

JOZEF MICHALÍK A KOL.

**ŠTRUKTÚRNY VRT
DOBRÁ VODA DV-1 (1 140,8 m)
(DOBRÁ VODA - KONČA SKALIEK)
V BREZOVSKÝCH KARPATOCH**

Spoluautori:

**IGOR BRÓSKA, JURAJ FRANCÚ, OTÍLIA JENDREJÁKOVÁ,
MÁRIA KOCHANOVÁ, OTÍLIA LINTNEROVÁ, PETER MASARYK,
JARMILA PAPŠOVÁ, EVA PLANDEROVÁ, VLADIMÍR ŠUCHA,
VIERA ZATKALÍKOVÁ**

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODPOROVÉ INFORMACNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

ÚVOD

Podložie Viedenskej panvy na rozhraní Východných Álp a Západných Karpát je najvýznamnejšou oblasťou výskytu ložísk ropy a zemného plynu v Západných Karpatoch. Terciérnu výplň Viedenskej panvy dosiaľ prenikli už stovky výskumných a prieskumných i ťažobných vrtov, z ktorých mnohé dosiahli podložie, z veľkej časti tvorené sústavou mezozoických príkrovov alpsko-karpatskej sústavy. Oveľa menšia pozornosť sa venovala výstupom mezozoických hornín na okrajoch panvy. Korelácia týchto jednotiek s vývoji v Alpách, ale i v Centrálnych Karpatoch a dokonca v samotnom podloží terciérnej výplne vlastnej panvy je dodnes predmetom diskusií a polemík. Preto hlavným objektom záujmu základného výskumu schváleného prezídiom ČSAV dňa 15. 5. 1984 sa stala práve stavba a stratigrafia oblasti Malých Karpát, lemujúcich východný okraj Viedenskej panvy. Do práce sa zapojili odborníci z desiatich organizácií, ktorí za krátky čas nahromadili množstvo nových údajov o geologickej stavbe oblasti. Doba riešenia, pôvodne rozplánovaná na obdobie siedmich rokov, sa postupne redukovala na dva roky, 1984-1985. Napriek tomu priniesol Cieľový projekt základného výskumu rad závažných zistení. Bol dešifrovaný metamorfný vývoj predalpínskych komplexov Malých Karpát a ich genetické vzťahy ku granitoidným intrúziám a zostavená mapa izográd paleozoického metamorfizmu, z ktorej vyplynula dvojfázovosť metamorfizmu a prítomnosť tektonických pohybov medzi dvomi intrúznymi fázami granitoidov. Geologickými a geofyzikálnymi metódami sa potvrdil rozsah hercýnskych horizontálnych pohybov i názor o viacetážovej stavbe Pezinských Karpát. Odlíšili sa viaceré jednotky paraautochtónneho mezozoického pokryvu kryštallických komplexov, naznačujúce prechody k penninskému paleotektonickému typu vývoja. Vo vysočkom príkrove sa potvrdili reliktý tenzných štruktúr, vzniknutých pri roztáhovaní oblasti Viedenskej panvy postrannými posunmi, i hojnosť spätných prešmykov, charakteristických pre okrajovú hranu Centrálnych Karpát ("pribradlová zóna"). Takéto poruchy zastierajú i šariážno plochy veternického a havranického príkrovu. Litofaciálne obdobné jednotky možno hľadať len pri jv. okraji česko-slovenskej časti Viedenskej panvy. Tento fakt potvrdil oprávnenosť dôrazu, aký sa už v zámere Cieľového projektu základného výskumu kládol na štúdium Brezovských Karpát a Myjavskej pahorkatiny, kam bol po zamietnutí požiadavky 2 štruktúrnych vrtov situovaný jediný vrt hlboký 1 200 m.

Práve v tejto oblasti možno hľadať pokračovanie jednotiek z podstatnej časti podložia Viedenskej panvy, vystupujúcich na povrch.

Túto oblasť v uplynulých rokoch študovala skupina pracovníkov Geologického ústavu Dionýza Štúra, ktorí získali viaceré základné poznatky o jej stavbe a zložení (vyčlenenie dobrovodskej zlomovej zóny, prašníckej a dobrovodskej depresie, odlišenie brezovskej a chtelnickej štruktúry, zistenie prítomnosti vrchnokriedových klastík v stavbe pohoria, korelácie s vývoji známymi z vrtovej vo Viedenskej panve, litostratigrafia vrchnokriedových a paleogénnych súvrství Myjavskej pahorkatiny atď.). Svoje výskumy uzavreli zostavením a publikovaním geologickej mapy 1:50 000. Viaceré nové poznatky priniesli pracovníci Geologického ústavu SAV (vrchnokriedová a paleogénna stratigrafia na základe veľkých foraminifer a mikroproblematik) i katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského (vyčlenenie barmsteinského súvrstvia, jurská stratigrafia na základe rádioláří). Ukázalo sa však, že potreby geologického výskumu a prospekcie prírodných uhľovodíkov si vyžadujú ešte komplexnejšie a detailnejšie zhodnotenie územia z hľadiska poznania susedných oblastí. Nové výsledky priniesla už reambulácia mapy Brezovských Karpát pre potreby lokalizácie vrtu DV-1. Zistilo sa, že kým komplexy samotného Brezovského pohoria pozostávajú z temer monoklinálne upadajúcich más jablonického príkrovu, na jeho západnom a južnom úpätí vystupuje z podložia šupinovitý systém, tvorený odlišnou jednotkou. Na overenie pozície a stanovenie sukcesie litologických jednotiek v tejto jednotke sme situovali vrt DV-1 práve do tejto zóny. Problémy spojené s technickým i finančným zabezpečením tohto vrtu však nedovolili jeho dovrátenie ani do plánovanej hĺbky 1 200 m. Napriek tomu výsledky získané štúdiom 1 140,8 m dlhého jadra viedli k sérii viacerých dôležitých poznatkov, ktoré zhŕňame v tejto správe. Nazdávame sa, že vzhľadom na nedokonalú odkrytosť tohto územia môžu byť výsledky komplexného výskumu nášho vrtného materiálu trvalým kalibrom pre korelácie triasových sekvencií v mezozoických jednotkách tohto i susedných regiónov.

CHARAKTERISTIKA STAVBY BREZOVSKÉHO POHORIA

Triasové komplexy Brezovského (resp. "Jablonicko-prašníckeho pohoria") priradil D. ANDRUSOV (1943 etc.) k "vyšším" príkrovom (konkrétne k jablonickému a nedzovskému). Tento názor, ktorý v tej dobe ešte nemohol byť podopretý geometrickou analýzou stavby, sa opieral o litologicko-faciálny rozbor študovanej sekvencie. Karbonátové masы centrálnej časti pohoria paralelizoval autor so sekvenciami strážovského, havranického a veterníckeho príkrovu. Spoločným znakom všetkých týchto jednotiek bol plytkovodný až rifový vývoj bielych organogénnych "wettersteinských" vápencov.

Prvú detailnú mapu oblasti zhotovil M. PERŽEL (1964). Vyčlenil základné litostratigrafické jednotky triasovej sekvencie a podal štruktúrnú interpretáciu oblasti. Dôležitou časťou jeho práce bolo vyzbieranie fosílií ako argumentov pre vekové zaradenie popisovaných súvrství. Práce neskorších autorov priniesli rad doplňujúcich zistení o výskytoch rétskych vápencov (M. KOCHANOVÁ, 1967), lunzských vrstiev (M. KOCHANOVÁ - A. KULLMANOVÁ - P. SNOPOKOVÁ, 1976) a dokonca adnet-ských vápencov (M. KOCHANOVÁ - A. KULLMANOVÁ, 1976). Mapovacie práce J. SALAJA a J. MELLU (1978-1982) však ukázali, že treba počítat' s oveľa komplikovanejšími pomermi v litologickej sukcesii a geologickej stavbe komplexov. Viaceré, dávnejšie zistené horninové typy sú v skutočnosti iba klastami v senónskych valchovských zlepenkoch, či v egenburských rozbežských brekciovitých konglomerátoch. Mnohé z údajne "miocénnych" komplexov sú v skutočnosti súčasťou vrchnokriedového gosauského sedimentačného cyklu (baranecké pieskovce). Zistilo sa, že územie je rozbité sústavou priečných zlomov. Napriek tomu (tak, ako to ilustrujú profile ku geologickej mape 1:50 000 A. BEGANA et al., 1982) v súčasnosti sa rozdiely v názoroch na geologickú stavbu tejto oblasti nijako nezmenšili.

J. SALAJ (1961) predpokladal, že koňacko-vrchnoeocénna sukcesia Myjavskej pahorkatiny je postihnutá len germanotypnou tektonikou. Neskôr, po preukázaní juhovergentného prešmyku Jablonky, ktorý oddeľuje alochtónnu kryhu Surovín, sa ukázalo, že je potrebné počítat' so zložitejšou stavbou i vo vrchnokriedovo-paleogénnych súvrstviach (J. SALAJ, 1966). Hlboký vrt Lubina Lu-1 (B. LEŠKO et al., 1978) dokázal zložitú stavbu tejto časti okraja Centrálnych Karpát. Závery o prítomnosti paleogénnych súvrství magurskej jednotky na dne vrtu však vzbudzujú pochybnosti viacerých autorov (J. SALAJ - Z. PRIECHODSKÁ, 1986): všetky známe fakty svedčia o tom, že stále ide o paleogénne súvrstvia v centrálnokarpatskom vývoji (vrt bol situovaný na poklesnutej Vaďovskej kryhe so zachovaným kriedovo-paleogénnym pokryvom).

Viacero nedoriešených problémov ostáva v samotnom Čachtickom a Brezovskom pohorí. Odhliadnuc od starších prác D. ŠTÚRA (1860), F. HAUERÁ (1869), L. V. LÖCZYHO (1915), spomínaných prác D. ANDRUSOVA (1943, 1935) a M. PERŽELA (1966), poznatky z Čachtických Karpát publikovali J. HANÁČEK (1954), M. MAHEL' - M. KOCHANOVÁ (1964), E. JABLONSKÝ (1974). Tektonicky bolo územie interpretované ako nedzovský a jablonický príkrov, patriace (J. BYSTRICKÝ, 1973) siliciku. Odlišný názor prezentovali J. SALAJ (1982) a J. SALAJ - A. BEGAN (1983, 1986), ktorí vyjadrili presvedčenie, že karbonátové masy oboch jednotiek sedimentovali na severnom okraji Centrálnych Karpát a počas alb-cenomanskej "obdukcie" sa včlenili do "klapského" sedimentačného priestoru. Počas sávskej fázy vrásnenia mali karbonáty podľahnúť diapírovej tektonike a mali byť prešmyknuté cez nadložné bridličnaté vrchnokriedovo-paleocénne sedimenty. V práci J. SALAJA (1982) sú dokonca stotožnené s ultrapieninskou kordilérrou. Z nej odvodzoval materiál albských

zlepencov klapskej jednotky: valúny vápencov mali byť roznášané až po Púchov a Považskú Bystricu.

Novšie geologické mapovania, geofyzikálne profilovanie a napokon i výsledky vrtu DV-1, ktoré predkladáme, priniesli dôkazy o tom, že Brezovské pohorie má typicky alochtónnu stavbu. Mladšie retrošariázne pohyby počas laramskej a sávskej fázy do značnej miery modifikovali tento tektonický štýl, v ktorom dnes prevládajú strmo uklonené juhovergentné prešmyky. Napriek tomu prítomnosť jednotky s pelagickejším vývojom, vystupujúcej spod masy plytkovodných karbonátov, ktoré môžu byť, tak ako veternícky a havranický príkrov, porovnávané s mladými alpskými štruktúrami, je dostatočným argumentom pre charakterizovanie alpinotypného štýlu stavby. Pod touto jednotkou (možno už len niekoľko desiatok metrov pod dnešným dnom vrtu) možno očakávať prítomnosť hlbšej tektonickej jednotky. Ostáva však otázkou, či ide o čiernovážsky čiastkový príkrov, o šupinu permsko-triasových vulkanických a klastických hornín ako v Bielom pohorí, alebo o niektorý z vývojov krížňanského príkrovu (obr. 1).

STRATIGRAFIA KOMPLEXOV BREZOVSKÉHO POHORIA

Jablonický príkrov

Najspodnejším známym členom v tejto jednotke je súvrstvie tmavosivých až hnedých lavicovitých vápencov podobných v spodnej časti annaberskému, vyššie gutensteinskému typu. V strednej časti obsahuje vložky nezreteľne gradačne vrstvených krinoidových vápencov, vyššie sa objavujú nepravidelné šošovky rohovcových vápencov, často odlišované ako reiflinský vápenec.

Od charakteristického reiflinského "knollenkalku" sa však líšia svetlejšou farbou, nedostatkom hľuznatosti i tvarom rohovcových teliesok, ktoré obvykle nemajú kľkovitý či uzlovitý tvar (vyskytujú sa dokonca angulárne rohovce). Výskyty rohovcových vápencov boli rozličnými autormi radené do rozličných vekových úrovní (M. PERŽEL, 1964: spodný pelsón; R. MOCK in A. BIELY et al., 1980: longobard; A. BIELY et al., 1980: vrchný anis až spodný ladin). I zbežné zmapovanie indikuje, že v skutočnosti zrejme nejde o izochrónny horizont, ale skôr o nesúvislé šošovky a polohy uprostred karbonátového súvrstvia (obr. 2). Biostratigrafické datovanie zatiaľ neposkytlo jednoznačné vysvetlenie, skôr sa však prikláňame k názoru o spodnopelsónskom veku tohto súvrstvia.

Mocný komplex svetlosivých organogénnych vápencov možno rozdeliť na spodnú časť, ktorú tvoria steinalmské vápence s hojnými dasykladálnymi riasami (*Physoporella dissita*, *Macroporella* sp. atd., opísanými už M. PERŽELOM, 1964) a foraminiferami

(cf. A. BIELY et al., 1980), strednú časť, zastúpenú šošovkovitými tenkými telieskami sivých alebo slienitých vápencov a dolomitických slieňovcov, a na vrchnú časť, tvorenú masívnymi wettersteinskými hubkovými vápencami. Vek spodnej, steinalmskej časti je datovaný ako vrchný pelsón - spodný ilýr.

Mohutné súvrstvie bielosivých "cukrovitých" wettersteinských dolomitov máva na báze rozlične hrubú polohu rauwakovitých dolomitov. Dolomity sú hrubo lavicovité až masívne, tvoria niekoľko sto metrov hrubý komplex. Na viacerých miestach ho rozdeľujú vložky (2-3) žltkastých slienitých dolomitov s polohami čiernych bituminóznych bridlíc a brekciovitých vápencov (U Fajnorov). V samotných dolomitoch sú len zriedka zachované brekciovité, organogénne alebo laminované textúry. Pomerne ojedinelé sú zvyšky dazykladálnych rias (Tetky pri Pustej Vsi) či stopy gradácie intraklastov.

Podľa M. PERŽELA (l. c.) je horná hranica wettersteinských dolomitov vymedzená tenkou (10-20 m) polohou lunzských bridlíc s vložkami jemnozrnného pieskovca. Autori mapy 1:50 000 túto polohu síce kartograficky vymedzujú, vo vysvetlivkách sa však odvolávajú na Perželov popis s odôvodnením, že pre nedostatok súčích odkryvov nie je možné získať nové vzorky. Je preto otázne, či tieto "lunzske vrstvy" nie sú iba vložkou slienitých lagunárnych hornín, podobných tým, ktoré vystupujú v dolomitových lomoch U Fajnorov pri Pustej Vsi.

V mase dolomitov vystupujú nesúvislé telesá sivých celistvých, dolomitických i slabo slienitých vápencov. V literatúre bývajú porovnávané s oponickými vápencami. Ich stratigrafickú príslušnosť sa však zatiaľ nepodarilo presne stanoviť.

Súvrstvie "hlavného dolomitu" sa skladá z hrubolavicovitých až lavicovitých bielosivých až sivých celistvých, miestami loferitických alebo laminovaných dolomitov. Ojedinele sa vyskytujú laminy organodetritu alebo drobných klastov, inde vápnité alebo bituminózne polohy. Zväčša je však súvrstvie dosť tektonicky porušené, čo znemožňuje bližšie charakterizovať sedimentárne textúry.

Najvyššiu časť triasovej sekvencie zastupuje norovické súvrstvie. S výnimkou nepatrných zvyškov však tieto vápence možno nájsť len v klastoch senónskych valchovských zlepcov. Súvrstvie zrejme pozostávalo z mikritových, oolitových a lumachelových vápencov v charakteristickom vývoji.

Rozborom klastov valchovských zlepcov možno dôjsť k záveru, že liasové súvrstvia pozostávali z krinoidových vápencov s belemniti a lastúrnikmi a z červených hľuznatých adnetských vápencov.

Sekvencia dechtickej kryhy

Neogénnymi a vrchnokriedovými sedimentmi vyplnená dobrovodska a prašnícka depresia oddeľuje od masívu Brezovského pohoria pahorkatinnú eleváciu, tvorenú tiež mezozoickými karbonátmi. Tektonická príslušnosť týchto mas nie je dosiaľ úplne vyjasnená. Niektorí autori sa domnievajú, že i túto dechtickú kryhu treba priradiť

k jablonickému príkrovu, iní, berúc do úvahy viaceré osobitosti vrstevného sledu, ju porovnávajú s veternickým, havranickým, nedzovským alebo bebravským príkrovom. Na základe novších štúdií sa zdá, že ani táto oblasť nie je tvorená jedinou tektonickou jednotkou. Sekvencia niektorých území (Lažteky) je viac podobná veternickému alebo bielovážskému vývoju, kým napríklad sekvencia odkrytá v okolí lomu Dolná Skalová má svojráznejší vývoj. Jej štúdium je však sťažené výraznou tektonizáciou a nedokonalým odkrytím územia. V tomto lome možno odlíšiť tmavé vápence, porovnateľné s anaberskými vápencami gutensteinského súvrstvia (tvoria len nepodstatnú časť odkrytej sekvencie). Oveľa výraznejšiu časť lomových stien tvorí mocná sekvencia červenkastých, hnedosivých a svetlosivých, nezreteľne vrstevnatých vápencov. Podľa J. MELLU (in A. BIELY et al., 1980) obsahujú riasy *Physoporella pauciforata* i anisské foraminifery *Fronicularia woodwardi* a *Cyclogyra mahajeri*. Uvedení autori porovnávajú vápence so steinalmskými, iní sa skôr nazdávajú, že ich litologická charakteristika je bližšia schreyeralmským vápencom. Najvyššie časti súvrstvia v lomoch sú bohaté na rohovcové hľuzy, preto boli spolu so sivými rohovcovými vápencami od Lažtekov priradené k reiflinským vápencom. Pretože zrejme ide o 2 litologicky, stratigraficky i tektonicky odlišné súvrstvia, vek takejto umelo vytvorenej jednotky vychádzal veľmi široký (anis až kordevol, cf. J. BYSTRICKÝ et al., l. c.). Ladinský vek bol pripisovaný i súvrstviu svetlosivých, bielosivo vetrajúcich organogénnych vápencov wettersteinského typu, ktoré vychádzajú na rozľahlej skrasovatenej planine (napr. temeno vrchu Hradisko tesne nad lomom Dolná Skalová). Tvorí výrazné súvrstvie, po ktorom, tak ako v jablonickom príkrove, nasleduje komplex bielych wettersteinských dolomitov. Na báze nasledujúceho komplexu sivých hrubolavicovitých dolomitov ("hlavný dolomit") je vyvinuté súvrstvie oponických ("karditových") vápencov (je dobre študovateľné napr. na vršku z. od Lančára). Ide o plytkovodné lagunárne mikritové i biosparitové, lumachelové i biodetritické, často dolomitizované vápence s dajkami, bahennými prasklinami a vložkami dolomitu. Samotný hlavný dolomit býva zle odkrytý, zriedka sú pozorovateľné loferitické i klastogénne laminy alebo polohy alochémov. Nad hlavným dolomitom nasleduje norovické súvrstvie - organodetritické, oolitické, lumachelové i biomikritové vápence hnedosivej farby. Sú lavicovité, sivo zvetrávajú, obsahujú rétske foraminifery a makrofosílie (okolie horárne Černík). Liasové súvrstvia zastupujú toarské piesčité organodetritické vápence s bohatou faunou mäkkýšov (pri chľatníkovej vodnej nádrži), krinoidové a rohovcové vápence.

Uvedené fakty potvrdzujú skutočnosť, že sekvencia dechtickej elevácie pozostáva z členov veľmi blízkych vývoju ostatných "vyšších príkrovov" Malých Karpát. Má však viaceré odlišnosti, ktoré ju predbežne nedovoľujú zaradiť k niektorej zo spomínaných jednotiek. Jej bližšie charakterizovanie a vymedzenie si vyžiada ďalšie stratigrafické i kartografické štúdiá.

Sekvencia pruhu Hradište pod Vrátnom - Dobrá Voda

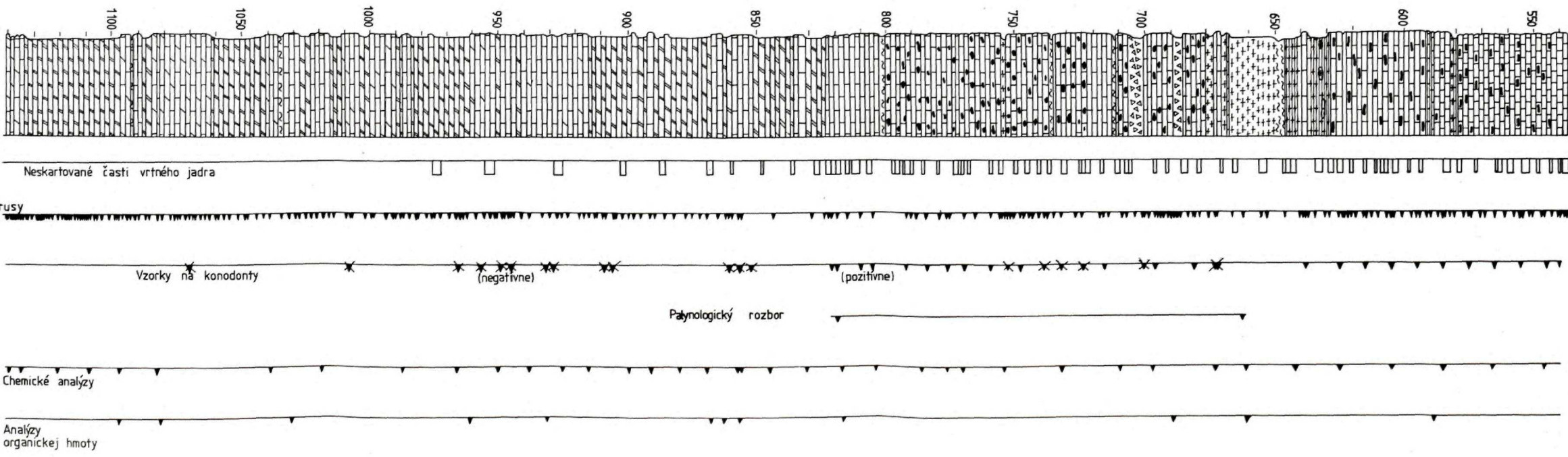
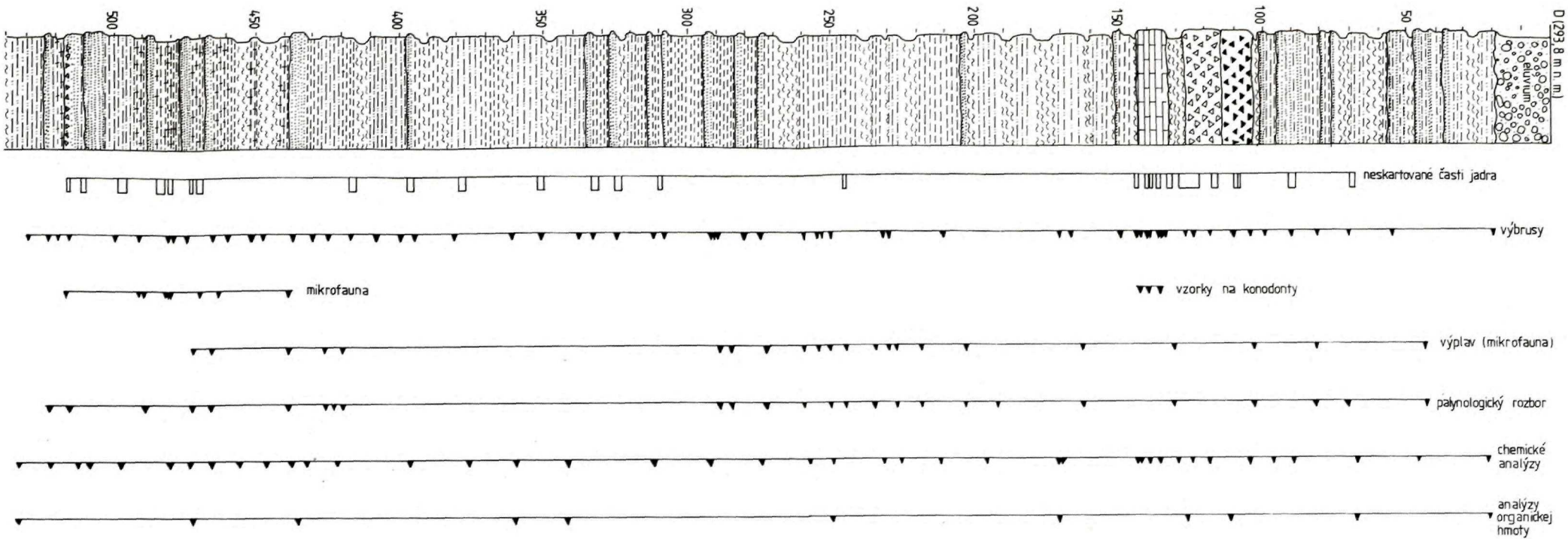
V uvedenom pruhu vystupujú litostratigrafické jednotky, ktoré sa svojím vývojom zásadne líšia od plytkovodných triasových sekvencií Brezovského pohoria i dechtickej kryhy. Takými jednotkami sú lunzské súvrstvie, známe donedávna len od Hradišťa (M. KOCHANOVÁ et al., 1967), "mariáškse dolomity" od Dobrej Vody či z južných svahov Vrátna, rohovcové vápence, roztrúsené v drobných skalkách pozdĺž celého pruhu, alebo čierne bituminózne dolomity z jablonického lomu.

Stratigrafická i tektonická príslušnosť týchto hornín bola po dlhú dobu problematická. Situáciu vyjasnil až vrt DV-1, ktorý z aluviálnych uloženín lúky Konča Skaliek pod Bachárkou prenikol súvislú sekvenciu, veľmi pripomínajúcu bielovážsku jednotku chočského príkrovu. Sled horizontov zastihnutých vo vrte podávame v podrobnom makroskopickom popise v nasledujúcich riadkoch (obr. 3a, 3b):

Hĺbka v m:

0 – 3	hlinité alúvium
3 – 19	hlinito-kamenité alúvium
19 – 24	černosivé ílovce a sivozelenkasté aleuritické drobové pieskovce so zuhofnatenými úlomkami
24 – 29	tektonit?, zvetraná zóna?
29 – 35	černosivé ílovce a aleuritické pieskovce
35 – 37	brekcia aleuritických pieskovcov a černosivých ílovcov
37 – 38	tektonit?
38 – 41	černosivé ílovce
41 – 43	brekcia aleuritických pieskovcov v černosivých ílovcach
43 – 45	rozpadavý černosivý ílavec
45 – 48	sivý aleuritický pieskovec
48 – 50	tektonit?
50 – 56	černosivé ílovce a sivé aleuritické laminované pieskovce
56 – 59	rozpadavý černosivý ílavec
59 – 64	tektonit?
64 – 71	černosivé ílovce s laminkami sivozelenkastého pieskovca lunzského typu
71 – 74	tektonit?
74 – 75	rozpadavý černosivý ílavec
75 – 76	sivý aleuritický pieskovec
76 – 79	rozpadavý černosivý ílavec
79 – 80	sivý aleuritický pieskovec
80 – 81,5	rozpadavý černosivý ílavec
81,5 – 82	poloha brekcie
82 – 86	rozpadavý černosivý ílavec
86 – 95	sivý aleuritický drobový pieskovec s vložkami ílovca
95 – 99	černosivé ílovce s vložkami a klastami aleuritických pieskovcov
99 – 102	sivý rozpadavý aleuritický drobový pieskovec s vložkou ílovca
102 – 103	rozpadavý černosivý ílavec

103 –114	pestré karbonátové (zväčša dolomitové) brekcie (112 – bituminózna poloha) (Mn?)
114 –128	dolomitové brekcie až kavernózne vápenec, vo vyšších partiách rozpadavé, nižšie rauwakizované, preplnené sekundárnym kalcitom, na báze nasýtené bitúmenom
128 –131	čierny ílovec so zvráskavenými a vyleštenými vrstevnými plochami – sklon 20°
131 –133	tektonizované vápence
133 –134	tmavé ílovce
134 –145	lavicovité – masívne hnedosivé, celistvé vápence (136 – rohovcový vápenec, 140 – detritický vápenec)
145 –150	tektonizovaný ílovec (65°)
150 –152	tmavosivý stredno- až jemnozrnný pieskovec
152 –153	tektonit
153 –156	čiernosivý ílovec a jemnozrnný pieskovec
156 –160	tektonizované ílovce
160 –162	tektonit
162 –172	čiernosivý ílovec s laminami sivozeleného jemno- až strednozrnného pieskovca (60°), (171 m – silicifikovaná konkrecionálna poloha kalového vápenca)
172 –179	tektonit
179 –186	zdeformované ílovce s laminami pieskovca (75°)
186 –191	tektonit
191 –200	zbrekciovaténé ílovce a pieskovce
200 –202	tektonit
202 –204	tmavosivý jemnozrnný drobový pieskovec a čiernosivý ílovec (60°)
204 –220	čiernosivý ílovec (v spodnej časti 90°)
220 –226	tektonit
226 –230	čiernosivý ílovec s laminami pieskovca
230 –231	tektonit
231 –236	čiernosivý ílovec (60°) s tmavosivým jemnozrnným laminovaným pieskovcom
236 –240	tektonit
240 –262	čiernosivé ílovce, v strednej časti vložky sivého strednozrnného pieskovca (55°)
262 –269	tektonit
269 –273	rozpadavé čiernosivé ílovce, v spodnej časti vložky pieskovca (45°)
273 –274	tektonit
274 –275	rozdrvený sivý strednozrnný pieskovec
275 –281	rozdrvený tmavosivý ílovec
281 –284	rozdrvený pieskovec – sivočierna laminovaná ílovito-piesčitá bridlica
284 –290,8	čiernosivé ílovce
290,9	bloky čiernosivých jemnozrnných drobových pieskovcov
291 –293	aleuritický pieskovec
293 –307	tektonizovaný čiernosivý ílovec
307 –309	sivý strednozrnný pieskovec
309 –312	tektonizovaný ílovec
312 –313	sivý strednozrnný aleuritický pieskovec
313 –318	tektonizovaný ílovec (40°)



DOKUMENTÁCIA SPODNEJ ČASTI VRTNÉHO PROFILU DV-1

DOKUMENTÁCIA VRCHNEJ ČASTI VRTNÉHO PROFILU DV-1

Obr. 3 Dokumentácia vrtného profilu vrtu Dobrá Voda DV-1
 1 – elúvium, 2 – aluvritické ílovec, 3 – jemnozrnné droby až arkózy, 4 – ílavé ílovec, 5 – íliene, 6 – dolomitové brekcie, 7 – polymikíné brekcie, 8 – vápence, 9 – polohy intraklastov, 10 – tektonizované zóny, 11 – dolomítické vápence, 12 – dolomity

318 –321	laminovaný ílovec a aleurit (35°)
321 –324	tektonit?
324 –325	tektonizovaný ílovec
325 –326	zbrekciovatý tmavosivý aleurit s laminami ílovito-piesčitej bridlice
326 –327	tektonit?
327 –333	tmavosivý aleuritický ílovec (hore 25–30°, nižšie 70°)
333 –335	prúžkovaný tmavosivý aleuritický pieskovec
335 –346	čiernosivý aleuritický ílovec (25°)
346 –350	tektonit
350 –354	tmavosivý aleuritický ílovec s laminovitými šošovkami pieskovca (40°)
354 –362	sivozelený aleuritický ílovec
362 –364	tektonit
364 –368	tmavosivý ílovec (vyššie 70°, nižšie 20°)
368 –372	tektonizovaný ílovec
372 –383	tmavosivý aleuritický laminovaný ílovec (20–30°) a svetlosivý strednozrnný pieskovec
383 –385	tektonit
385 –390	tmavosivý ílovec
390 –393	tektonit
395 –397	tmavosivý aleuritický pieskovec (40°)
397 –405	tmavosivý ílovec so šošovkovými laminami sivého aleuritického pieskovca (35°)
405 –410	tmavosivý aleuritický ílovec (60°) a sivý strednozrnný pieskovec
410 –415	tektonit
415 –420	tektonizované tmavosivé bridlice
420 –427	tmavosivý ílovec a laminy (20°) tmavosivého jemnozrnného pieskovca
427 –428	tektonit
428 –432	tmavosivý siltovitý slieňovec (horizontálne) a tmavosivý pieskovec
432 –438	sivý siltovitý pieskovec
438 –442	tmavosivý slieňovec so siltovitým detritom (horizontálne) (439 – halobia)
442 –449	tektonit sivého laminovaného jemnozrnného pieskovca
449 –452	tektonizovaný sfudnatý ílovec (slieňovec?)
452 –457	tektonit (sivý stredno- až jemnozrnný pieskovec)
457 –466	tektonizovaný tmavosivý slieňovec a tmavosivý jemnozrnný pieskovec
466 –466,5	tmavosivý aleuritizovaný pieskovec
460,5–471	tektonizovaný tmavosivý slieňovec (45°)
471 –473	tenkodoštičkovité tmavosivé aleuritické slieňovce (horizontálne uložené)
473 –476	tmavosivý aleuritický pieskovec s čerinovým vrstvením (2°) (470 – halobia)
476 –478	laminovaný pieskovec a ílovec
478 –485	laminovaný ílovec s piesčitými vložkami (sivý laminovaný jemnozrnný pieskovec – konvolútna laminácia, lumachely halobií)
485 –486	čiernosivý ílovec
486 –489	sivý pieskovec (horizontálne uloženie)
489 –493	laminovaný čiernosivý slieň, halobia (10°)
493 –503	sivé jemnozrnné drobové pieskovce a ílovce s fytodetritom (0°)
503 –510	sivý strednozrnný sfudnatý drobový pieskovec s fytodetritom (15°)
510 –516	sivý sfudnatý pieskovec a čiernosivý ílovec
516 –517	sivý sfudnatý strednozrnný pieskovec s fytodetritom, na báze závalky
517 –520	čierne slieňe s halobiami (ojedinele laminy tmavosivého jemnozrnného pieskovca)

520 –522	čierne "antracitovo lesklé" ílovce s laminami pieskovca
522 –523,5	sivý strednozrnný pieskovec s hieroglyfmi a uhoľnými úlomkami (20°)
523,5–537,5	sivé piesčité ílovce s úlomkami uhľia a laminy jemnozrnného pieskovca
537,5–543	masívny sivý vápenec (miestami slabodolomitizovaný)
543 –545	svetlosivý rohovecový vápenec (laminy rohovca, 30°) silne stylolitizovaný
545 –554,6	svetlosivý rohovecový vápenec s hfuzami a laminami rohovca (30°), výrazne preniknutý žilkami kalcitu
554,6–557,3	sivohnedý hfuznatý organodetritický vápenec s rohovcami, žilkami kalcitu a stylolitmi
557,5–565	svetlosivý rohovecový vápenec s laminami rohovca (65°), silne stylolitizovaný, vložky organodetritického vápenca
565 –598	svetlosivý organodetritický a kalový rohovecový vápenec s veľkými hfuzami rohovca (30°), stylolitizovaný
598 –582	tmavosivý slieňovec s hfuzami vápenca
582 –588	svetlosivý hfuznatý brekciovitý vápenec s ojedinelými rohovcami (silne stylolitizovaný)
588 –589	tmavosivý vápenec s laminami slieňovca (25°)
589 –591,5	černosivý slieňovec s vápnitými laminami (5°)
591,5–613,7	svetlohnedosivý vápenec s veľkými hfuzami rohovca (15°), stylolitizovaný, žilky kalcitu, vložky organodetritu
613,7–623	sivý jemnozrnný vápenec s hfuzami rohovca a s hfuznatými vrstevnými plochami (15°), žilky a stylolity
623 –623,5	černosivý slieňovec
623,5–629	sivý rohovecový vápenec (10°), vložky organodetritu, stylolity
629 –631,2	tmavý slieňovec s hojnými hfuzami laminovaného vápenca (5°)
631,2–637	černosivý jemnozrnný slieňovec
637 –639	stylolitizovaný tmavosivohnedý slienitý vápenec s vložkami detritu
639 –643	černosivý jemnozrnný slieňovec
643 –646	černosivý slieňovec s vápnitými polohami (30°)
646 –649	drvená zóna
649 –666	černosivý slieňovec (35°, nižšie 40°)
666 –666,2	černosivý slienitý vápenec so slieňovcovými laminkami a pyritovými konkréciami
666,2–667	černosivý slieňovec
667 –668	sivý vápenec
668 –670	černosivý slieňovec (40°)
670 –673	hnedosivý kalový vápenec (30°) so žilkami kalcitu
673 –676	černosivý slieňovec
676 –678	černosivý slieňovec s vložkami detritického vápenca
678 –680	brekciovitý černosivý detritický rohovecový vápenec (30°)
680 –685	černosivý – sivohnedý slienitý kalový až detritický rohovecový vápenec (80°)
685 –689	vápencová brekcia (686 m – s klastami dolomitu)
689 –700	černosivý – sivohnedý laminovaný organodetritický rohovecový vápenec (v úseku 689 až 690 m 90°, 690–694 m 60°, 694–695 m 90°, 695–700 m 40°)
700 –706	brekcia s bituminóznym tmelom (tmavý sivohnedý laminovaný organodetritický vápenec)
706 –708	tektonizovaný tmavosivý zrnitý rohovecový vápenec (50–60°)
708 –711	hnedosivý detritický rohovecový vápenec (50°)
711 –712	tektonická brekcia
712 –713	sivý organodetritický rohovecový vápenec (80°)
713 –716	zbrekciovaný stylolitizovaný slienitý i detritický vápenec s hniezdami slieňovca
716 –722	hnedosivý celistvý i detritický vápenec (25°) so žilkami kalcitu

722 –723	výrazne rohový vápenec
723 –734	hnedomivý celistvý vápenec s ojedinelými rohovcami (25–30°) a slienitými laminkami
734 –736	tektonizovaný tmavosivohnedý jemnozrnný vápenec (zlomová plocha 80°)
736 –746	svetlohnedomivý kalový rohový vápenec s laminami detritu (v 736–740 m 66°, 740–744 m 75°, 744–746 m 60°)
746 –753	detto (25°) so slienitými polohami
753 –755	tmavomivý slienitý vápenec až slieňovec
755 –756	sivý celistvý laminovaný vápenec (kalcitom vyplnené dutinky, ojedinele hľuzy rohovca, 45°)
756 –760	sivý rohový vápenec s hľuznatými vrstevnými plochami (30°), slienité laminky
760 –765	sivý vápenec s drobnými rohovcami (40°)
765 –767	sivý vápenec s rohovcami, hľuznaté vrstevné plochy
767 –769,6	sivý celistvý masivný vápenec, preplástky slieňovca, brekciovité polohy (15°)
769,6–774	masivný sivý celistvý detritický rohový vápenec s hľuznatými slienitými polohami (45°)
774 –779	svetlosivý celistvý detritický vápenec s rohovcami (60°)
779 –784	kavernózny tmavomivý slienitý rohový vápenec (40°)
784 –787	rohový vápenec s kľukatými laminami slieňa
787 –798,5	masivný až hrubolavovitý svetlosivý celistvý vápenec s hojnými veľkými hľuzami rohovcov (30°)
798,5–800	tektonicky porušené sivé rohové vápence
800 –802	tektonické brekie
802 –813,8	sivý organodetritický vápenec s kľukatými laminami slieňa (45°)
813,8–815	tektonizovaný hnedomivý až hnedý slienitý vápenec (50°)
815 –821	tmavomivý jemnozrnný organodetritický vápenec s hľuznatou textúrou (laminy slieňovca) a pyritovými konkréciami
821 –823,5	ružový zrnitý (dolomitizovaný) vápenec so stylolitmi
823,5–828	ružový a hnedý silno stylolitizovaný organodetritický vápenec
828 –832	kavernózny vápnitý dolomit až dolomitický vápenec s bituminóznym zápachom
832 –834	sivý celistvý dolomitický vápenec s hľuznatou textúrou
834 –841	kavernózny dolomit (dedolomit?)
841 –851	vápence a dolomity s brekciovitými polohami
851 –853	dolomitický vápenec s hľuznatou textúrou (dedolomit?)
853 –856,1	hnedomivý kalový vápenec so slienitými polohami
856,1–858	hnedomivý celistvý jemnozrnný slabo dolomitický kalový vápenec so slienitými polohami
858 –859	ružovkastý dolomitický vápenec
859 –860,5	pestrý vápenec s hľuznatou textúrou
860,5–863	jemnozrnný cukrovitý sivý dedolomit, dutinky a plochy stylolitov vyplnené bitúmenom
863 –867	výrazne pórovitý sivý zrnitý vápenec s pseudomorfami evaporitov
867 –869	ružový zrnitý dedolomit (10–20°)
869 –874	rauakovitý pórovitý dedolomit
874 –880,4	popolavomivý zrnitý dolomit, dutinky a pukliny vyplnené bitúmenom
880,4–883	ružovkastomivý celistvý jemnozrnný dolomit s množstvom pseudomorf
883 –885,6	tmavomivý popolovitý dolomit, v spodnej časti vložky tmavosivého vápnitého dolomitu (1–5°)
885,6–890	cukrovito zrnitý sivý dolomit s vložkami tmavosivého dolomitického vápence
890 –892,5	tmavomivý vápnitý dolomit so silným bituminóznym zápachom
892,5–897	svetlosivý cukrovitý dolomit, na plochách bituminózna hmota

897 –897,5	tmavosivý vápnitý dolomit s bitúmenom v puklinách
897,5–904,5	sivý cukrovitý dolomit, drobné kaverny a pukliny s bitúmenom
904,5–908,5	ružovkastý cukrovitý pórovitý dolomit
908,5–908,6	sivý brekciovitý dolomit
908,6–910	svetlosivý stylolitizovaný dolomitický vápenec
910 –913,5	tmavosivý bituminózný dolomit s veľmi zlým výnosom jadra
913,5–917	sivý – sivohnedý dolomitický vápenec s očkami dolomitu, stylolitizovaný
917 –918,5	tmavosivý celistvý vápnitý dolomit (s bird eyes)
918,5–923,8	sivý stylolitizovaný vápenec s polohami dolomitizovaných ooidov
923,8–926	hnedomivý dolomitizovaný vápenec (až vápnitý dolomit) s veľmi zlým výnosom jadra
926 –929,6	tenkodoštičkovitý sivý vápenec s preplástkami čiernosivého slieňa (30–60°)
929,6–932,5	brekcia dolomitického vápenca a svetlosivý vápnitý laminovaný dolomit
932,5–945	sivý dolomitizovaný vápenec až kavernózný vápnitý laminovaný dolomit (45°) (loferický)
945 –950	tenkodostkovitý tmavosivý celistvý vápenec
950 –950,8	tmavosivý červíkovitý vápenec
950,8–952	sivohnedý loferický dolomitický vápenec
952 –958	pórovitý dolomitizovaný vápenec
958 –961	svetlosivý vápnitý dolomit
961 –967	tektonizovaný sivý dolomitizovaný vápnitý dolomit
967 –975,3	sivý pórovitý dolomit až dedolomit
975,3–978	dolomitizovaný gutensteinský vápenec (45°)
978 –984	výrazne kavernózný dolomit a dedolomit
984 –987	tektonizovaný vápnitý dolomit až dolomitický vápenec
987 –990	kavernózný svetlosivý dolomit
990 –1000	vápnitý dedolomit až dolomitický vápenec
1000 –1004	sivý kavernózný dedolomit (výnos 30 %)
1004 –1011	tmavosivý dolomitický vápenec až vápnitý škvrnitý dolomit (výnos 30 %)
1011 –1016	sivý kavernózný dedolomit
1016 –1018	tmavosivý dolomitizovaný červíkovitý vápenec (30°)
1018 –1023,2	tmavosivý doskovitý červíkovitý vápenec s krinoidmi
1023,2–1028	tmavosivý kavernózný dolomit až dedolomit
1028 –1034	tmavosivý dolomitický (25°) laminovaný škvrnitý vápenec
1034 –1036	tektonická brekcia
1036 –1041	vápnitý dolomit až dolomitický škvrnitý vápenec
1041 –1044	sivý kavernózný dolomit s tektonizovanými polohami
1044 –1045	tmavý sivohnedý, nevýrazne laminovaný vápenec s krinoidmi, stylolity, kaverny
1045 –1062,5	sivý celistvý dolomit s kavernami
1062,5–1072	sivý dolomitizovaný vápenec
1072 –1078	tmavosivý dolomitizovaný vápenec
1078 –1083	tektonizovaný tmavosivý vápenec
1083 –1085	tmavosivý dolomitický vápenec
1085 –1089	tmavosivý dolomit
1089 –1092,5	tmavosivý dolomitizovaný vápenec
1092,5–1093	tektonická brekcia
1093 –1094,6	tmavosivý silno rozpukaný a tektonizovaný dolomit
1094,6–1096	tmavosivý jemnozrnný dolomit
1096 –1099	sivohnedý tektonizovaný jemnozrnný škvrnitý dolomit
1099 –1101	tmavosivý celistvý dolomit
1101 –1109	sivý zrnitý rozpukaný dolomit

1109 –1110	sivý tektonizovaný dolomit až brekcia
1110 –1111	tmavosivý, nevýrazne laminovaný dolomit
1111 –1115	tmavohnedosivý tektonizovaný dolomit až brekcia
1115 –1116,5	tmavosivý, miestami tektonizovaný zrnitý dolomit
1116,5–1118,5	tmavosivohnedý kavernózny tektonizovaný dolomit
1118,5–1127	tmavosivohnedý stylolitizovaný jemnozrný, miestami bituminózny dolomit až brekcia
1127 –1127,5	sivohnedý celistvý stylolitový vápenec
1127,5–1134	tmavohnedosivý bielosivo vetrajúci zrnitý tektonizovaný, miestami vápnitý dolomit (70°)
1134 –1135	svetlosivý ťľakatý vápnitý dolomit s laminami ťľovca.(30°)
1135 –1136	sivý zrnitý tektonizovaný až brekciovitý dolomit
1136 –1137	sivý, silno ťľilkovaný dolomit až brekcia
1137 –1140,8	sivý vápnitý dolomit s laminkami čierneho ťľieňa, preniknutý kalcitovými ťľilkami
1140,8	dno vrtu

VYHODNOTENIE TECHNICKÝCH PRÁC NA VRTE DV-1

V rámci prípravných prác na vytýčenie vrtu v Brezovských Karpatoch vyhotovila päťčlenná skupina pracovníkov Geologického ústavu CGV SAV v septembri až decembri 1984 detailnú geologickú mapu (mierka 1:10 000) územia medzi Hradištom pod Vrátnom, Dobrou Vodou a Dechtickou dolinou (Vítek - asi 35 km²). Skupinu tvorili RNDr. J. Michalík, CSc., RNDr. D. Plašienka, CSc., RNDr. S. Buček, RNDr. F. Marko a RNDr. M. Kováč, CSc. Na základe vyhodnotenia výsledkov tohto geologického mapovania bolo možné zo 4 navrhovaných variantov lokalizácie 1 200-metrového štruktúrneho vrtu (Hradište, Mariáš, Dobrá Voda, Kopaničky) vybrať ako najvýhodnejšie umiestnenie v lokalite Konča Skaliek, asi 2,2 km na SV odobce Dobrá Voda pod jz. úpätím Vrátna, cca 16 km sz. od Jaslovských Bohuníc. Na spoločnej obhliadke terénu v Dobrej Vode, na ktorej sa zúčastnili pracovníci Geologického ústavu CGV SAV, podnikového riaditeľstva Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves a závodu Geologický prieskum v Novej Bani, sa 13. februára 1985 stanovilo miesto vrtu powyše letných stajní JRD Dehtice ("Konča Skaliek") v spodnej časti pasienkov "Pod Bachárkou" (obr. 4).

Pri projektovaní vrtu nebolo možné vychádzať z výsledkov žiadnych starších vrtných prác: jediný vrt do mezozoických uloženín v širokom okolí (DVM-1 v Hlbokom Dole sv. nad Dobrou Vodou) skončil krátko po začiatku haváriou v hĺbke 70 m, tri hydrogeologické vrty IGHP Bratislava (Malé Skalky, Hrubé Skalky a Mier) hlboké do 100 m boli lokalizované len v neogénnych konglomerátoch dobrovodskej depresie. Pretože sa predpokladalo, že náš vrt zastihne na povrchu neznáme podložie Brezovských Karpát, bolo potrebné počítať i s rizikom navrtania horizontu s koncentráciou plyných alebo tekutých uhľovodíkov i (vzhľadom na výrazné skrasovatenie celého okolia) s možnosťou náhlejšej straty výplachu alebo narazenia výdatného prítoku vody.

Vrt bol projektovaný ako zvislý štruktúrny vrt na jadro s maximálnym prípustným odklonom 5° na 100 m. Požadovaný výnos jadra bol priemerne 75 % (s prípustnými 30 % z ojedinelého návrtu). Konečný priemer nebol určený, mal sa stanoviť podľa technických možností. Bol požadovaný celý komplex karotážnych metód, prispôsobený priemeru vrtu. Kvalita prác mala byť zabezpečovaná vrtaním tvrdokovovými a diamantovými korunkami na jadro s inklinometrickým meraním každých 50 m. Projekt

geologicko-prieskumných prác, projekt technického zabezpečenia a rozpočet vyhotovil Geologický prieskum, n.p., Spišská Nová Ves v marci až apríli 1985. Vrt realizoval závod Geologický prieskum, Nová Baňa vrtnou súpravou CR-1200 - Elektro (vrtná veža typu Regina).

Prípravné práce sa rozbehli v lete 1985. Poľná cesta od Dobrej Vody bola pokrytá makadamom a z cestných panelov sa vybudovalo 150 m² odbočky cesty v dolinke Konča Skaliek. Bola vybudovaná vrtná plošina s vežou a ochranným zariadením proti erupcii a zriadená elektrická prípojka od vedenia 22 kV cez transformátor 22/0, 4/0, 23 kV a 250 kW, umiestnený 150 m od vrtného pracoviska, ktoré s ním bolo spojené prírodným káblom. Upravený bol aj odber úžitkovej vody z potoka, pretekajúceho v bezprostrednej blízkosti vrtného pracoviska.

POSTUP VRTNÝCH PRÁC

Vrtné práce sa začali 7. septembra 1985. Do 25. septembra vrt prenikal šupinou "halobiových bridlíc" lunzského súvrstvia s tektonizovaným telesom rauwák a s masívnymi rohovcovými vápencami na báze. Silná pórovitosť tohto komplexu a hlavne tektonickej prešmykovej zóny pod ním zavinila úplný únik výplachu a prvú haváriu vrtu v hĺbke okolo 130 m (obr. 3a, 4). Šesť dní na prelome septembra a októbra 1985 postupovalo vrtanie za neustáleho úniku výplachu priemerne o 2 m denne až do poruchy čerpadla, ktoré sa podarilo opraviť až o 3 dni. Nasledujúce 3 týždne (8. až 28. októbra) prebiehalo vrtanie bez mimoriadnych prekážok (cca 5 m denne) až do konca mesiaca, keď bolo potrebné vykonať pribierku priemeru vrtu a karotáž. Počas nasledujúcich 10 dní dosiahol vrt hĺbku 350 m. 12. novembra bola práca prerušená pre poruchu trafostanice. Po jej odstránení vrtanie stále pokračovalo v mocnom monotónnom lunzskom súvrství striedajúcich sa bridlíc a aleuritických pieskovcov. Náhle zmeny mechanických vlastností prevrtávaných hornín značne komplikovali postup. Dňa 21. 11. 1985 sa utrhla časť steny vrtu a spôsobila zaseknutie vrtného náradia. Haváriu sa podarilo odstrániť až 10. decembra. Do 13. decembra sa podarilo vrt prehĺbiť len o 60 m. Po prerušení (23. 12. 1985-2. 1. 1986) pokračovalo vrtanie len 3 dni, pretože na vrtnom zariadení opäť vznikla porucha. Ďalšie prestávky, zavinené nutnosťou pažiť a cementovať steny vrtu a poruchou prevodovky, spôsobili, že bázu lunzského súvrstvia sa podarilo dosiahnuť až koncom mesiaca (537 m).

Reiflinské súvrstvie rohovcových vápencov poskytlo neporovnateľne lepšie podmienky na vrtanie. Odrazilo sa to v plynulejšom postupe vrtných prác. Od 29. januára do 27. februára bol vrt prehĺbený temer o 160 m a dosiahol hranicu 700 m. Nepochybne v plynulosti postupu hrala úlohu homogenita vápencových súvrství,

súdržnosť stien vrtu v nich i skutočnosť, že od hranice 540 m sa výplach prakticky nestrácal, ba objavovali sa prítoky vody do vrtu (obr. 4).

Nový výrazný únik výplachu bol zaznamenaný v blízkosti mohutnej poruchovej zóny v hĺbke 700 m. Mal za následok poruchu čerpadla. Manipuláciu s náradím v týchto hĺbkach sťažovalo časté klinovanie vypadávajúcimi úlomkami tektonizovaných vápencov. Ťažkosti sa podarilo preklenúť až 10. marca. Ďalší postup (zhruba 2,5 m denne) komplikovala porucha spojky a ložísk súpravy. Začiatkom apríla na súpravu namontovali ochranné zariadenie proti erupcii. Dňa 18. apríla nastala úplná strata výplachu, ktorá si vyžiadala viacnásobné cementovanie stien vrtu. Výplach sústavne unikal systémom pórov a dutín v kavernóznych dolomitoch ("mariáškove dolomity"), ktoré sa len obtiažne darilo upchávať ďalšími prísadami bentonitu a barytu. Plynulé vrtanie sa podarilo obnoviť až 14. mája po oprave čerpadla a bŕzd. 25. mája vznikla rozsiahla havária náradia, ktorá si vyžiadala cementovanie a úhyb vrtu. I po obnovení vrtania 27. júla sa výplach, zaťažený barytom, stále strácal v kavernách. Väčšia strata opäť nastala v hĺbke 920 m. K novej inštrumentácii sa pristúpilo koncom augusta. Pretože v auguste sa skutočné náklady na vrtanie začali blížiť k sume, plánovanej v rozpočte na celý vrt, dňa 13. augusta riaditeľ ústavu akademik B. Cambel vydal príkaz na zastavenie vrtu. Vrtanie bolo skutočne zastavené až 11. septembra 1986 v hĺbke 1 140,8 metra. Súprava bola demontovaná a pracovisko likvidované do 27. septembra.

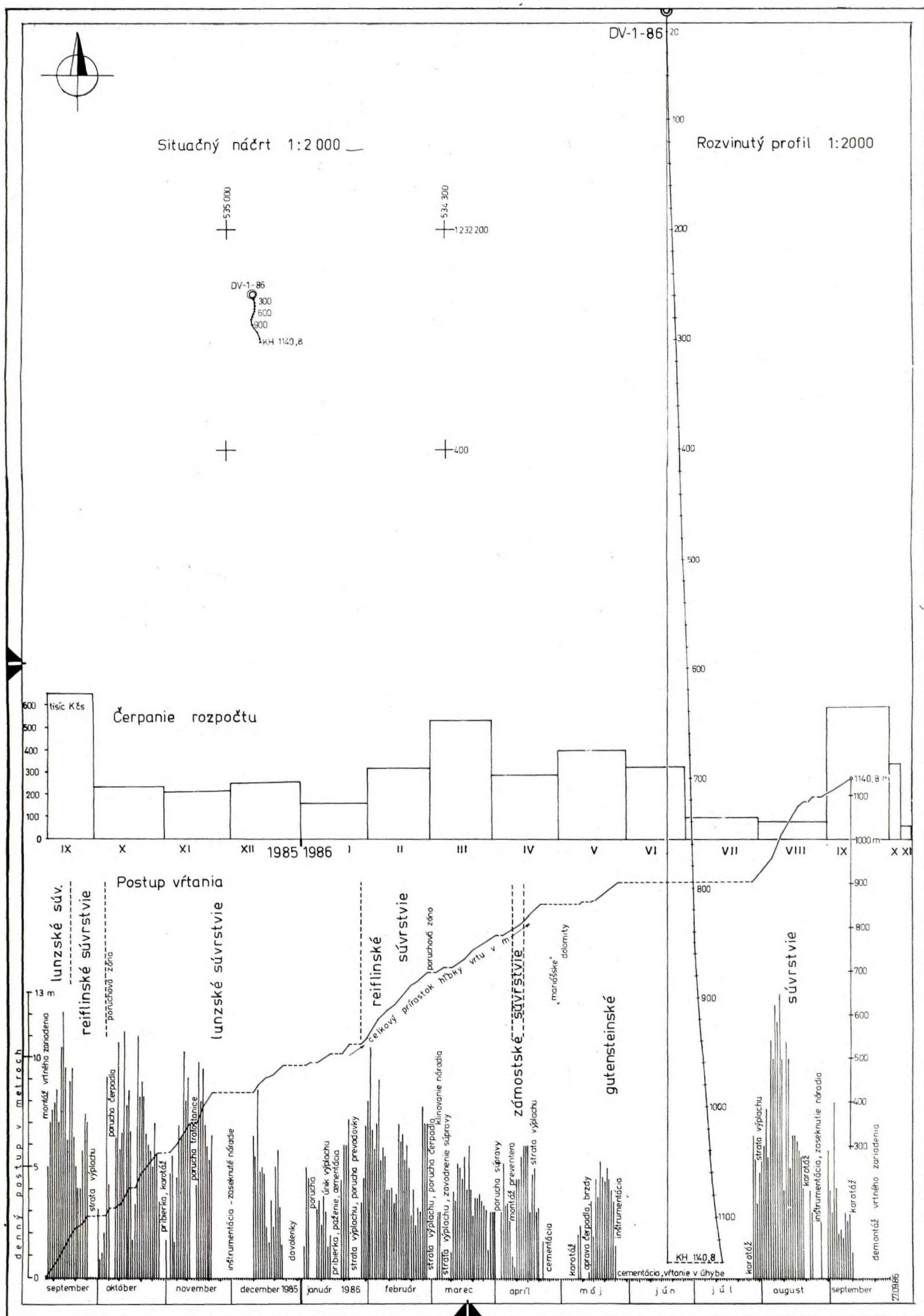
Za 396 dní od 7. septembra 1985 do 11. septembra 1986 bolo odvrátených 1 140,8 m vrtu. V skutočnosti vrt postupoval len 220 dní (55 % celého času), 176 dní sa spotrebovalo na opravy, pribierky, karotáž a prestoje. Priemerný denný postup v septembri až novembri 1985 bol 5,3 m (o 400 m), v decembri až januári 1986 2,7 m (o 500 m), v júni a júli súprava takmer stála, v auguste a začiatkom septembra 1986 bolo odvrátených 240 m (cca 4 m denne).

19. septembra 1986 bola vykonaná skartácia jadra vrtu za prítomnosti zástupcov Geologického prieskumu, Spišská Nová Ves, SP závodu Nová Baňa, Geofyzika, š. p. Brno a Geologického ústavu SAV. Boli vybrané súbory vzoriek na chemické a fyzikálne analýzy, na mikroskopické spracovanie, rádiometriu, palynológiu, výskum konodontov a organickej hmoty.

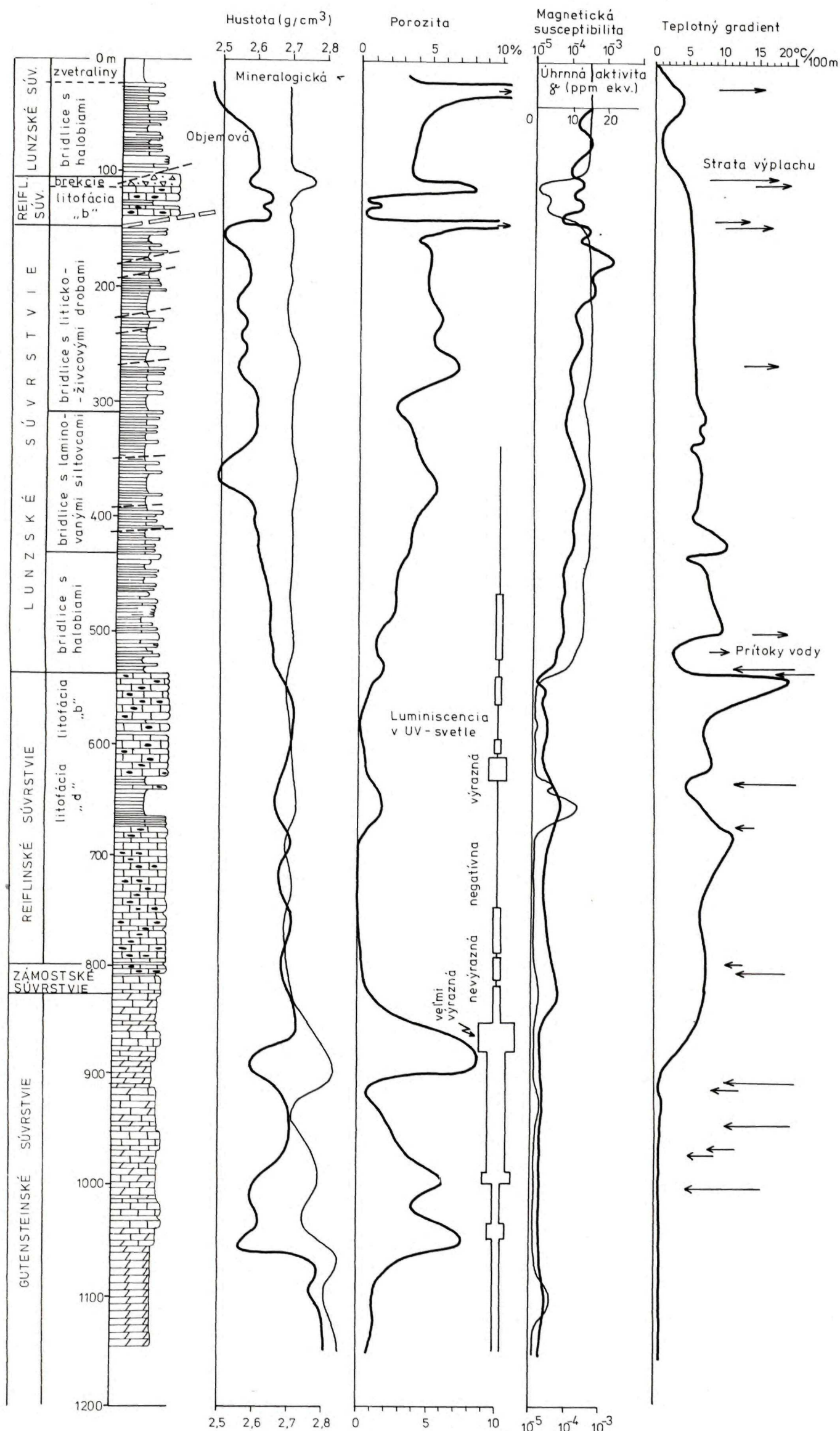
METODIKA SPRACOVANIA VZORIEK

Litologický výskum

Pri mesačných odobierkach počas vrtania štruktúrneho vrtu DV-1 bol detailne makroskopicky vyhodnocovaný charakter hornín v dokumentovaných úsekoch jadra.



Obr. 4 Situačný náčrt vrtu podľa geodetického zamerania, rozvinutý profil vrtu, schéma čerpania rozpočtu a postupu prác na vrte Dobrá Voda DV-1



Obr. 5 Schematické znázornenie výsledkov karotážneho a fyzikálneho výskumu vzoriek z vrtu DV-1 (podľa V. DVOŘÁKOVEJ, 1987, Š. LAJČÁK, 1986 – upravené – a podľa vlastných analýz ultrafialovou lampou (J. MICHAL – J. FRANCÚ – P. MASARYK)

Súčasne boli dokumentované úložné pomery hornín, ich stav zachovania (drvenie, zbridičnatenie, puklinatosť) a makrotextúry. Zároveň sme odoberali vzorky na mikroskopické spracovanie, na nábrusy, analýzy zastúpenia palynomorf, konodontov, foraminifer, na chemické a rádiometrické spracovanie a rozbor organickej hmoty, z "halobiových bridlíc" lunzského súvrstvia sme vyzbierali makrofaunu. Túto dokumentáciu, ktorú zostavil RNDr. J. MICHALÍK, CSc., využívali i pracovníci n. p. Geologický prieskum, Spišská Nová Ves pri geologickom (P. KABINA -T. ZAORÁLEK, 1986) a karotážnom (Š. LAJČÁK, 1986) vyhodnotení vrtu a pracovníci n. p. Geofyzika Brno (V. DVOŘÁKOVÁ, 1986) ako podklad pri vyhodnotení fyzikálnych vlastností hornín z vrtného profilu (obr. 5).

Primárnymi zdrojmi informácií o charaktere hornín vo vrte boli teda petrografické vyhodnotenia vrtných jadier. Prvotnú dokumentáciu, zahrňujúcu makroskopický popis, tektonické porušenie jadra a sklon vrstiev (merané priamo z vrtných jadier) sme ďalej dopĺňovali a spresňovali štúdiom výbrusov a nábrusov. Celkove bolo vyhodnotených 435 výbrusov a 25 nábrusov. Túto časť prác vykonal RNDr. P. Masaryk.

Karbonátové sedimenty boli na základe mikroskopického štúdia pričlenené k určitej mikrofácii (týmto termínom chápeme súbor mikroskopických znakov sedimentárnych karbonátových hornín, ktorý integráciou metód sedimentárnej petrografie a mikropaleontológie umožňujú interpretovať podmienky sedimentácie a diagenézy).

Na charakterizovanie štruktúry použil P. Masaryk klasifikáciu karbonátov R. J. DUNHAMA (1962). Kvantitatívne aj kvalitatívne zastúpenie alochémov, uvedené v litofaciálnom profile, reprezentuje relatívny obsah, stanovený porovnávacou metódou.

Pri štúdiu klastických sedimentov (pieskovce, ílovce a slieňovce) použil klasifikáciu R. J. PETTJOHNA (1975). V trojuholníkových diagramoch (obr. 6) sú uvedené petrografické typy pieskovcov v zmysle citovanej klasifikácie.

Na doplnenie a bližšie ozrejenie litologického charakteru hornín vo vrte DV-1 sme využili široký okruh geochemických metód. Na tieto účely sme odobrali 81 vzoriek vrtného jadra. Z kapacitných dôvodov (nenaplánované analýzy, sťahovanie laboratórií z Petržalky, kapacitné vyťaženie laboratórií ďalšími úlohami ŠPZV) bolo možné analyzovať len 30 vybraných vzoriek (10 silikátových a 20 karbonátových). Toto množstvo zodpovedá minimálnej požiadavke na chemické analýzy, zakotvenej v projekte vrtu. Poskytnutý počet analýz však nemôže pokryť riešenie všetkých problémov, vyplývajúcich z detailného litologického spracovania viac než kilometer (1 140,8 m) mocnej sekvencie hornín. Vyhodnotenie chemických analýz a interpretáciu geochemického výskumu vykonala RNDr. O. Lintnerová.

Vzorky s hmotnosťou 1,5 až 2 kg boli drvené, mleté a homogenizované na priemernú vzorku (zrornosť pod 5 mm), z ktorej sa pripravovali analytické vzorky (pulverizované, cca 30 g). Zostávajúci mletý materiál bol použitý na meranie gama-

-aktivity, na separáciu ťavých minerálov a získanie ťažkej frakcie (akcesórie). Chemickú analýzu rtg-fluorescenčnou metódou na prístroji Philips - 1 410/20 urobil RNDr. B. Toman. Obsah kalcitu, dolomitu a nerozpustný zvyšok sme stanovovali vo všetkých vzorkách volumetrickou metódou. Na túto analýzu je potrebné pripraviť osobitnú vzorku so zrornosťou 0,1 mm. Význam zrornosti vzrastá, pretože sa pracuje s plynným médiom (CO_2) a meria sa rýchlosť jeho uvoľňovania. Analyzoval RNDr. I. Holický.

Mikroprvky Sr, Na, Cu, Zn, Ni boli analyzované atómovou absorpčnou spektrometriou s použitím prístroja Perkin-Elmer - 2380. Mikroprvky v karbonátových vzorkách boli analyzované v podiele rozpustnom v zriedenej HCl (obsah viazaný v karbonátoch). Silikátové vzorky sa rozkladali úplne (tavenie) a obsah mikroprvkov bol stanovený v celých vzorkách. Týmto spôsobom boli spracované aj slienité vzorky. Analyzoval RNDr. E. Martiny, CSc. Gama-spektrometrická metóda bola využitá na stanovenie obsahu prirodzených rádioaktívnych prvkov Th, U a K. Analyzoval RNDr. V. Kátlovský, CSc.

Minerály sme charakterizovali röntgenograficko-difrakčnou metódou na prístroji Philips - 1410/20 (CuK_α), analyzoval RNDr. B. Toman. Na charakteristiku minerálov bol využitý aj rastrovací elektrónový mikroskop TESLA BS-300, ktorý obsluhoval RNDr. I. Holický.

Odlíšny prístup si vyžiadala príprava a separácia vzoriek ťavých minerálov, ktorou sa zaoberali RNDr. V. Šucha a RNDr. V. Zatkalíková. Postupovali nasledovne:

1. Po pulverizácii frakcie pod 0,15 mm z nej pripravili celohorninové orientované preparáty, z frakcie 0,8-0,15 mm ďalej separovali ťavé minerály. Z 80 g navážky frakcie 0,8-15 mm destilovanou vodou vypláchli mechanicky vzniknuté prachové častice a prepláchnuté vzorky 4 minúty rozdrúžovali ultrazvukom.

2. Po šesťhodinovej sedimentácii pri teplote 20°C odsali desaťcentimetrový stĺpec, z odparku pri teplote $30-40^\circ\text{C}$ pripravili orientované preparáty (frakcia pod $2\ \mu\text{m}$). Ďalšie orientovaný preparát pripravili zo zvyšku vzorky, ktorá sedimentovala 30 hodín (frakcia pod $0,6\ \mu\text{m}$).

3. Orientované preparáty analyzovali röntgenovým difraktometrom Philips 1050 s použitím CuK žiarenia, 40 kV, 20mA, pri rýchlosti otáčania goniometra 1° a 2° $20\ \text{min}^{-1}$ a rýchlosti posunu záznamu $1\ 200\ \text{mm/hod}^{-1}$.

Z preparátov pod $2\ \mu\text{m}$ vyhotovili difrakčné záznamy prírodných vzoriek, vzoriek sytených etylénglykolom a žíhaných pri 500°C a záznamy na stanovenie kryštalinity ilitu pri rýchlosti otáčania goniometra 1° $20\ \text{min}^{-1}$. Z preparátov pod $0,6\ \mu\text{m}$ vyhotovili difrakčné záznamy vzoriek sytených etylénglykolom. RNDr. V. Kolníková a RNDr. V. Šucha takýmto postupom spracovali a vyhodnotili 10 vzoriek ťavcov z lunzského súvrstvia a 2 vzorky z "partnašských" bridlic reiflinského súvrstvia.

Asociácie akcesorických ťavých minerálov z vrtných jadier študoval RNDr. I. Broska, CSc. Z lunzského súvrstvia spracoval 8 vzoriek, z reiflinského 17 (2 vzorky

z "partnašských" slieňov a 15 vzoriek z reiflinských vápencov). Jedna vzorka pochádzala zo zámostských vápencov, 2 vzorky z gutensteinských vápencov.

Akcesorické minerály z bridličnatých sedimentov lunzského súvrstvia a "partnašských" bridlíc boli získané metódou ťažkých frakcií (J. VESELSKÝ - M. ŽABKA, 1976). Akcesorické minerály boli v súlade s touto metodikou separované z rozdrvenej horniny najprv na koncentračnom stole, potom v bromoforme a v záverečnej etape sa pre ľahšie rozlišovanie ťažkých minerálov ich koncentráty rozdelili do frakcií podľa magnetických vlastností minerálov na izodynamickom elektromagnetickom separátore firmy Cook.

Samostatné asociácie ťažkých minerálov tak z bridlíc, ako aj z vápencov boli určené na základe optických a fyzikálnych vlastností minerálov a okrem amfibolu boli všetky minerály potvrdené aj chemicky na energiodisperznom analyzátore EDAX.

Pri výpočte kvantitatívneho zastúpenia minerálov v hodnotách g/t sa vychádzalo zo známej hmotnosti pôvodnej vzorky a zo zisteného hmotnostného zastúpenia separovaných minerálov. Pri tomto výpočte sa obyčajne robia korekcie výsledkov, pretože v procese separácie (predovšetkým vo fáze separácie akcesorických minerálov na koncentračnom stole) dochádza k značným stratám. Tieto straty sú neproporcionálne, lebo každý minerál má z hľadiska svojich fyzikálnych vlastností (tvaru, hustoty a pod.) rozličnú schopnosť separácie. Disproporcie pri kvantitatívnom vyjadrení asociácie vzniknuté separáciou pomocou metódy ťažkých frakcií čiastočne odstraňuje použitie opravných koeficientov strát, čo je však len priblíženie sa k skutočnému obsahu minerálov vo vzorke. Použité opravné koeficienty boli odvodené pre podmienky separačného laboratória Geologického ústavu SAV.

Kvantitatívne pravdepodobne lepšie výsledky sme získali štúdiom nerozpustných zvyškov po rozpúšťaní vápencov v kyseline octovej, i keď na druhej strane nevýhodou tejto separácie je čiastočná korózia niektorých minerálov kyselinou octovou.

Metódy štúdia organických látok

Vrtné jadrá boli mechanicky očistené, umyté a vysušené. Z každej vzorky bol vyhotovený leštený nábrus a asi stogramové množstvo bolo rozdrvené na zrnitosť pod 0,2 mm na analýzu organického a minerálneho uhlíka a na pyrolýzu. Analytické práce vykonal J. Franců v Združenom laboratóriu organickej geochémie ÚÚG Praha, pobočka Brno.

Mikroskopická fotometria. V leštených nábrusoch bola na základe uhoľno-petrografického rozboru minerálov stanovená odraznosť vitrinitu R_v %. Podmienky: monochromatické nepolarizované svetlo 546 nm, fotometrické pole 2 x 2 μ m, mikroskop fotometer MPV 2 Leitz Wetzlar.

Stanovenie organického uhlíka. V rozdrvenej hornine bol bez ďalších úprav stanovený minerálny uhlík ($C_{\min}$) a organický uhlík (C_{org}) metódou podľa J. ŠMERALA a J. URBÁNKA (1986). Minerálny uhlík slúži ako orientačný údaj pri charakteristike vzoriek a je stechiometricky prepočítaný na kalcit (CaCO_3) vo vzorkách petrograficky určených ako dolomit na (Ca , Mg/CO_3). Údaje CaCO_3 a C_{org} sú v tabuľke 17 udané v hmotnostných percentách v hornine.

Pyrolýza Rock-Eval I. Rozdrvená hornina bola bez ďalších úprav analyzovaná na pyrolyzátore Rock-Eval I (navážka 150 mg, ohrev $25^\circ\text{C}/\text{min.}$). Metóda je bližšie popísaná v prácach J. ESPITELIÉ et al. (1977) a M. STRNAD et al. (1971). Výsledky uvedené v tabuľke 17:

S1	- voľné uhľovodíky v hornine (mg CH/g horniny)
S2	- viazané (pyrolitické) uhľovodíky v hornine (mg CH/g horniny)
S3	- CO_2 "organogénny" (mg CO_2 /g horniny)
IH	- vodíkový index: $\text{IH} = 100 \times \text{S2}/C_{\text{org}}$ (mg CH/g C_{org})
IO	- kyslíkový index: $\text{IO} = 100 \times \text{S3}/C_{\text{org}}$ (mg CO_2 /g C_{org})
T_{max}	- teplota maximálneho pyrolytického uvoľnenia viazaných uhľovodíkov ($^\circ\text{C}$)

Biostratigrafický výskum

V rámci biostratigrafického komplexného výskumu karbonátov z vrtného profilu štruktúrneho vrtu DV-1 RNDr. O. Jendrejáková, CSc. detailne analyzovala spoločenstvá foraminifer. Výskum opierala o výbrusový materiál z 345 vzoriek a o ďalších 37 doplnkových výbrusov. Iba niekoľko jedincov reprezentuje voľné exempláre získané z nerozpustných zvyškov vápencov pri separácii konodontovej fauny. Pochádzajú z 2 horizontov reiflinských vápencov (715,8 a 769,6 m). Vzorky odobraté z ílovcov lunzského súvrstvia neobsahujú voľné foraminifery. Z celkového počtu 382 výbrusov temer polovica bola sterilná, štvrtina obsahovala len zriedkavé, zväčša zlomkovité jedince. Len štvrtina výbrusov obsahovala relatívne bohaté spoločenstvá.

Presnejšie určenie foraminifer sťažovalo časté nedokonalé zachovanie vnútorných morfológických znakov, nedostatočný počet rezov, nevhodná orientácia (okrajové tangenciálne rezy) a celkové nedostatočné zachovanie. Preto mohli byť viaceré formy určené len rodovo. Niektoré taxóny (z okruhu *Ophthalmidium*, *Paraophthalmidium*, *Gaudryina*) zrejme reprezentujú nové taxóny, ich počet a dokumentácia však nepostačujú na stanovenie nového druhu. Pretože niektoré litostratigrafické jednotky (lunzské a gutensteinské súvrstvie) sú sporadicky dokumentované foraminiferovou faunou, sú na schéme druhového a hojnostného zastúpenia foraminifer

vo vrte DV-1 (obr. 21) značne redukované. Na tejto prílohe je znázornený i vzťah medzi hojnosťou výskytu foraminifer a konodontov.

Materiál foraminifer z vrtu DV-1 študovala RNDr. O. Jendrejáková, CSc. optickým rudným mikroskopom MEOPTA.

Výskumom konodontov z materiálu vrtných jadier z vrtu DV-1 sa zaoberala RNDr. J. Papšová, CSc. Z rôznych litologických typov karbonatických a dolomitických súvrství postupne spracovala 51 vzoriek (reiflinské súvrstvie 33 vzoriek, z toho 24 pozitívnych; zámostské súvrstvie 5 vzoriek, všetky pozitívne, gutensteinské súvrstvie 13 vzoriek, všetky negatívne).

Hmotnosť vzoriek kolísala podľa možností daných vrtným materiálom od 1,40 kg po 4,20 kg. Priemerná hmotnosť vzoriek bola cca 2,80 kg.

Všetky vzorky boli rozpustené zriedenou kyselinou octovou (1:10). Prvé výplavy sme vždy prezreli v neupravenom stave, aby sme získali prehľad o zložení spektra organických zvyškov prítomných vo výplavoch. Až v druhej etape laboratórnej preparácie sme na získanie čo najväčšieho počtu konodontov použili separácie v ťažkej kvapaline. Tým sa dosiahla kumulácia konodontov v pomerne malom rezíduu; nevýhodou tohto postupu je obmedzená možnosť percentuálneho vyhodnotenia voľných mikrofosílií, dopĺňujúcich konodontové asociácie v hojnostných diagramoch (najmä foraminifery a holotúrie). V našom prípade sme však potrebovali zistiť predovšetkým biostratigrafické údaje z profilu vrtu; týmto postupom sme účel dosiahli, hoci na úkor sekundárneho poškodenia mnohých konodontových jedincov (napr. jedince s rekryštalizovanými schránkami sú v dôsledku toho silno rozlámané). Separované konodonty sme študovali najprv binokulárnou lupou, potom rastrovacím elektrónkovým mikroskopom TESLA BS-300 (snímky zhotovil RNDr. I. Holický).

Palynostratigrafické vyhodnotenie zostavila RNDr. E. Planderová, CSc. Spracovala 24 vzoriek, z ktorých 17 bolo pozitívnych na nálezy mikroflóry. Väčšia časť z nich (13 vzoriek) pochádzala z lunzského súvrstvia, z "partnašských" slietov, 1 zo zámostského súvrstvia a 2 zo spodnej časti gutensteinského súvrstvia.

Materiál mäkkýšov z "halobiových bridlíc" lunzského súvrstvia spracovala RNDr. M. Kochanová, CSc. Išlo o 62 neúplne zachovaných jadier misiek lastúrníkov a 3 stlačené schránky amonitov. Keďže pôvodné schránky zväčša chýbali a materiál bol silne deformovaný, niekedy rozotretý pohybmi na vrstevných plochách, len v niekoľkých prípadoch bolo možné mechanickou preparáciou získať ďalšie morfológické detaily. V iných prípadoch si bolo treba vypomáhať šikmým svetlom, bielením alebo zhotovovaním umelých odtlačkov. Materiál bol študovaný binokulárnou lupou.

VÝSLEDKY KAROTÁŽNEHO MERANIA A VYHODNOTENIA FYZIKÁLNYCH VLASTNOSTÍ HORNÍN VO VRTE DOBRÁ VODA DV-1

Karotážne merania na vrte DV-1 vykonal Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves, vyhodnotenie vypracoval Š. LAJČÁK (1987). Podrobné odbery vzoriek z jadra vrtu uzavreli pracovníci š. p. Geofyzika Brno správou o vyhodnotení fyzikálnych vlastností hornín vo vrte (V. DVOŘÁKOVÁ, 1987). Obe tieto správy podávajú množstvo cenných údajov. Výtah z nich na porovnanie uvádzame v nasledujúcich riadkoch (obr. 5).

Lunzské súvrstvie sa radom fyzikálnych vlastností ostro líši od karbonátov podložných súvrství. Naopak, jednotlivé členy tohto bridličnato-pieskovcového súvrstvia sa z hľadiska objemovej hustoty nápadne nelíšia. Priemerná mineralogická hustota hornín je zhruba $2,696 \text{ g/cm}^3$. Z tohto hľadiska sa neodlišuje ani poloha brekcií na tektonickom rozhraní v hĺbke 103-128 m (mineralogická hustota $2,807 \text{ g/cm}^3$). Vyššie hodnoty (tak hustoty, ako i rádioaktivity, spojené s anomálnym obsahom uránu +2,2 ppm) vykazuje len konkrecionálna poloha v hĺbke 171 m. Maximálna hodnota prirodzenej rádioaktivity (okrem uvedenej anomálie) bola v hĺbkach 68-73,8 m. Najvyššiu hodnotu pórovitosti (až do 16,4 % oproti priemeru 4,3 %), zvýšenú hodnotu elektrického odporu a zníženú magnetickú susceptibilitu mali tektonizované partie najvyššieho litostratigrafického člena súvrstvia - bridlice s litickými drobkami v hĺbke od 165 do 300 m. "Uhoľné slojky", charakterizované karotážnymi meraniami (Š. LAJČÁK, l. c.) v hĺbkach 525,6-526 m; 525,8-527,4 m; 534,6-535,2 m, sú klamlivým efektom, ktorý treba pripísať skôr vplyvu kaverien a porúch. Z hľadiska šírenia pozdĺžnych elastických vln má lunzské súvrstvie mimoriadne anizotropnú stavbu. Spôsobuje to nielen výrazná bridličnatosť, striedanie pieskovcových a bridličnatých hornín, ale aj odlišná charakteristika pomerne častých tektonizovaných vln. Naopak, teplota v celom profile lunzského súvrstvia stúpa rovnomerne, bez pozoruhodnejších anomálií. Napokon celé lunzské súvrstvie možno charakterizovať i nízkymi hodnotami rezistivity a polarizovateľnosti.

Reiflinské súvrstvie sa odlišuje radom fyzikálnych vlastností, na základe ktorých ho možno dobre rozoznať už na karotážnych diagramoch. Podobne dobre rozoznateľná je na nich i šupina karbonátov na zlome v hĺbke 131-144 m. Vplyvom tektonizácie i korózie vodami, presakujúcimi po tejto poruchovej zóne, majú tieto karbonáty vyššiu porozitu (1,4 až 18,4 % oproti 0,7 % v súvislom komplexe reiflinských a zámostských

vápencov v hĺbke 537 až 825 m), líšia sa aj nižšou rádioaktivitou a nižšou magnetickou susceptibilitou. Nepatrné lokálne zvýšenie magnetickosti možno vysvetliť prítomnosťou pyritových koncentrácií v niektorých častiach súvrstvia. Hranica lunzského a reiflinského súvrstvia, stanovená na základe fyzikálnych vlastností, prebieha v hĺbke 536 m (podľa číslovania jadra však v 537 m). Reiflinské vápence majú mineralogickú hustotu $2,714 \text{ g/cm}^3$, sú takmer nemagnetické, z hľadiska šírenia pozdĺžnych elastických vĺn izotropné, ich pórovitosť je veľmi nízka. Poloha slieňovcovej litofácie (porovnávaná s partnašskými bridlicami) má mineralogickú hustotu $2,747 \text{ g/cm}^3$ a zvýšené hodnoty rádioaktivity. Rádioaktivita reiflinských vápencov je nízka, rezistivita a polarizovateľnosť je zasa výrazne vyššia ako v bridliciach lunzského súvrstvia. Zámostské súvrstvie sa v týchto, ako i v ostatných ukazovateľoch len nepatrne odlišuje od ostatných karbonátov, preto v karotážnych záznamoch nebolo vyčleňované.

Gutensteinské súvrstvie má niektoré osobité znaky, najmä vďaka stúpajúcemu podielu dolomitických hornín. Dolomitické vápence majú mineralogickú hustotu $2,737 \text{ g/cm}^3$, kalcitové dolomity $2,807 \text{ g/cm}^3$ a dolomity $2,841 \text{ g/cm}^3$. Z hľadiska porozity je významným komplexom "mariášsky dolomit", ktorý tvorí výrazne kavernóznú zónu (7,3 %) v hĺbke 851,2-918,2 m, prekrytú temer nepórovitými karbonátmi. Hlbšie ležiace gutensteinské vápence a dolomity majú pórovitosť 4,4 % (918-958,2 m), kým bituminózne "reichenhallské" dolomity už len 1,1 % (ich póry a pukliny bývajú celkom vyplnené kalcitom).

Merania "neutrónovej pórovitosti" ukazujú stredné hodnoty 20 % pre hĺbky 904-928 m ("mariášske dolomity"), 15 % pre 928-958 m (gutensteinské súvrstvie), kým "bituminózne dolomity" (958-1 058 m) majú pórovitosť len do 11 %. Zdanlivý elektrický odpor indikuje v hĺbkach 667-1 071 m porušené, v hornej časti skrasovatené karbonáty. Naopak, v hĺbkach 1 071-1 136 m naznačuje prítomnosť najpevnejších a najmenej porušených karbonátov. Potenciály spontánnej polarizácie indikujú niekoľko kladných anomálií, zväčša korelovateľných s prítokmi vody. Prítoku vody do vrtu boli zistené v hĺbkach 1 003, 916-950, 975, 972, 807, 634, 532,6-540 m. Teplota v celom profile vrtu zaznamenáva niekoľko výkyvov. Od povrchu k hĺbke 825 m plynulo stúpa na $52,9^\circ \text{C}$. V rozmedzí 825-916 m je niekoľko výkyvov, po ktorých v hĺbke 916-950 m výrazne poklesne. Tento pokles je korelovateľný s výrazným prítokom vody. V hĺbkach 950-1 004 m teplota ďalej stúpa až na $55,15^\circ \text{C}$, v podloží tohto úseku mierne poklesáva na $54,95^\circ \text{C}$. Tieto zmeny sú korelovateľné s litológiou príslušných úsekov (obr. 4).

ŠTRUKTÚRNO-GEOLOGICKÁ SITUÁCIA VRTU DV-1

Vrt DV-1 (Dobrá Voda - Konča Skaliek) bol situovaný do blízkosti prešmykovej línie tak, aby zachytil komplexy dobrovodskej šupinovej zóny, na ktorej sú nasunuté masy karbonátových súvrství jablonického (ötscherského) príkrovu. V dobe situovania vrtu nebol bližšie známy charakter tejto poruchovej línie, ktorá predstavuje výrazný morfoštruktúrny prvok celej oblasti. Uvažovalo sa o vergencii a sklone tejto poruchy, z dostupných máp nebol zrejímavý ani rozsah a zmysel priestorového skrátenia na nej. Podľa dnešného stavu znalostí je pravdepodobné, že táto porucha, tak ako i plochy prešmykov oddeľujúce jednotky Bieleho pohoria, sú odrazom kompresívnych pohybov na hlbokšej poruchovej zóne, na západnom úpätí Malých Karpát stotožňovanej s "peripieninským lineamentom". Podobne ako na týchto prešmykoch i na dobrovodskej poruche došlo k rozlične zreteľnej individualizácii mas s odlišnými mechanickými vlastnosťami a k rozsiahlej retrošariáži smerom k JV. Výrazný podiel kompresie robí nepravdepodobnými voľakedajšie očakávania väčších, rozsiahlejších šupín vrchnokriedových sedimentov, zavrásnených hlboko v poruchovom pásme. Naopak, pri tektonických pohyboch sa vytvorili druhotné plochy diskontinuity na rozhraní plastickejších a rigidnejších horninových komplexov a veľké (hlavne štruktúrne vyššie) časti pôvodného vrstevného sledu tak často môžu chýbať. (Tento jav napokon poznáme napr. z veternického a havranického príkrovu Bieleho pohoria.)

Už geologické mapovanie (pre mapu 1:50 000, najmä však zostavovanie novej detailnej mapy 1:10 000) naznačilo zložitý charakter "dobrovodskej šupinovej zóny". Tento fakt viedol dokonca k domnienke, že ide o pokračovanie lakšárskeho šupinového systému. V širokom pruhu sa tu objavujú osamotené telesá rohovcových vápencov, sivých celistvých vápencov i vrchnokriedových valchovských zlepcov a brekcií, oddelených dolomitovými masami a bridlicami lunzského súvrstvia, alebo čiastočne zakryté rozbežskými a jablonickými konglomerátmi. Práve táto zóna vymedzuje severný okraj

dobrovodskej i prašnickej depresie, ktoré hrajú výraznú (dosiaľ nie celkom vyjasnenú) úlohu v štruktúre oblasti (pozri profil - obr. 1). Výrazné kompresívne účinky pohybov na okraji tejto zóny možno pozorovať na deformovaných vápencových súvrstviach, napríklad v lome U Fajnorov. Obe depresie oddeľujú Brezovské pohorie od dechtickej kryhy. Vzťah oboch jednotiek, ktoré interpretujeme v sekundárnej superpozícii, je dosiaľ neurčitý. Nie je ozrejmený ani ich pôvodný vzťah, ani charakter kontaktu v hlbšom podloží neogénneho pokryvu. Je však zrejmé, že v stykovej zóne je z podložia vyvlečený hrastovitý systém šupín, ktorý neskôr podľahol inverzným pohybom.

Na geologickej mape okrem zmienených pozdĺžnych prvkov upútava prítomnosť výrazných priečných poruchových zón, ktoré oddeľujú segmenty s rozličnou amplitúdou zdvihu. Je nápadné, že niektoré z "vysokých krýh" na JZ nesú na svojom povrchu pokryv neogénnych sedimentov, kým napríklad oveľa nižšie segmenty v okolí Dechtíc sú pomerne hlboko denudované. "Čiapky" neogénnych sedimentov sa opäť objavujú východnejšie (Černík, Veľká Pec pri Prašníku). Takáto situácia svedčí o aktivitách recentných tektonických pohybov, ktoré sa zrejme hlavnou mierou podieľajú na seizmickej aktivitách tejto oblasti.

Účinku týchto zlomových systémov býva pripisovaný vznik trstínsko-dehtickej priečnej depresie ("Biksárdská brána" starších autorov). Paralelná, nemenej výrazná poruchová zóna (SSZ-JJV) usekáva západné svahy Brezovského pohoria a vytvára brázdotvornú depresiu pri Hradišti pod Vrátnom. Zložitosť proti sebe pôsobiacich zlomových systémov v tejto brázde možno dobre pozorovať v stenách lomov pri Jablonici. Ďalšia zóna paralelného smeru prebieha cca 5-6 km východnejšie, v. od Dobrej Vody, od Klenovej a Vrátného smerom na Dehtice, Chltnicu a ďalej na Jaslovské Bohunice a znovu komplikuje stavbu pohoria. Časť pohoria medzi Chltnicou a Šterusami je relatívne menej postihnutá priečnymi zlomami, znovu sa objavujúci východnejšie, v oblasti Prašníka.

ÚLOŽNÉ POMERY A TEKTONICKÉ PORUŠENIE NAVRÁTANÝCH KOMPLEXOV

Zložitý systém priečných porúch bol dôvodom, prečo sme odstúpili od pôvodnej myšlienky lokalizácie vrtu v oblasti Hradišta pod Vrátnom a nahradili ju výberom ekvivalentného miesta, ktoré sľubovalo jednoduchšiu stavbu komplexov. Napriek tomu sme očakávali prítomnosť tektonizovaných zón, patriacich pozdĺžnym zlomom, ktoré sú vlastné dobrovodskej zóne. Dôvodom na takýto názor bolo poznanie zložitej stavby okolia lúky Pod Bachárkou, kopca Konča Skalick i protiľahlých svahov Bachárky. Len niekoľko desiatok metrov južnejšie od ústia vrtu vystupuje bezmenný pahorok, tvorený šupinou rohovcových vápencov. Predpokladali sme, že tento výskyt, izolovaný uprostred hrubých kvartérnych uloženín, je tektonickým útržkom na poruchovej línii. Tento

predpoklad sa potvrdil vrtnými prácami, keď v hĺbke 131-144 metrov bolo zastihnuté pokračovanie šupiny rohovcových vápencov, sprevádzané tektonitmi a rauwakmi. Hrúbka tektonizovaných polôh (30 m nad a 20 m pod šupinou vápencov) i úplná strata výplachu v tejto zóne naznačujú, že ide o jednu z najvýznamnejších prešmykových zón dobrovodskeho poruchového pásma, zastihnutých vrtom DV-1. I keď sklon vrstiev v bridličnom komplexe je dosť premenlivý (od 20 do 70°), strmé sklony výrazne prevládajú. Šupinu, vymedzenú týmto prešmykom (19-103), pretína ďalších 5 paralelných sprievodných prešmykových dislokácií (obr. 3a, b).

V podloží prešmyknutej šupiny vystupuje najmladšia časť lunzského súvrstvia. Bridlice majú prevažne strmé sklony (60-75°, v hĺbke 220 m dokonca lokálne 90°), sú porušené drobnejšími prešmykmi. Drvené zóny na poruchách bývajú 0,5 až 5 m mocné, zväčša sú tvorené úlomkami hornín z blízkeho nadložia a podložia. V hĺbke okolo 270 m sa sklon súvrstvia postupne zmiernuje (25-40°, len lokálne 60-70°), v hĺbkach pod 400 m je dokonca subhorizontálny (0-20°, lokálne 45°). V hĺbke 537 m prebieha hranica bridličnatého a vápencového komplexu. Reiflinské vápence sú len mierne prevrásnené (sklony 30-65°), hlbšie temer plocho uložené (od 580 m 5-40°). Jediná drvená zóna prebieha v hĺbke 646-649 m.

Nehlboko pod vložkou "partnašských" slieňov však nasleduje 4 m hrubá poruchová zóna (683-689 m), sprevádzaná výraznou deformáciou okolitých vápencových lavíc (sklony 40-90°). Jej výplň tvoria zmiešané vápencové a dolomitové úlomky, ktoré poukazujú na významnú amplitúdu tektonických pohybov. V rozpore s týmto zistením však je stratigraficky zistená neprítomnosť väčšej diskontinuity či opakovania sa časti vrstevného sledu. Je teda pravdepodobné, že pohyby na uvedenom zlome boli opakované a mali zrejme protichodný zmysel. Takejto interpretácii nasvedčuje i pomerne intenzívne zvrásnenie podložných vápencov (sklon 15-65°), preniknutých strmými zlomami (do 80°).

Dolomitové úlomky sa objavujú i v poruchovej zóne na rozhraní reiflinského a zámostského súvrstvia (800-802 m). Zámostské súvrstvie (802-825 m) má jednotný sklon (45-50°) a so svojím podložíom je stratigraficky spojené netektonizovaným kontaktom. Rovnako i úniky výplachu v "mariášskych" dolomitoch v podložnom gutensteinskom súvrství nezapríčinila tektonizácia hornín, nakoľko v tejto časti (až po hĺbku 908,5 m) nebolo vrtné jadro porušené zreteľnými zlomami. Uloženie vápencovo-dolomitického komplexu je tu mierne (5-20°), bez náhlych zmien sklonu.

V časti pod tektonickou brekciou (908,5-913 m) sa výnos jadra podstatne zhoršil, takže bolo ťažké odlíšiť tektonizované polohy od chýbajúcich častí návrtov. Ďalšie poruchové zóny možno preto len predpokladať na základe karotážnych diagramov v hĺbkach 960, 1 034, 1 093 a 1 121 m. Monotónna litológia komplexov a ich nedostatočná dokumentácia biostratigrafickými markermi však nedovoľujú interpretovať významnosť týchto porúch. V blízkom podloží prevrátnanej sekvencie (v hĺbkach 1 200-1 500 m) predpokladáme prítomnosť výrazného spätného násunu. Žiaľ, nepodarilo sa nám už overiť,

či je týmto podložíím hlbšia šupina bielovážskej sekvencie chočského (resp. chočsko-lunzského) príkrovu, členy patriace dechtickej kryhe (?havranický príkrov), čiernovážska sekvencia s malužinským súvrstvím, alebo mladšie členy krížňanského príkrovu.

STRATIGRAFIA HORNINOVÝCH KOMPLEXOV VO VRTE

Štruktúrny vrt Dobrá Voda-1 prevráta triasové členy, ktoré na základe faciálno-litologickej charakteristiky zodpovedajú chočskému - (bielovážskemu, resp. lunzskému) príkrovu (pozri litofaciálny profil, obr. 22). Vo vrte boli zastihnuté nasledovné litostratigrafické jednotky:

- lunzské súvrstvie v intervale 19-103 m a 144-537,1 m,
- reiflinské súvrstvie v intervale 103-144 m a 537,1-800 m,
- zámostské súvrstvie v intervale 800-825 m,
- gutensteinské súvrstvie v intervale 825-1 140,8 m.

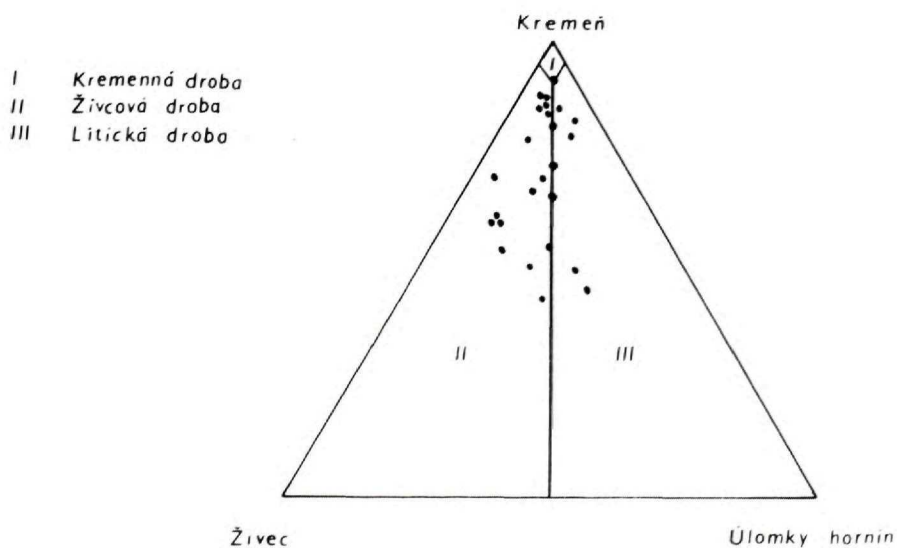
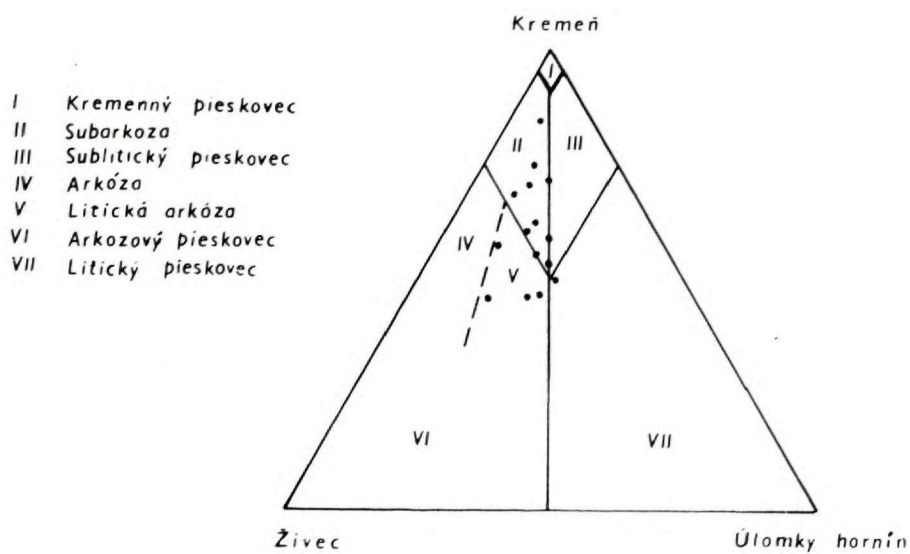
Celá sekvencia je silne tektonicky prepracovaná systémom strmo uklonených poruchových línií prešmykového charakteru. Najvýraznejšie sa prejavuje hlavne v súvrství pieskovcov, bridlíc a v dolomitových komplexoch. Z tohto dôvodu je sklon vrstiev v jednotlivých šupinách značne rozdielny (od 90° po horizontálne uloženie). Priemerný sklon vrstiev je 25-30°.

LUNZSKÉ SÚVRSTVIE

Makroskopické popisy a sedimentárna petrografia

Komplex tvorený lunzským súvrstvím, zastihnutý vo vrte, je charakterizovaný pomerne monotónnym striedaním tmavých ílovitých bridlíc a jemnozrnných pieskovcov až siltovcov. Ako vidieť z litofaciálneho profilu (obr. 22), vzájomný pomer pieskovcov a bridlíc je premenlivý, priemerný pomer je 1:4. Zastúpenie jednotlivých petrografických typov je prehľadne spracované v diagrame na obr. 6 (upravené podľa Dotta a Pettijohna).

Lunzské súvrstvie tvorí prakticky celú vrchnú polovicu vrtného profilu. Je rozdelené prešmykovou dislokáciou na 2 úseky: vrchný (19-103 m) s tenkou šupinou karbonátov na báze, a spodný (144-537,1 m). Súvrstvie zastihnuté vrtom predstavuje mohutný komplex s nepravou mocnosťou temer 470 m. Pri priemernom sklone vrstiev 30° možno skutočnú mocnosť odhadnúť na 407 m.



Obr. 6 Trojuholníkový diagram zastúpenia jednotlivých zložiek v pieskovecoch (hore) a drobách (dolu) z lunzského súvrstvia vo vrte Dobrá Voda DV-1 (podľa E. J. PETTIJOHNA, 1975).

Na základe litologickej analýzy sme súvrstvie rozdelili do týchto 3 celkov:

- bridlice s liticko-živcovými drobami (144-318 m),
- bridlice s laminovanými siltovcami (318-432 m),
- bridlice s halobiami (19-103 a 432-537,1 m).

Bridlice s liticko-živcovými drobami (interval 144-318 m)

V súvrství prevládajú čiernosivé ílovito-piesčité bridlice s ojedinelými polohami sivých a tmavosivých pieskovcov až siltovcov. Pomer pieskovcov a bridlíc je 1:7. Súvrstvie je značne tektonizované, s výraznými polohami tektonických brekcií.

Bridlice sú tvorené kryptokryštalickou ílovitou matrix s premenlivým zastúpením siltovej, respektíve piesčitej prímеси (5-10 %).

Pieskovce petrograficky zodpovedajú prevažne litickým, živcovým a liticko-živcovým drobám, ojedinele subarkózam. Prevažne sú jemnozrnné až strednozrnné, priemerná zrornosť je 0,10 mm. Základná hmota pieskovcov je ílovitá, karbonátový, respektíve kremeň tmel je zastúpený len ojedinele (do 5 %). V piesčitej a siltovej frakcii prevládajú kremeň a živce, v litických drobách je výraznejší podiel úlomkov hornín - hlavne karbonátov. Obsah slúd a chloritu je 2-3 %. Z autigénnych minerálov je zastúpený pyrit a limonit. Klasty sú prevažne dobre vytriedené, angulárne až subangulárne.

V hĺbke 171 m sa našla konkrécia, respektíve šošovka tmavohnedého silicifikovaného vápenca uprostred ílovitých bridlíc. Vápenec je slabo slienitý biomikrit, postihnutý silicifikáciou základnej hmoty. V jemnom organickom detrite sú zastúpené foraminifery, filamenty, ihlice húb, ostne ježoviek, kalcifikované rádiolárie, problematiká a ostrakódy. Výrazná je jemná paralelná laminácia a gradácia organického detritu. Obsah organického detritu je priemerne 20 % (typ wackestone).

Bridlice s laminovanými siltovcami (interval 318-432 m)

Súvrstvie je charakterizované prevahou sivočiernych ílovito-piesčitých bridlíc. Polohy sivých pieskovcov a siltovcov sú pomerne zriedkavé, pomer pieskovcov a bridlíc je 1:7. Časté sú polohy s výraznou paralelnou aj zvlnenou lamináciou, páskované polohy a striedanie tenkých lamín bridlice a pieskovca, respektíve siltovca (fototab. 1, obr. 1-5).

Bridlice sú tvorené mikrokryštalickou ílovitou základnou hmotou s nerovnomerným podielom piesčitej a siltovej prímеси (5-20 %). Časté sú pozvoľné prechody bridlica-siltovec až pieskovec a tenké laminy (0,1-10 mm) siltovca alebo pieskovca uprostred bridlíc.

Pieskovce petrograficky zodpovedajú litickým a živcovým drobám a litickým arkózam až subarkózam. Priemerná zrornosť je 0,09 mm. Základná hmota je ílovitá, podiel karbonátového tmelu je nízky - do 5 %. V piesčitej frakcii prevláda kremeň,

v menšej miere živce a úlomky hornín, sludy a chlorit sú zastúpené len podradne. Z autigénnych minerálov je prítomný pyrit a limonit. Materiál pieskovcov je prevažne veľmi dobre vytriedený, ostrohranný, respektíve slabo zaoblený.

Bridlice s halobiami

Interval 19-103 m

Prevládajú čiernosivé ílovito-piesčité bridlice s polohami sivých, sivozelenkastých pieskovcov až siltovcov. Vzájomný pomer pieskovcov a bridlíc je 1:3. Súvrstvie je výrazne tektonizované, polohy, respektíve tektonizované zóny dosahujú hrúbku do 10 m.

Bridlice sú tvorené mikrokryštalickou základnou hmotou ílovitého charakteru s nevýrazným podielom jemnozrnej siltovej frakcie (2-5 %). Tmavé sfarbenie je spôsobené jemne rozptýlenou organickou hmotou a sekundárnym pyritom a limonitom.

Pieskovce petrograficky zodpovedajú živcovým drobám, v jednom prípade subarkózam. Pieskovce sú prevažne jemnozrnné až strednozrnné, priemerná zrnitosť je 0,12 mm. Základná hmota pieskovcov je ílovitá, karbonátový tmel je zastúpený len ojedinele. V piesčitej frakcii prevládajú kremeň, živce, sludy, chlority a úlomky hornín (hlavne karbonátov) sú zastúpené len podradne. Z autigénnych minerálov je najviac zastúpený pyrit a limonit. Materiál je prevažne dobre vytriedený, zväčša angulárny až subangulárny.

Interval 432-537,1 m

Spodná časť súvrstvia je svojím charakterom čiastočne odlišná. Výrazne sa zvýšil podiel pieskovcov a siltovcov oproti bridliciám, ich vzájomný pomer je približne 1:1. Bridlice sú prevažne ílovité, so slabou vápnitou, inokedy piesčitou prímiesou. Relatívne časté sú polohy s výraznou lamináciou, ojedinele sa našli polohy lumachiel tenkostenných lastúrníkov rodu *Halobia*.

Pieskovce sú petrograficky pestré, celkove prevládajú litické až živcové droby, ale zastúpenie subarkóz, litických arkóz a litických pieskovcov nie je bezvýznamné. Pieskovce sú prevažne jemnozrnné až strednozrnné, priemerná zrnitosť je 0,11 mm. Pieskovce drobového zloženia majú prevahu ílovito-piesčitej matrix, podiel tmelu (kalcitového, resp. kremenného) je zanedbateľný. Iná situácia je u "čistých" pieskovcov - subarkóz, litických arkóz a litických pieskovcov, kde pomer tmelu a matrix je v priemere 2:1 a ojedinele matrix úplne chýba.

V piesčitej frakcii sú zastúpené hlavne kremeň, živce, úlomky hornín (hlavne karbonáty, kremence a bridlice), podradne biotit, muskovit, chlority. Z autigénnych minerálov je prítomný pyrit a limonit. Materiál pieskovcov je prevažne dobre vytriedený a ostrohranný.

38 Tabuľka 1 Chemické analýzy vrtu DV-1 hornín lunzského súvrstvia

Vzorka (m)		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Strata sušením	Strata žíhaním
68 } 90 }	III.	62,43	0,87	15,17	5,90	0,67	2,51	3,71	1,25	1,39	6,15
171 } 212 }	I.	40,34	0,46	13,72	5,50	16,62	3,08	2,82	0,61	1,43	15,48
275 }		68,64	0,72	12,43	6,35	1,92	1,68	1,75	1,25	0,76	4,44
		72,55	0,50	9,18	4,38	3,17	1,59	0,87	2,62	0,34	4,73
342 }	II.	58,94	0,99	18,22	7,47	0,89	2,34	2,89	0,96	1,35	5,81
433 }		64,93	0,81	15,47	5,17	1,01	1,65	2,85	2,13	0,83	4,77
474 }		66,87	0,74	14,52	5,87	1,74	1,81	2,33	1,44	0,76	3,63
513 }	III.	63,72	0,95	16,16	6,49	1,17	2,04	2,57	1,13	0,90	4,70
522 }		69,69	0,49	10,23	4,44	3,63	2,05	1,38	1,23	0,42	6,43

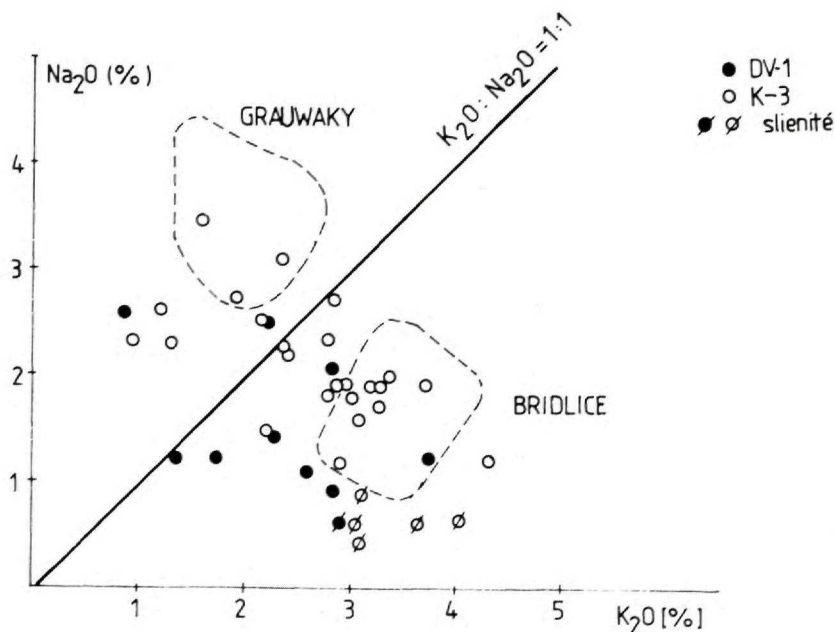
Tabuľka 2 Volumetrická analýza vzoriek z lunzského súvrstvia

Vzorka (m vrtu)	Člen	Hm. %					
		Kalcit	Dolomit	NZ	CaO	MgO	CO ₂
68 } 90 }	III. (bridlice s halobiami)	1,14 1,32	0,54 0,84	98,32 97,93	0,80 0,95	0,12 0,18	0,76 0,94
171 } 212 }	I. bridlice s drobami	0,57 0,66	0,27 0,67	99,16 98,67	0,40 0,57	0,06 0,15	0,38 0,69
275 } 342 }	II. bridlice so siltovcami	0,06 0,52	2,58 0,16	95,36 99,32	1,39 0,34	0,56 0,03	2,14 0,31
433 } 474 }	III. bridlice s halobiami	1,72 3,11	0,82 2,25	97,46 94,64	1,24 2,42	0,18 0,49	1,15 2,24
513 } 522 }		1,42 1,30	2,58 1,20	95,73 97,50	1,67 1,09	0,62 2,26	1,98 1,14

Geochemia litofácií lunzského súvrstvia

Geochemickú charakteristiku lunzského súvrstvia sme robili na základe štúdia 10 vzoriek. Výsledky chemických anlyz sú uvedené v tabuľke 2 (volumetrická analýza) a v tabuľke 1 (celková chemická analýza - rtg-fluorescenčne). Mineralogickú charakteristiku sme robili rtg-difrakčnou metódou, vo všetkých vzorkách sme identifikovali minerály: kremeň, plagioklas (albit), K-živec (nízky obsah v porovnaní s plagioklasom), ilit, kaolinit a nízky obsah chloritu. Chemické a mineralogické zloženie hornín (pieskovce - droby, ílovce, prípadne ílovité bridlice) lunzského súvrstvia je veľmi blízke, rozdiely je možné interpretovať v súlade so zrnitosťnými rozdielmi medzi jemnozrnnými pieskovcami, respektíve drobami (vyšší podiel SiO₂, respektíve pomeru SiO₂/Al₂O₃) a ílovcami (vysoký obsah ílovitej hmoty, vyšší obsah Al₂O₃ a K₂O - ilit). Droby a drobové pieskovce obsahujú v porovnaní s ílovcami zvýšený obsah Na-plagioklasov. Korelačný graf (obr. 7) Na₂O/K₂O (hmotn. %) s poľami drôb a ílovitých bridlíc, vyčlenených podľa D. HOVORKU (1975), sme použili na posúdenie tohto vzľa-

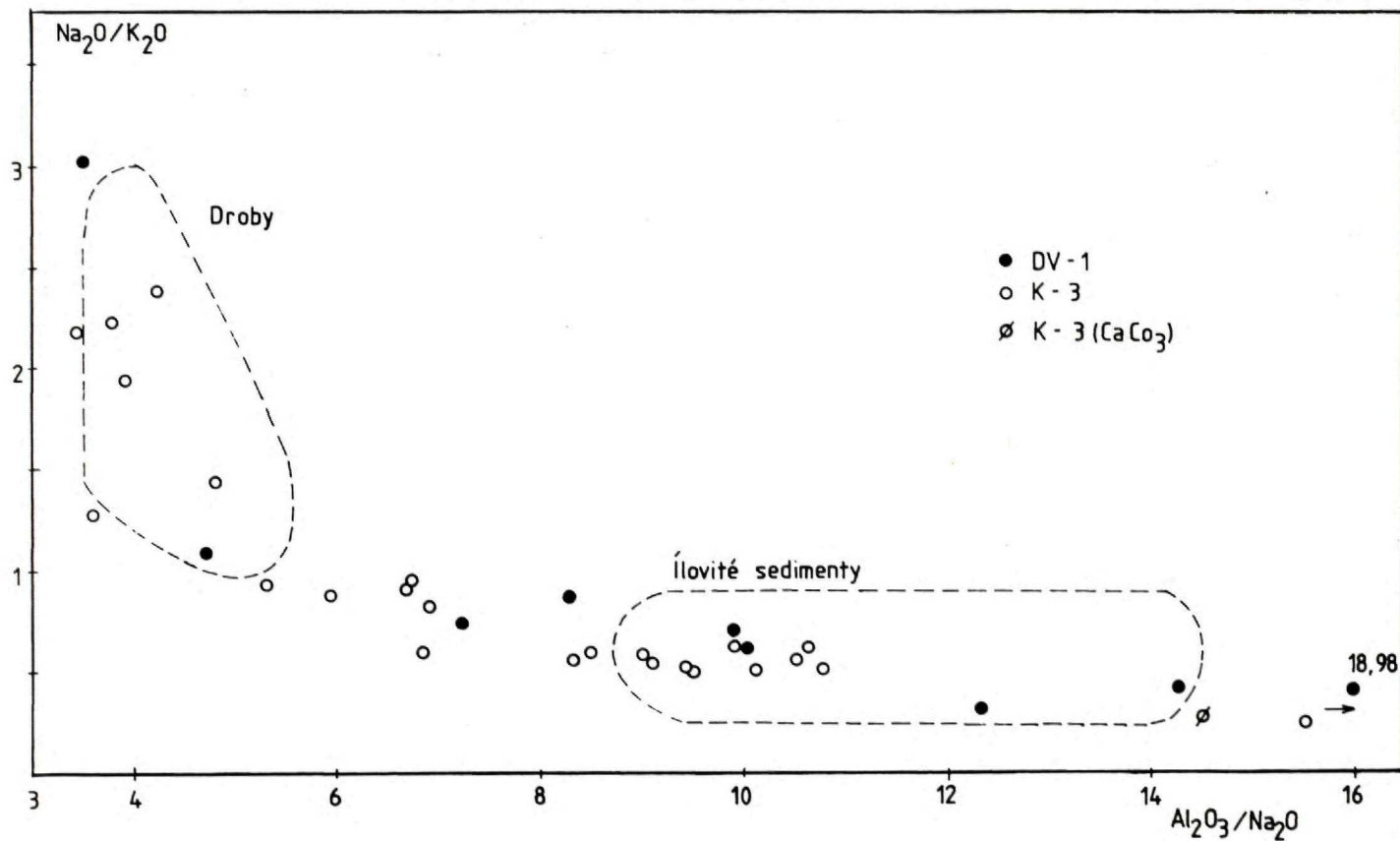
hu. Pretože náš súbor vzoriek z vrtu DV-1 je pomerne malý, do uvedeného grafu sme naniesli aj údaje, získané analýzou lunzského súvrstvia z vrtu Kuklov-3 (K. BORZA et al., 1985). Obidva súbory vzoriek (DV-1: 10 vzoriek, K-3: 29 vzoriek) v grafe $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ na obr. 7 sa prekrývajú, väčšia časť spadá do poľa ílovitých bridlíc, respektíve jeho okolia



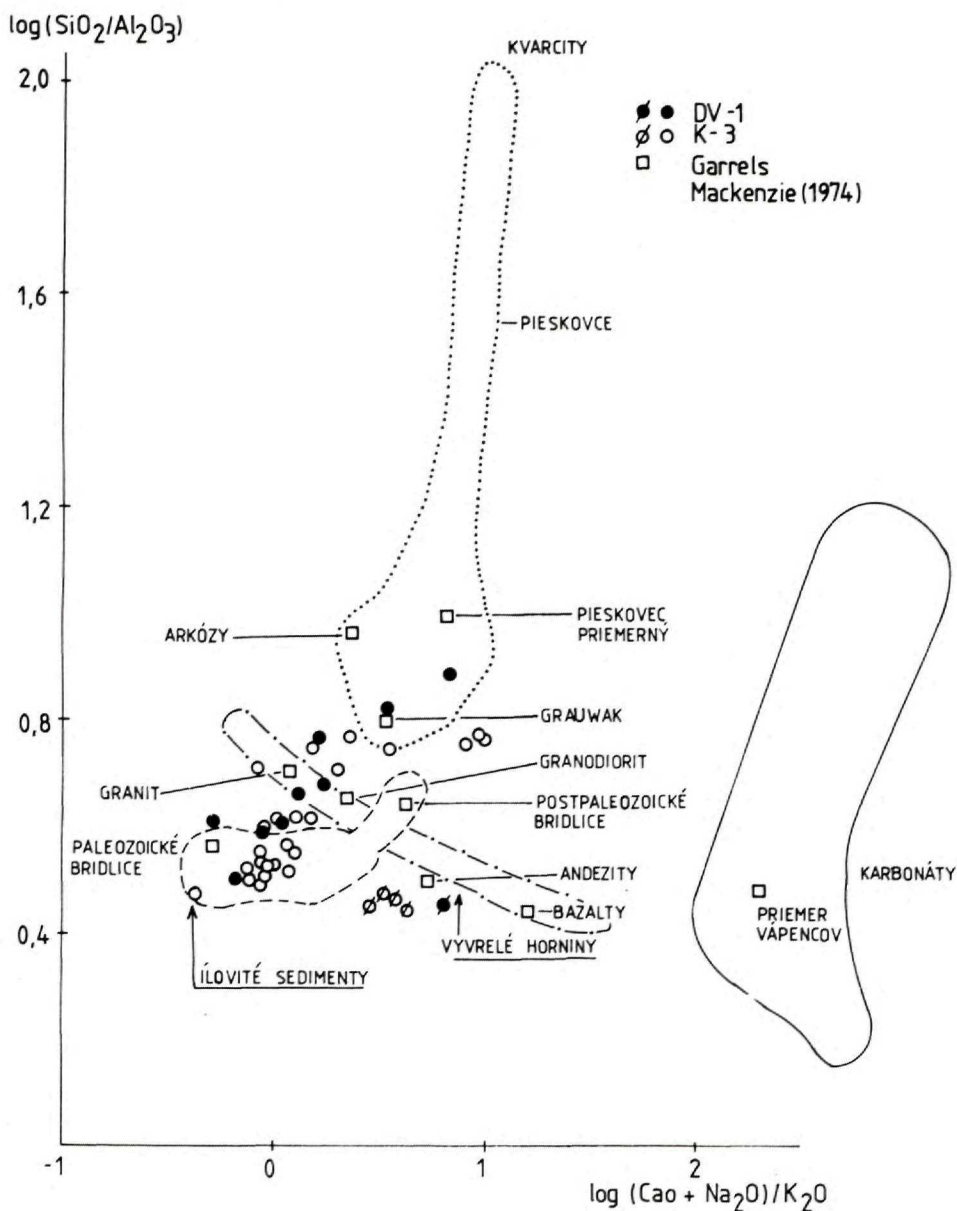
Obr. 7 Porovnávací graf obsahov alkálií v horninách lunzského súvrstvia z vrtu DV-1 a Kuklov-3 (Korelačný graf $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ bol prevzatý z práce D. HOVORKU, 1975).

(výber vzoriek z vrtných jadier bol však subjektívny, nepredstavuje skutočný pomer zastúpenia ílovcov a pieskovcov). Zhodnosť sledovaných súborov sme ďalej testovali pomocou grafu pomeru $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ k pomeru $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ (hmotn. %, obr. 8). Polia drôb a ílovitých bridlíc sú vyčlenené podľa práce D. HOVORKU (1975), ktorý ich použil na určovanie pôvodného zloženia metamorfovaných hornín. Pokles obsahu Na_2O (t. j. vzrast pomeru $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$) v ílových horninách sa v tomto grafe ešte viac zvyrazňuje.

R. M. GARRELS a F. T. MacKENZIE (1974) použili na posúdenie zdrojového materiálu log diagram pomerov $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ a $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (vychádzajú z hmotn. %). Na obr. 9 vidíme, že obidva súbory (DV-1 aj K-3) sa zoskupili do jedného poľa, prechádzajúceho cez oblasti ílových hornín, granitoidných hornín a drôb. Oddelili sa len vzorky so zvýšeným obsahom karbonátu. Môžeme predpokladať, že zdrojovým materiálom lunzských vrstiev boli granitoidné horniny a ich kôry zvetrávania. V procese



Obr. 8 Závislosť pomerov Na₂O/K₂O a Al₂O₃/Na₂O pre vzorky z lunzského súvrstvia z vrtu DV-1 a K-3 potvrdzuje podobnosť súborov a diferenciáciu zloženia hornín (D. HOVORKA, 1975)



Obr. 9 Graf podľa R. M. GARRELS – F. T. MacKENZIE (1974) bol použitý na porovnanie zloženia hornín lunzského súvrstvia z vrtu DV-1 a K-3 so zložením "priemerných" hornín rôznych genetických typov, resp. na posúdenie zdrojových materiálov lunzských pieskovcov a prachovcov

diagenézy vznikali autigénne živce (Na-plagioklasy) a ílové minerály, pričom k výraznejším chemickým zmenám pravdepodobne nedošlo. Prítomnosť vulkanoklastického materiálu taktiež nemôžeme vylúčiť. M. K. PRABAU a G. R. WEBBER (1984) mu v uvedenom grafe (obr. 9) vyhradili priestor medzi vyvrenými horninami a arkózami.

Volumetrickou analýzou sme vo vzorkách stanovili obsah kalcitu a dolomitu (tab. 2). Tieto minerály tvoria cement, hlavne v pieskovcoch. Jeho obsah je však nízky, zvýšenie sledujeme vo vzorke pod polohou reiflinských vápencov a v spodnej časti "bridlic s halobiami" (vzorky z hĺbky 474 a 522 m, cf. tab. 1, člen III).

Rtg-difrakčnou analýzou práškových vzoriek sme zistili prítomnosť ilitu, chloritu, kaolinitu.

Kaolinit sa formuje kyslým vylúhovaním hornín primárne obsahujúcich živce a sľudy, hoci prakticky všetky silikátové minerály alebo horniny sa budú meniť na kaolinit, ak podmienky vylúhovania existujú dostatočne dlhú dobu (C. E. WEAVER - L. D. POLLARD, 1975). Môžu sa vytvárať i procesom resiličifikácie materiálu bohatého na Al a hydrotermálnou premenou. Nepodarilo sa nám (pomocou rastrovacieho elektrónového mikroskopu) identifikovať autigénne formy kaolinitu.

Ilit sa vytvára a je stabilný v podmienkach, v ktorých majú roztoky vysoký pomer K^+/H^+ (R. M. GARRELS - C. L. CHRIST, 1965). Pomery K^+/Na^+ a K^+/Mg^{2+} sú rovnako dôležité: nízke - skôr vznik montmorillonitu a chloritu, vysoké hodnoty sú omnoho častejšie v kontinentálnych podmienkach ako v morských. Ility alebo zmiešané vrstevnaté štruktúry ilit-montmorillonit vznikajú autigénne na dne oceánov alebo na pevnine zvetrávaním živcov, hoci väčšina z nich sa sformovala po pochovaní sedimentov. Pri premene náhodne usporiadaných zmiešano-vrstevnatých ílových minerálov, najčastejšie ilit/smektit, na viacej usporiadané formy s nízkym obsahom expandovateľných vrstiev je veľmi často pozorovaný efekt diagenézy v pochovaných sedimentoch. Bol pozorovaný vzrast obsahu ílitových vrstiev so súčasným poklesom smektitu a náhodnosti interstratifikácie v zmiešano-vrstevnatých mineráloch so vzrastajúcou hĺbkou pochovania, respektíve s priebehom diagenézy (C. E. WEAVER - K. C. BECK, 1971; C. E. WEAVER - L. D. POLARD, 1975 a ďalší).

Kaolinit v procese diagenézy v pochovanom sedimente sa začína meniť pri teplote približne 150 °C; vzrastá podiel dioktaedrických chloritov. Ilit a chlorit tvoria v tomto štádiu prevažne zmiešané štruktúry, obsah diskrétnych minerálov vzrastá až pri hlbšom pochovaní (t. j. aj vyššej teplote, približne 200 °C). Môžu už vznikať trioktaedrické chlority. Takéto zloženie majú paleozoické a prekambriké bridlice (ilit, chlorit, chlorit-ilit, zmiešané štruktúry, prípadne trioktaedrický chlorit). Detritická sľuda a trioktaedrický chlorit väčšinou pochádzajú z metamorfovaných hornín.

Môžeme predpokladať, že kaolinity v študovaných vzorkách nevznikli autigénne, ale ide o prinesený - sedimentárny kaolinit, čiastočne diageneticky prepracovaný. Vznikal pravdepodobne ako produkt zvetrávania granitoidných hornín (permotriasové kôry

zvetrávania?). Diagenéza sa uskutočňovala pravdepodobne pri teplotách, ktoré výraznejšie neprekročili teplotu stability kaolinitu. Časť 10 Å minerálov, ilit-muskovit, je detritického pôvodu (metamorfované horniny?). V procese diagenézy došlo k stabilizácii ílových minerálov, poklesol obsah expandovateľných vrstiev, vznikli autigénne ility a chlority.

Zdroj klastického materiálu bol značne vzdialený, pravdepodobne ide o prenesený sediment.

Mikroprvky v lunzskom súvrství boli stanovené AAS metódou po celkovom rozklade vzorky. Boli stanovené prvky: Zn, Cu, Sr, Ni, Mn, výsledky sú v tabuľke 3.

Výraznejšie rozdiely v obsahu sledovaných mikroprvkov medzi jednotlivými vzorkami nepozorujeme. Ide však o pomerne malý súbor vzoriek na posúdenie rozdielov medzi pieskovecami a ílovcami. Na porovnanie uvedieme obsah sledovaných mikroprvkov z vrtu Kuklov-3.

Z tabuľky 4 vidíme, že existujú menšie rozdiely v obsahu mikroprvkov v závislosti od obsahu ílového materiálu v horninách (zvýšený obsah Zn, Cu, Ni v ílových bridliciach), ako aj prítomnosti karbonátového cementu (pieskovce - zvýšený obsah Cu a Sr).

Tabuľka 3 Obsah mikroprvkov vo vzorkách z vrtu DV-1

Vzorky (m vrtu)	Člen	Hodnoty v ppm				
		Zn	Cu	Sr	Ni	Mn
68 } 90 }	III. bridlice s halobiami	145	50	172	40	262
		59	19	157	33	241
171 } 212 } 275 }	I. bridlice s drobami	79	42	325	48	1 800
		81	31	152	32	1 200
		47	17	147	17	1 430
342	II. bridlice so siltovcami	98	43	142	60	890
433 } 474 } 513 }	III. bridlice s halobiami	66	40	150	59	507
		82	27	172	59	398
		114	40	175	65	322
522 }		68	25	185	38	1 666
Priemer		84	33	171	45	1 000

Tabuľka 4 Obsah mikroprvkov (ppm) vo vzorkách z vrtu K-3

Hornina	Počet vz.	Zn	Cu	Sr	Ni	Mn
ílovec íl. bridlica	13	83	39	58	45	660
pieskovec (droba)	8	68	21	103	28	1 270

Tabuľka 5 Obsah prirodzených rádioaktívnych prvkov v lunzskom súvrství vo vrte DV-1

Vzorky (m vrtu)	Člen	ppm	ppm	%	Th/U
		U	Th	K	
68 } 90 }	III. bridlice s halobiami	4,0	12,8	2,55	3,2
		2,3	9,2	1,65	4,1
171 } 212 } 275 }	I. bridlice s drobami	2,8	7,0	1,85	2,5
		3,0	9,2	1,55	3,1
		1,8	7,6	0,67	4,2
342	II. bridlice so siltovcami	3,7	13,5	2,38	3,6
433 } 474 } 481 }	III. bridlice s halobiami	3,6	11,4	2,10	3,2
		2,4	10,6	1,77	4,5
		3,7	12,9	2,60	3,5
504 } 522 }		3,3	12,3	2,45	3,7
		2,4	7,4	1,19	3,0
priemer		3,05	10,46	1,91	3,48

Z prehľadu výsledkov vidieť, že obsah mikroprvkov je v obidvoch vrtoch v sledovaných horninách veľmi podobný, nepozorujeme výraznejšie rozdiely ani medzi jednotlivými vzorkami.

Z hľadiska určovania zdrojového materiálu je zaujímavý aj obsah Ti (tab. 1), respektíve pomer $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Obsah TiO_2 je v porovnaní s obsahom udávaným pre vulkanogénny materiál nízky, hodnota pomeru $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (obdobne ako vo vzorkách z vrtu K-3) je tiež nízka (0,007-0,016). Podľa J. E. JUDOVIČA (1981) je takýto nízky pomer charakteristický pre flyšové sedimenty.

Obsah prirodzených rádioaktívnych prvkov sme stanovili gama-spektrometrickou metódou. Výsledky analýz sú v tab. 5. Hlavné faktory, ktoré riadia distribúciu U a Th v sedimentárnych horninách, sú: frakcionácia U a Th v dôsledku oxidácie U na rozpustný uranylový ión, vyžrážanie U z roztoku v redukčnom a karbonátovom prostredí, selektívna adsorpcia Th na ílový materiál a jeho väzba na ťažké reziduálne minerály.

Obsah Th v skúmaných vzorkách je značne vysoký, ale nepresahuje obsah Th, udávaný pre ílové bridlice. Droby sú najbohatšie na Th v porovnaní s ostatnými pieskovecami, čo je odrazom vysokého obsahu ílového materiálu v ich základnej hmote (detritické zložky). Analýzy drôb a drobových pieskovcov je možné v sledovanom súbore pomerne spoľahlivo odlíšiť od analýz ílovcov, respektíve ílovitých bridlíc podľa nižšej hodnoty: 7-9 ppm Th. Podobne aj obsah U je v drobách nižší, hoci jeho diferenciácia nie je taká jednoznačná (ide o malý súbor vzoriek, aby sa mohlo zovšeobecňovať). Obsah U v ílovcoch aj drobách je blízky priemerným hodnotám, udávaným pre tieto horniny.

Z mikroprvkového štúdia vidieť, že obsah je veľmi vyrovnaný, blízky, respektíve zhodný s klarkovými hodnotami pre sledované horniny. Z toho vyplýva: jednotné zloženie zdrojového materiálu (prenesený sediment?), pomerne rýchlo uložený sediment, v procese diagenézy a v post-diagenetických procesoch nedochádzalo k výraznejším chemickým zmenám v sledovaných horninách (prínos materiálu).

Štúdium ílových minerálov

K dispozícii sme mali 12 vzoriek, z toho 10 vzoriek pieskovcov a bridlíc z lunzského súvrstvia z hĺbkového intervalu 68-522 m a 2 vzorky bridlíc z reiflinského súvrstvia (litofácia d) z hĺbky 642 m a 661 m. Tieto vzorky sme zahrnuli do tejto kapitoly z dôvodu lepšieho porovnania s ostatným sledovaným materiálom.

Naším cieľom bolo zistiť kvalitatívne zastúpenie ílových minerálov v týchto vzorkách a sledovať také ich vlastnosti, ktoré by mohli mať význam pre posúdenie vzniku daných hornín.

Vyhodnotenie výsledkov

Vyhodnotenie celohorninových orientovaných preparátov. Na difrakčných záznamoch sa prejavili reflexy ilitu, kaolinitu, chloritu, kremeňa, živca. Na zázname vzorky z hĺbky 171 m sa prejavujú reflexy s veľmi nízkou intenzitou pre ílové minerály a reflex chloritu iba v náznaku. Chlorit sa rovnako veľmi slabou prejavil vo vzorkách z hĺbky 275 m a 448 m. Vo vzorkách zo 642 m a 661 m sa veľmi nevýrazne prejavil reflex kaolinitu.

Vyhodnotenie frakcie pod 2 μm

Táto frakcia, získaná z pieskovca a bridlíc, obsahuje nasledovné základné ílové minerály: ilit, chlorit, kaolinit a zmiešano-vrstevné minerály typu ilit/smektit (I/S). V malých množstvách je prítomný kremeň a živec. Táto rôznorodosť je spôsobená pestrťou materiálu zdrojovej oblasti a podmienkami diagenézy. Pomerné zastúpenie ilitu, chloritu a kaolinitu je možné sledovať na obr. 10. V tejto frakcii bola študovaná aj kryštalinita ilitu podľa podmienok uvedených v metodologickej časti (B. KUBLER, 1968 a C. E. WEAVER, 1984). Výsledky sú uvedené v tabuľke 6.

Tabuľka 6 Hodnoty Küblerovho indexu kryštalinity ilitu pre frakciu pod 2 μm . Podmienky: rýchlosť goniometra $1^\circ 20 \text{ min.}^{-1}$ a posuv papiera $1 200 \text{ mm.hod}^{-1}$.

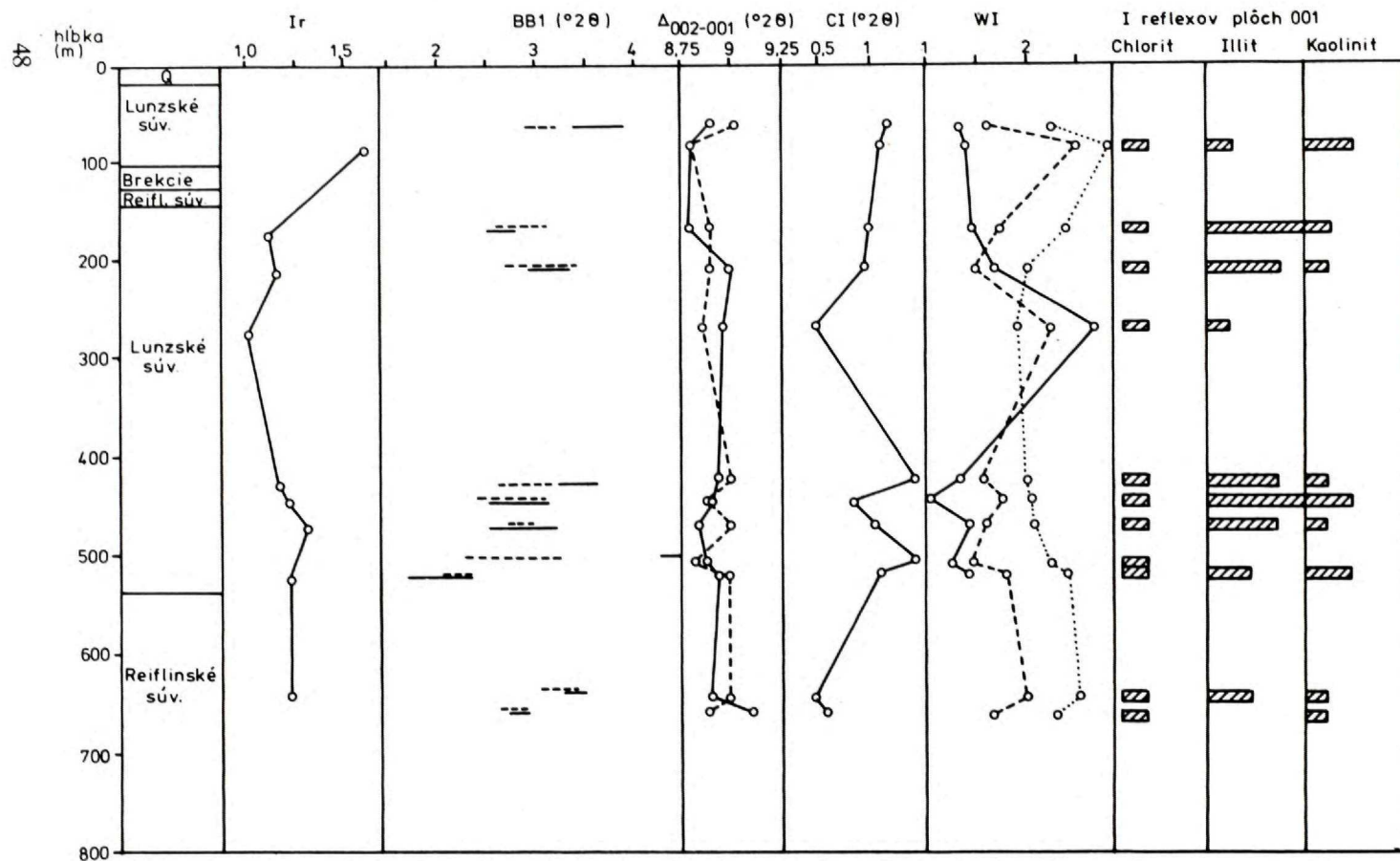
Hĺbka (m)	68	90	171	212	275	433	448	474	513	522	642	661
CI ($^\circ 20$)	1,20	1,14	1	0,97	0,5	1,3	0,85	1,07	1,4	1,15	0,5	0,6

Vyhodnotenie frakcie pod 0,6 μm

V tejto frakcii sme sledovali zastúpenie napučiavajúcich vrstiev v zmiešanovrstevných mineráloch I/S. Pri identifikácii I/S reflexov a sledovaní kvantitatívneho zastúpenia S v I/S sme vychádzali z prác R. C. REYNOLDS - J. HOWER (1970) a J. ŠRODŇ (1984). Obsah smektitovej zložky v I/S podľa R. C. REYNOLDSA a J. HOWERA (1970) je uvedený v tabuľke 7. Hodnoty obsahu S podľa J. ŠRODŇA (1984) sú opísané v diskusii.

Diskusia

Hodnoty kryštalinity ilitu sú značne rozdielne a u väčšiny vzoriek pomerne vysoké. Najnižšie hodnoty Küblerovho indexu (CI) prejavujú vzorky zo 642 m a



Obr. 10 Vzťah hodnôt parametrov I_r , $BB1$, $\Delta_{002-001}$ podľa J. ŠRODOŇA (1984), CI (B. KÜBLER, 1968), WI (C. E. WEAVER, 1960) a intenzít reflexov plôch 001 ílových minerálov k hĺbke použitých vzoriek

$BB1$: ————— frakcia pod 2 μm (glykol.), ————— frakcia pod 0,6 μm (glykol.); $\Delta_{002-001}$: ————— frakcia pod 0,6 μm (glykol.), ————— frakcia pod 2 μm (glykol.); CI : frakcia pod 2 μm (1°20/min.); WI : ————— frakcia pod 2 μm (1°20/min.), ————— frakcia pod 0,6 μm (glykol.), frakcia pod 2 μm (glykol.); I : Intenzita: (výška x polšírka puku), frakcia pod 2 μm (prírod.)

Tabuľka 7 Percentuálne zastúpenie smektitových vrstiev (S) v I/S sledovaných vzoriek (podľa práce R. C. REYNOLD – J. HOWER, 1970)

Hĺbka (m)	68	90	171	212	275	433	448	474	513	522	642	661
S (%)	0	3,88	0	1,11	5	0	5	6,11	5	1,11	2,22	0

661 m, čo by mohlo svedčiť o tom, že ich materiál prešiel podmienkami, ktoré zodpovedajú vyšším diagenetickým štádiám ako ostatné vzorky (P. ÁRKAI, 1983, B. KÜBLER, 1967, 1968). Pre frakciu 0,6 μm pod 2 μm sme určili aj tzv. Weawerov "index ostrosti", ktorého hodnoty (obr. 10) svedčia o tom, že materiál prešiel štádiom ranej, v niektorých prípadoch až neskorej diagenézy (C. E. WEAVER, 1960).

V každom zo sledovaných difrakčných záznamov (frakcie pod 0,6 μm) sa prejavil asymetrický reflex s $d = 10 \text{ \AA}$. Nikde sme však nepozorovali reflex s $d = 17 \text{ \AA}$, typický pre I/S minerály s neusporiadanou ("random") interstratifikáciou (R. C. REYNOLDS - J. HOWER, 1970 a J. ŠRODON, 1984). Z obidvoch skutočností možno usudzovať, že v sledovaných vzorkách je zastúpený zmiešano-vrstevný I/S a že ide o usporiadaný typ interstratifikácie ("ordered").

Z hodnôt uvedených na obrázku 10 vyplýva, že sledované bridlice a pieskovce by mali obsahovať len nízke percento napučievajúcich vrstiev. Na porovnanie sme sa pokúsili určiť percento smektitových vrstiev a upresniť typ interstratifikácie aj pomocou metód J. ŠRODONA (1984), ktoré sú odporúčané pre materiály s vysokým percentom I. Obrázok 10 obsahuje parametre I_r , BB_1 a $\Delta_{002-001}$ pre každú zo vzoriek, kde: I_r - udáva pomer medzi podielmi intenzít (intenzita udaná výškou píku) 001 a 003 ilitových reflexov prírodných a glykolovaných preparátov (J. ŠRODON, 1984).

$$I_r = \frac{{}_d I_{001}/I_{001} \text{ vysuš.}}{I_{001}/I_{003} \text{ glykol.}}$$

I_r bol počítaný z difrakčných záznamov pre frakciu pod 2 μm .

BB_1 - spoločná šírka 001 ilitového a príslušného I/S reflexu, zmeraná v $^\circ 2\theta$ z bodov, v ktorých sa pripájajú príslušné píky k difrakčnému pozadiu. BB_1 bol počítaný pre frakciu pod 0,6 μm .

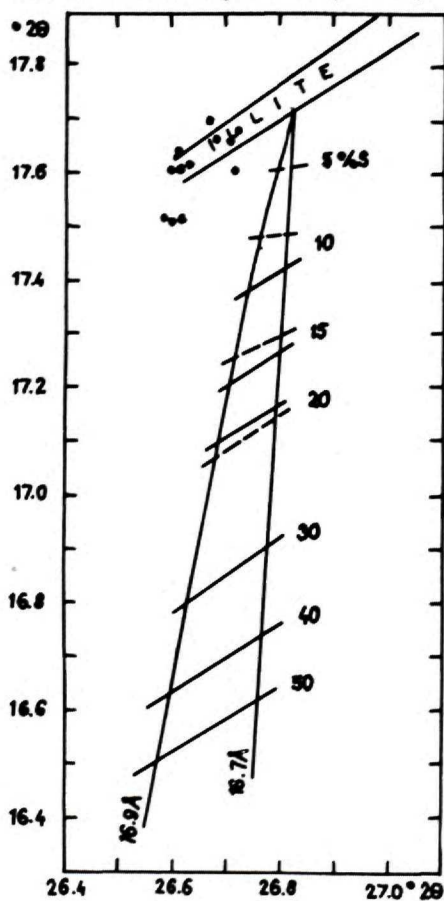
$\Delta_{002-001}$ - uhlová vzdialenosť medzi vrcholmi ilitových 002 reflexov.

Hodnoty uvedených parametrov naznačujú, že vzorky obsahujú trochu vyššie percento napučievajúcich vrstiev, ako ukazuje tabuľka 2, vo všeobecnosti asi do 15 %

(J. ŠRODOŇ, 1984). Vzťah medzi hodnotami sledovaných parametrov a hĺbkou odberu vzorky môžeme sledovať na obr. 10.

Hodnoty BB_1 do asi $4^\circ 2\theta$ o usporiadanej interstratifikácii ISII s prevahou I (I + ISSII; J. ŠRODOŇ, 1984). Ak by bola hodnota $BB_1 = 4,4$ (vzorka z hĺbky 513 m) opodstatnená, mohlo by ísť o usporiadanú interstratifikáciu IS typu. Ostatné parametre však až také vysoké hodnoty nedosahujú.

Rozdiel v percentuálnom zastúpení S v I/S podľa metódy R. C. REYNOLDSA - J. HOWERA (1970) a J. ŠRODOŇA (1984) je pravdepodobne spôsobený aj tým, že pripravované orientované preparáty obsahovali okrem I/S minerálov aj určité množstvo detritického ilitu, ktorého reflexy mohli interferovať s reflexami I/S, pričom z difrakčných záznamov sa nedá dobre odlíšiť, ktoré reflexy sú jednoduché a ktoré zložené. Tým by sa dal vysvetliť aj prílišný posun do oblasti veľmi malého % S. Za reálny môžeme považovať interval 0-15 % S, pričom pravdepodobnejšie budú percentá, blížiac sa k hornej hranici (obr. 11).



Obr. 11 Poloha priemerných bodov sledovaných vzoriek v grafe na určenie pomeru S. I. z reflexov plôch 002 a 003 v usporiadaných I/S mineráloch diagenetického pôvodu. Pole ilitu nemusí predstavovať len čistý ilit, ale zmes I + I/S usp. (J. ŠRODOŇ, 1984)

Záver

Na základe štúdia dvanástich vzoriek bridlíc a pieskovcov z vrtu DV-1 môžeme považovať za najvýznamnejšie tieto ílové minerály: ilit, kaolinit, chlorit a zmiešanovrstevný minerál s usporiadanou interstratifikáciou typu ISII (s prevahou ilitu). Zo získaných výsledkov možno usudzovať, že študovaný materiál prešiel nižším štádiom diagenézy a len v ojedinelých prípadoch možno uvažovať o vyššom diagenetickom štádiu (obr. 11).

Asociácie akcesorických ťažkých minerálov v lunzskom súvrství

Z kvantitatívneho hľadiska je asociácia ťažkých minerálov vo vzorkách z lunzského súvrstvia vo vrte DV-1 porovnateľná s lunzkým súvrstvom v alpskej oblasti (M. BEHRENS, 1973), kde vedúcim minerálom býva apatit. V porovnaní s asociáciami akcesorických minerálov lunzského súvrstvia z vrto do podložia Viedenskej panvy je však ochudobnená o zirkón, ktorý je tu vedúcim ťažkým minerálom (Z. PRIECHODSKÁ, 1983). Špecifickou črtou lunzského súvrstvia vo vrte DV-1 je pomerne intenzívny vývoj epigenetickej sulfidovej mineralizácie.

Pri úvahách o pôvode akcesorických minerálov v lunzskom súvrství vrtu DV-1 sa vychádzalo predovšetkým z kvantitatívneho a kvalitatívneho štúdia minerálnej asociácie (tab. 8) a v súčasnej etape výskumu len z obmedzeného množstva kvantitatívnych chemických analýz. Konfrontáciou mineralogických a geochemických údajov o minerálnych paragenézach v magmatitoch, metamorfitoch a v hydrotermálnom procese s doterajšími zisteniami o charaktere asociácie v lunzskom súvrství dochádzame k názoru, že v lunzskom súvrství do asociácie akcesorických minerálov prispievajú:

- reliktné minerály, pochádzajúce z hornín pôvodných znosových oblastí,
- autigénne minerály, vzniknuté v čase sedimentácie alebo pri diagenéze,
- epigenetické minerály, vytvorené z hydrotermálnych roztokov v procese alpínskej neomineralizácie.

Reliktné minerály

Reliktné akcesorické minerály pochádzajú predovšetkým z ultramafických felzických magmatitov.

Spomedzi reliktných akcesorických minerálov s väčšou istotou možno od ultramafických hornín odvodzovať len chromit (tab. 9). Hoci najvyšší obsah ilmenitu a rutilu býva vo vzorkách, kde je prítomný chromit, nie je zatiaľ možné rozhodnúť, či tieto minerály skutočne spolu s chromitom aj asociujú. V určitom vzťahu s chromitom je azda

Hĺbka vz.	68 m	171 m	232 m	275 m	342 m	433 m	474 m	513 m	Prie- merný obsah g/t	%
Minerál										
zirkón	3,5	0,5	2	3,5	3	10	10	2	4	6
apatit	14	0,5	21	50	6	100	70	35	42	62
ilmenit	1,5	0,5	1	7	-	9	3	1,5	3	4,5
magnetit	-	-	0,5	-	-	-	1,5	-	0,25	0,5
granát	1	-	1,5	2	13	-	15	1	5	7,5
turmalín	-	-	1	2	1	7	11	2	3	4,5
rutil	1	0,5	1	2	-	5	4	2	2	3
anatas	-	-	0,5	-	-	0,5	0,5	0,5	0,5	1
chromit	1	-	1,5	1	-	20	10	-	4	6
glaukonit	2	1	3	1	-	2	1	-	1	1,5
epidot-zoizit	-	-	6	-	1	10	1	1	2	3
amfibol	-	-	2	-	-	-	2	-	0,5	0,5
barit	-	400	-	-	-	-	-	-	-	-
galenit	-	10	-	20	0,5	2	5	2	-	-
sfalerit	-	30	0,5	6	-	2	3	2	-	-
pyrit	30	95	0,5	105	15	5	70	3	-	-
chalkopyrit	-	0,5	-	-	0,5	-	1	0,5	-	-
arzenopyrit	-	-	-	-	-	-	stopy	-	-	-
chalkozín	-	-	-	-	-	-	stopy	-	-	-

v asociácii nie je zahrnutý reliktný karbonát

Tabuľka 9 Kvantitatívna chemická analýza chromitu na energodisperznom systéme EDAX. Na porovnanie sú v tabuľke uvedené analýzy chromitov z ultramafického telesa v Hodkovciach a Paňovciach (V. ROJKOVIČ et al., 1978)

	DV-1	HoPn-1	Ho-16	Ho-18
MgO	9,83	9,0	9,1	7,6
Fe	11,76	18,5	19,0	21,9
Fe ₂ O ₃		0,0	22,0	19,2
Cr ₂ O ₃	57,09	57,02	40,4	42,7
Al ₂ O ₃	11,76	10,5	10,0	9,4
V ₂ O ₅	0,14			
CaO	0,23			

Tabuľka 9b Mikrosondové analýzy zirkónov lunzských vrstiev (hĺbka 474 m; fototab. analyzovaných zirkónov: obr. 12/7 a 12/8). Kryštály zirkónov majú typickú oscilačnú zonálnosť, čo je charakteristické pre zirkóny vznikajúce v magmatickom prostredí.

	1. zrno		2. zrno	
	okraj	stred	okraj	stred
SiO ₂	33,11	33,46	33,82	33,74
ZrO ₂	63,06	64,75	62,71	65,19
HfO ₂	1,28	1,56	1,46	1,53
FeO	0,01	0,00	0,00	0,01
Y ₂ O ₃	0,43	0,26	0,30	0,20
La ₂ O ₃	0,07	0,03	0,03	0,09
Cu ₂ O ₃	0,08	0,04	0,13	0,03
ThO ₂	0,00	0,04	0,01	0,03
	-----	-----	-----	-----
	98,04	100,14	98,73	100,82
Si	4,111	4,079	4,164	4,084
Zr	3,818	3,849	3,765	3,848
Hf	0,046	0,054	0,051	0,053
Fe	0,001	0,000	0,000	0,001
Y	0,028	0,018	0,019	0,013
La	0,003	0,001	0,002	0,004
Ce	0,003	0,001	0,006	0,002
Th	0,000	0,001	0,000	0,001

Kryštalický vzorec počítaný na základe 16 kyslíkov.

Analýzoval: RNDr. F. Caňo

len malý podiel zirkónov z asociácie, ktoré sú v zmysle typologickej klasifikácie J. P. PUPINA - G. TURCA (1972) rekryštalizované ako "P₅ typy". Tieto zirkóny sú vysokoteplotné a geneticky bývajú viazané na granity plášťového pôvodu. Chromity z ultramafitov a vysokoteplotné zirkóny by mohli pochádzať z jednotného geotektonického prostredia, tvoreného azda ofiolitovou sériou.

Významnejšiu reliktnú akcesorickú mineralizáciu v lunzskom súvrství možno odvodzovať od peraluminóznych anatektických granitov kôrového pôvodu. V súlade s týmto pozorovaním je aj petrografická analýza lunzského súvrstvia, ktorá preukázala sialický zdroj sedimentov s prevahou dezintegrovaných častí kyslých intruzív (R. MAR-SCHALKO - M. PULEC, 1967; R. MARSCHALKO, 1978).

Dobrá informáciu o asociácii akcesorických minerálov vo felzických intruzívach dáva zirkón (tab. 9b). Zirkóny podľa typologickej klasifikácie J. P. PUPINA a G. TURCA (l. c.) patria vo veľkej väčšine prípadov k vyšším L typom a ku G typu. S typy s rovnováhou plôch (100) a (110) sú v asociácii zirkónov zriedkavé, čo nasvedčuje o prítomnosti magmatických derivátov a plyších erózných zrezov granitových masívov v znosovej oblasti. Túto predstavu do istej miery umocňujú aj nálezy topásov v lunzskom súvrství (Z. PRIECHODSKÁ, 1983), pretože topás býva typickým minerálom greizenizovaných kupôl granitov. Na vyššie magmatické diferenciáty granitov sa s veľkou pravdepodobnosťou viažu aj granáty, najmä ak je v nich obsiahnutý malý podiel opakových minerálov.

Postavenie ostatných reliktných akcesorických minerálov, hlavne turmalínu, ale takisto apatitu, je nejasné. Pre turmalín, vytvárajúci idiomorfné formy, možno predpokladať aj autigénny spôsob vzniku, i keď nemožno úplne vylúčiť ani naloženie turmalinizáciu lunzského súvrstvia v mladších hydrotermálnych procesoch. Jednako okrem idiomorfných foriem turmalínu sa v lunzskom súvrství vrtu DV-1 možno stretnúť aj s typickým reliktným turmalínom zo sedimentárneho prostredia vo vysokom stupni opracovateľnosti. Podobne vysoký stupeň opracovanosti má aj apatit.

V lunzskom súvrství najvyšší podiel reliktných akcesorických minerálov zaberá šedý "neidiomorfný" karbonát. Pre vysoký podiel v lunzskom súvrství vo vrte DV-1 nebol ani zahrnutý do kvantitatívneho hodnotenia asociácie. Vysoký podiel karbonátu v lunzskom súvrství zaznamenali aj M. BEHRENS (1973) a Z. PRIECHODSKÁ (1983).

Pokiaľ ide o možnú asociáciu reliktných metamorfovaných akcesorických minerálov v lunzskom súvrství vrtu DV-1, chýbajú pre ňu typické indexové metamorfované minerály, a preto nemožno s ňou počítať. Ak však predpokladáme, že v pôvodných znosových oblastiach prevažovali nižšie metamorfované horniny typu fylitov, vlastne ani nemožno očakávať v sedimentoch výraznejšie koncentrácie indexových metamorfovaných minerálov. M. BEHRENS (l. c.) síce v lunzských vrstvách zaznamenal i indexové minerály stredných stupňov metamorfózy, išlo však len o malý počet vzoriek, čo neprotirečí našim pozorovaniam z vrtu DV-1.

Autigénne minerály

Z dôvodu ťažkostí pri identifikácii autigénnych minerálov nemožno obsah autigénnych minerálov dobre odhadnúť. Ako autigénne formy minerálov možno s väčšou istotou prezentovať len regeneráciu zirkónov, sprevádzanú nárastmi zirkónov na jadrách starších reliktných zirkónov. Takýto spôsob vzniku zirkónov popisuje napr. S. K. SAXENA (1966). V prípade vrtu DV-1 je otázne, do akej miery tento proces zasiahol asociáciu reliktných zirkónov a skomplikoval tak použitie morfológie zirkónov ako identifikačného minerálneho znaku na posudzovanie pôvodných sedimentov. Možno však oprávnené predpokladať, že proces vzniku autigénnych zirkónov mal iba obmedzený rozsah.

Autigénnym minerálom v lunzských sedimentoch je nepochybne aj glaukonit. Potvrdenie glaukonitu v asociácii autigénnych minerálov lunzského súvrstvia má svoj význam pre interpretáciu prostredia jeho vzniku, lebo glaukonit je minerálom vznikajúcim výlučne v morskom prostredí.

Epigenetické minerály

V lunzskom súvrství (i keď kvantitatívne málo výrazne) je vyvinutá aj pomerne pestrá asociácia sulfidických minerálov, v ktorej dominuje galenit, sfalerit, pyrit a v stopách je prítomný aj chalkopyrit, arzenopyrit a nedostatočne určený chalkozín (?). Galenit, sfalerit a pyrit je v tejto paragenéze vyvinutý v charakteristických morfológických formách. Sfalerit má tetraedrický habitus (fototab. 5/4), galenit tvorí hexaédre (fototab. 5/5), pyrit tiež prevažne hexaédre, ale vytvára aj pentagonálne dodekaédre, respektíve spojky týchto tvarov. Idiomorfny je aj arzenopyrit, ktorý tvorí stĺpcovité kryštály. Všetky spomínané minerály sú na vzhľad čerstvé a bez stôp korózie. Do hydrotermálnej paragenézy treba počítať aj kalcit, pretože vo vzorke z hĺbky 275 m intímne prerastá galenit. Kalcit je na rozdiel od reliktných karbonátov čistý a mliečnobielej farby. Do asociácie s galenitom a sfaleritom asi patrí aj baryt, prítomný vo vzorke z hĺbky 171 m, kde bola zachytená pravdepodobne jeho drobnejšia hydrotermálna žilka.

Správna interpretácia hydrotermálnej mineralizácie bez ďalšieho štúdia zatiaľ nie je možná. V súčasnosti s väčšou istotou možno len predpokladať, že hydrotermálnu mineralizáciu v lunzskom súvrství v priestore vrtu DV-1 nemožno odvodzovať od magmatického zdroja. Mineralizácia bude mať väčší rozsah, pretože v tomto priestore pomerne intenzívne zasahuje aj reiflinské, zámostské a gutensteinské súvrstvie.

Organické látky v lunzskom súvrství vrtu DV-1

Výsledky analýz organických látok sú v tabuľke 17 a na obr. 23, 24, 25 a 26. Celkový obsah organických látok v horninách lunzského súvrstvia v rozmedzí 0,4-1,3 % C_{org} je bežný v pelitických sedimentoch. Voľné, t. j. bitúmenové uhľovodíky, sa vyskytujú v malej koncentrácii (pod 0,15 kg CH/t horniny, obr. 24) a možno predpokladať, že vznikli syngeneticky.

Ílovce lunzského súvrstvia sú v ranom čiernouhoľnom štádiu premeny (plynové, žirné až koksové uhlie podľa odraznosti vitrinitu R_o ; obr. 23, ČSN 44 1346). Podľa macerátového zloženia a pyrolytických charakteristík (kyslíkový a vodíkový index IH a IO podľa J. ESPITELIÉ et al., 1977, obr. 25) má kerogén v týchto horninách humusový pôvod, biologickým zdrojom boli prevažne terestrické rastliny.

Podľa obsahu viazaných uhľovodíkov (S_2) a stupňa premeny môžeme ílovce tohto súvrstvia považovať za materské horniny plynonosného typu s nádejným, ale nie príliš vysokým materským uhľovodíkovým potenciálom: $S_1 + S_2 = 0,1-1,0$ kg CH/t horniny. Nachádzajú sa v prvej polovici hlavnej fázy tvorby kvapalných uhľovodíkov v zmysle N. B. VASSOJEVIČA et al. (1969) aj B. TISSOTA - D. WELTEHO (1978).

Z porovnania lunzského súvrstvia vo vrtoch Dobrá Voda-1 (DV-1) a Kuklov-3 (K-3) v podloží Viedenskej panvy vyplýva, že organické látky sú v oboch prípadoch rovnakého typu, zdroja a fácie. Ílovce majú v oboch prípadoch podobný materský potenciál. Zaujímavé je, že odraznosť vitrinitu je vo vzorkách z DV-1 ($R_o = 1,15-1,44$) o niečo vyššia ako z K-3 ($R_o = 0,67-0,80$ %). Podobne aj transformácia smektitu na ilit je v DV-1 pokročilejšia (0-15 % S) ako v K-3 (10-25 % S; pozri kapitolu o ílových mineráloch). Svedčí to o tom, že bridlice lunzského súvrstvia, ktoré sa v profile DV-1 nachádzajú v hĺbke do 537 m, sú silnejšie premenené ako vo vrte K-3 v hĺbke 3 940 až 4 448 m. Mnohé práce dokazujú, že karbonifikácia (premena) kerogénu je funkciou teploty (hĺbky uloženia) a času (V. V. LOPATIN, 1983). Na základe analýz organických látok aj ílových minerálov možno vysloviť domnienku, že lunzské súvrstvie v oblasti vrtu DV-1 muselo byť v priebehu geologickej histórie prekryté mocnejšou vrstvou sedimentov, ako je dnes v oblasti vrtu Kuklov-3, t. j. muselo sa nachádzať v hĺbkach minimálne 4 km.

Ílovce lunzského súvrstvia v intervale 19-103 m (DV-1) sa svojimi vlastnosťami v podstate nelíšia od intervalu 144-537 m.

Palynostratigrafické vyhodnotenie

Na palynologické vyhodnotenie bolo určených 24 vzoriek v rozpätí 50-1 136 m. Z toho 6 vzoriek bolo negatívnych na sporomorfy a 18 bolo pozitívnych. Litologicky išlo

vyhodnotenie tmavých, málo metamorfovaných bridlíc z hĺbky 71-536 m a viac metamorfovaných bridlíc z hĺbky 819 m a 1 134-1 136 m.

Vekove odlišiteľné sporomorfné asociácie boli zistené v hĺbkach: 1 136-1 134 m, 536-420 m, 289,1-117 m, 82-71 m.

Keďže asociácie v jednotlivých komplexoch boli druhovo alebo rodovo podobné, budeme ich charakterizovať spolu (rozpis zastúpenia druhov je na obr. 12).

Komplex sedimentov v hĺbke 420-536 m bolo možné podrobne vyhodnotiť, lebo zahrnoval 4 pozitívne vzorky s bohatým a dobre zachovaným spoločenstvom sporomorf. Zistili sme spóry a peľ nasledovného rodového a druhového zloženia: *Punctatisporites fissus* LESCHIK, rozšírený v karne, *Apiculatisporites* sp., *Concavisporites toralis* (LESCH.) NILSS. s rozšírením hlavne v jule, *Granulatisporites granifer* LESCH. s rozšírením v julskom podstupni karnu, *Aratrisporites aculeatus* KLAUS, *Aratrisporites rotundus* MÄDLER s rozšírením v kordevole až jule, *Duplicisporites granulatus* LESCH. s rozšírením v jule až nore, *Laevigatisporites robustus* LESCHIK s rozšírením v kordevole až jule, *Simplicesporites virgatus* LESCHIK, *Oliceasporites* sp., ktoré sú typické pre julský stupeň karnu, *Thomsonisporites punctatus* LESCHIK s rozšírením v karne, *Praecirculina granifer* KLAUS s rozšírením od julu po tuval, *Ovalipollis ovalis* SCHEM., *Ovalipollis lunsensis* KLAUS, *Salmisporites reticulatus* MÄDLER, *Granisaccus elongatus* PAUTSCH s rozšírením v ladine až jule, *Kreuselisporites apiculatus* JONS. s rozšírením v kordevole až jule, *Patinasporites densus* LESCH. s rozšírením v kordevole až jule, *Succinctisporites grandior* LESCHIK, *Elipsovellatisporites rugulatus* OSL. ZWAL., *Vellasporites ingnaciai* LESCH. s rozšírením koncom ladinu až v jule, *Chordasporites singulichorda* KLAUS s rozšírením v strednom triase až karne, *Cycadopites magnus* HERBST, *Cycadopites* sp. V uvedených sedimentoch bol zistený aj ojedinelý výskyt morského planktónu, patriaceho do rodu *Veryhachium*, druh *Veryhachium irregulare* JENH.

Spoločenstvo sporomorf je typické pre julský podstupeň karnu a je korelovateľné so spoločenstvom z lunszkých vrstiev z podložia Viedenskej panvy (E. PLANDEROVÁ, 1980), ako aj zo spoločenstva z lunszkých vrstiev z Álp (W. KLAUS, 1960).

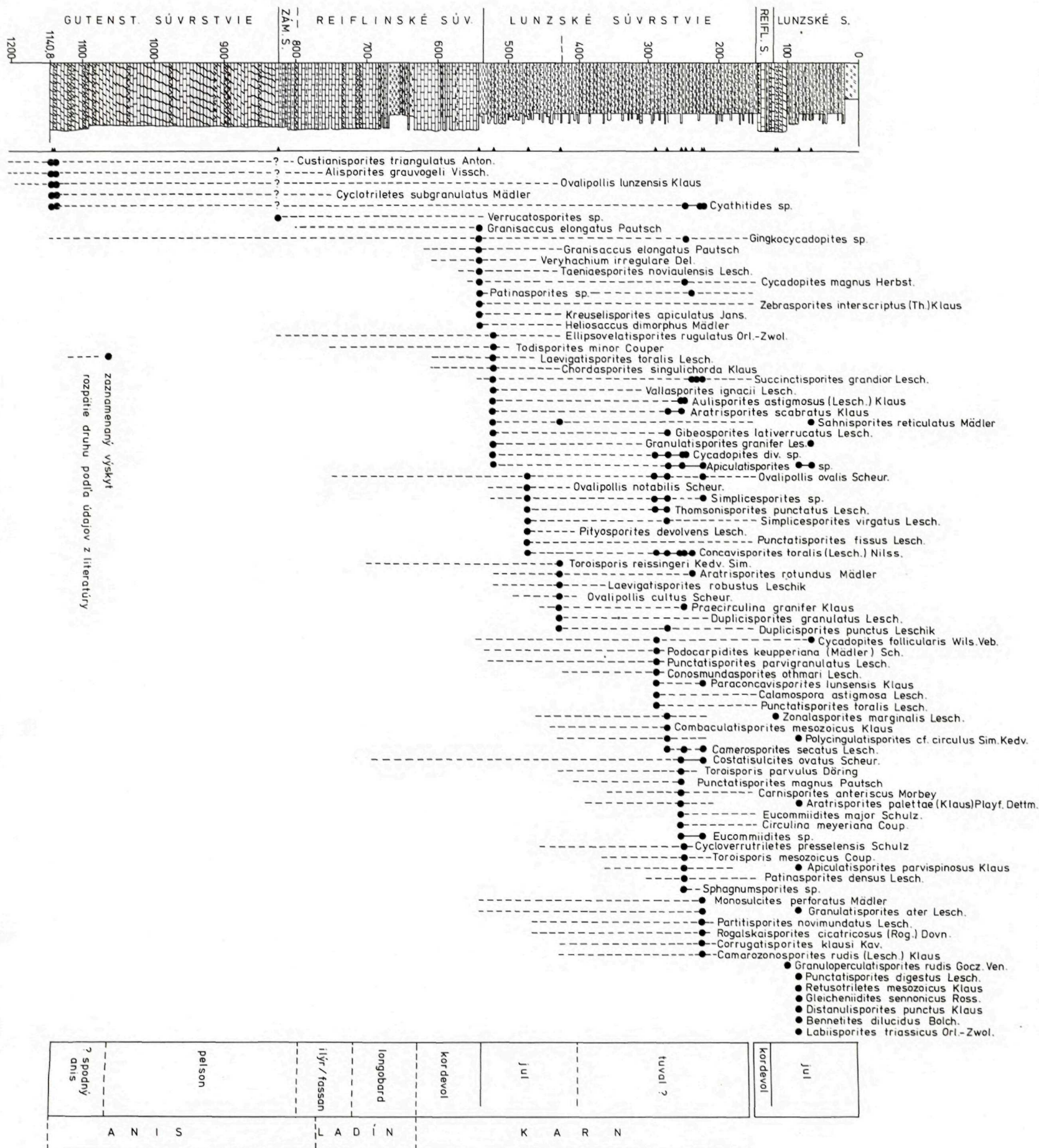
Komplex sedimentov z hĺbky 219-289 m je najlepšie doložený mikroflórou, ktorá bola vyhodnotená z 8 vzoriek, bola bohato zastúpená a dobre zachovaná. Od podložných vrstiev sa líši zastúpením niektorých mladších prvkov mikroflóry, ako *Toroisporis parvulus* DÖRING, *Camerosporites secatus* LESCHIK, ktorý je považovaný za indexový druh tuvalského podstupňa karnu. Našli sa aj iné druhy, ktoré sú vo vrchnom triase mladšie a začínajú sa ojedinele vyskytovať koncom karnu. Sú to hlavne *Circulina* (*Carolina*) *meyeriana* KLAUS, *Polycingulatisporites* cf. *circulus* SIM. KEDV., ktorú sa začínajú vyskytovať v tuvale, ale sú rozšírené hlavne v nore a réte. Spoločenstvo sporomorf (obr. 12) je korelovateľné s asociáciami v tmavých bridliciach z nadložia lunszkých vrstiev v podloží Viedenskej panvy (E. PLANDEROVÁ, 1983).

Asociácie sporomorf z tmavých bridlíc v hĺbke 71-82 m sú podobného zloženia ako v hĺbke 420-536 m. V týchto hĺbkach sa nevyskytli ani druhy typické pre mladší karnský podstupeň - tuval. Zrejme ide o asociácie typické pre lunzské vrstvy, ktoré radíme do julskeho podstupňa karnu.

Vyhodnotenie makrofauny z vrtu DV-1 Dobrá Voda (Konča Skaliek)

V súvrství tmavosivých až čiernych ílovcov a (podradne) slieňov ("bridlice s halobiami") sa našla makrofauna, zastúpená príslušníkmi tried lastúrnikov a hlavonožcov. Pokiaľ ide o ich zachovanie, je dosť zlé, v niektorých prípadoch sú to iba nejasné stopy. Väčšina jedincov je zachovaná ako neúplné jadrá alebo úlomky so zotretým povrchom. Lastúrniky, reprezentované rodom *Halobia*, sa tu vyskytujú v lumachelách. V nich sú zastúpené všetky vývojové štádiá od protokonch cez rané juvenilné a juvenilné štádium až po dospelé jedince, čiže ide o pôvodný biotop. I keď spoločenstvo týchto halobií nie je druhovo bohaté, pretože tu bolo možné určiť iba druh *Halobia rugosa* GÜMBEL a *Halobia* ex gr. *superba* MOJSISOVICS, je často problémom zaradiť väčšinu ich mladých vývojových štádií. Hlavonožce sú zachované ešte horšie, takže zväčša nie je možné ani ich rodové zaradenie. Fauna pochádza z hĺbok 439 m, 470 m, 481 m, 481,2 m, 481,4 m, 482 m, 490 m a 527 m. Ide o tieto druhy:

- 439 m V súvrství tmavosivého vápnitého ílovca so siltovým detritom sa našli jadrá 2 obojmiskových jedincov raného vývojového štádia a 2 jadrá *Halobia* sp. a 1 odtlačok protokonchy.
- 470 m V súvrství tmavosivého aleuritického pieskovca s čerinovým vrstvením sú drobné jadrá a odtlačky protokonch a neúplné obojmiskové jadro veľmi skorého vývojového štádia *Halobia* sp.
- 481 m Horninou je laminovaný ílovec s piesčitými vložkami a
(1) konvolútovou lamináciou. Z nej pochádzajú neúplné jadrá a úlomky misiek mladých jedincov,
(2) odtlačok obojmiskového jadra jedinca mladého vývojového štádia *Halobia* sp., ktoré je pri prednom zámkovom okraji poškodené, takže sa na ňom nezachovalo predné uško.
- 481,2 m Horninou je opäť laminovaný ílovec s piesčitými vložkami a v nej sa našli neúplné jadrá a úlomky malých misiek skorého vývojového štádia *Halobia* sp., na povrchu dosť zotreté.
- 481,4 m V tej istej hornine ako v predošlej hĺbke sa našli vo vzorke (1) a (2) jadrá 1 neúplného obojmiskového jedinca a 4 jednotlivých misiek a ich odtlačky. Obrysom pripomínajú druh *Halobia rugosa*, skulptúra je však dosť nejasná. Vo vzorke (3) je dosť zle zachované jadro a jeho odtlačok



Obr. 12 Rozšírenie mikrofloristických taxónov v profile vrtu Dobrá Voda DV-1 (podľa E. PLANDEROVEJ, 1987)

- 481,5 m hlavonožca ?*Carnites* sp., pretože je tu viditeľný brušný kýl a spolu s ním sa nachádza úlomok druhu *Halobia rugosa* GÜMBEL, 1861. Z laminovaného ílovca s piesčitými vložkami je 18 vzoriek. Obsahujú nasledovnú faunu:
- (1) *Halobia rugosa* GÜMBEL (1861) - jadro ľavej misky bez predného uška mladého jedinca a dosť zotreté jadrá misiek, ktoré patria mladým vývojovým štádiám a ich odtlačky.
 - (1a)
 - (2) *Halobia* sp. - značne zotreté jadrá jednotlivých misiek a negatív pravej misky bez predného uška.
 - (3) *Halobia* sp. - jadrá jednej pravej a jednej ľavej misky mladých jedincov.
 - (4) *Halobia* ex gr. *superba* MOJSISOVICS (1874) - jedno jadro ľavej misky a jeho odtlačok.
Halobia cf. *rugosa* GÜMBEL (1861) - veľmi zotreté jadrá mladých vývojových štádií.
 - (5) *Halobia* cf. *rugosa* GÜMBEL (1861) - značne zotreté jadro ľavej misky mladého vývojového štádia.
 - (6) ?*Carnites* sp. (jadro hlavonožca).
 - (7) *Halobia rugosa* GÜMBEL (1861) - neúplné jadro pravej misky s úlomkom predného uška a jadrá jednotlivých misiek mladých vývojových štádií, na povrchu dosť zotreté.
 - (8) *Halobia* cf. *rugosa* GÜMBEL (1861) - negatív neúplného obojmiskového dospelého jedinca bez predného uška.
 - (9) *Halobia* cf. *rugosa* GÜMBEL (1861) - v prednej a spodnej oblasti neúplné obojmiskové jadro a 3 jadrá juvenilných štádií.
Halobia ex gr. *superba* MOJSISOVICS (1874) - jadrá 2 ľavých misiek mladých jedincov.
 - (10) *Halobia* ex gr. *superba* MOJSISOVICS (1874) - jadrá a odtlačky neúplných misiek mladých jedincov a jadrá protokonch.
 - (11) *Halobia* sp. - veľmi zotreté jadrá misiek mladých vývojových štádií, jedno je obojmiskové.
Halobia ex gr. *superba* MOJSISOVICS (1874) - jadro neúplnej pravej misky.
 - (12) *Halobia rugosa* GÜMBEL (1861) - neúplné odtlačky - jeden je obojmiskový - jadro s koncentrickou i radiálnou skulptúrou a na povrchu značne zotreté jadro misky mladého vývojového štádia.
 - (13-17) *Halobia* sp. - neúplné jadrá, úlomky a odtlačky jedincov mladých vývojových štádií.
 - (18) *Halobia* cf. *rugosa* GÜMBEL (1861) - jeden úlomok jadra ľavej misky.
Halobia sp. - zotreté jadrá jednotlivých misiek mladých vývojových štádií.

- 482 m Laminovaný flovec s piesčitými vložkami obsahuje lumachely halobií s druhom *Halobia rugosa* GÜMBEL (1861) a to vo vzorke
- (1) ako neúplné jadro obojmiskového jedinca, pričom ľavá miska má lepšie zachovanú skulptúru a jeho odtlačok.
- (2) Zadná oblasť ľavej misky a veľmi zotreté stopy misiek, patriacich mladým vývojovým štádiám.
- (3) Úlomok spodnej časti misky dospelého jedinca s charakteristickou skulptúrou zväzkovitých zvlnených rebier.
Halobia cf. *rugosa* GÜMBEL (1861) - jadro ľavej misky nedospelého jedinca.
- (4-5) *Halobia* sp. - jadrá protokonch a veľmi zotretých skorých vývojových štádií.
- (6) *Halobia* sp. - veľmi zotreté jadrá a odtlačky misiek skorých vývojových štádií.
- (7) *Halobia* ex gr. *superba* MOJSISOVICS (1874) - neúplné obojmiskové jadro.
- 490 m Laminovaný čiernosivý flovec obsahuje nasledujúce druhy:
- (1-2) *Halobia rugosa* GÜMBEL (1861) - 2 úlomky z negatívov dospelých jedincov a viac veľmi zotretých jadier mladých vývojových štádií.
- (3-4) *Halobia rugosa* GÜMBEL (1861) - neúplné jadro a jeho odtlačok pravej misky dospelého jedinca.
- (5-6) *Halobia* sp. - neúplné jadrá a odtlačky misiek mladších vývojových štádií, dosť zle zachované.
- 517 m Čierne sliene v tejto hĺbke obsahujú vo všetkých troch vzorkoch halobie, ktoré však pre zlé zachovanie sú určené len ako *Halobia* sp.
- (1-3) Jadrá drobučkových protokonch mladých vývojových štádií a jednej neúplnej pravej misky asi už dospelého jedinca, pretože okrem koncentrickej skulptúry sú tu aj stopy radiálnej.

Systematické začlenenie nálezov

Halobia rugosa GÜMBEL, 1861

- 1861 *Halobia rugosa* GÜMBEL, p. 275
- 1874 *Halobia rugosa* MOJSISOVICS, p. 31, tab. 4, fig. 7-8
- 1982 *Halobia rugosa* GÜMBEL, CAFIERO et DE CAPOA BONARDI, p. 67, tab. 3, fig. 13-16 (cum syn.)

V materiáli z vrtnu sa nachádza neúplné jadro pravej misky s malým úlomkom uška, neúplné obojmiskové jadro ľavej a pravej misky, úlomky a odtlačky dospelých i

mladých vývojových štádií. K charakteristickým druhovým znakom dospelého jedinca patrí zaoblený štvoruholníkový obrys misiek s vrcholom ležiacim v prednej časti zámkového okraja, vyčnievajúca vrcholová oblasť, pokrytá len koncentrickými vráskami, husté jemné zvlnené zväzkovité lúčovité rebrá, ktoré začínajú až v určitej vzdialenosti pod vrcholom, a dvojdielne predné uško. Okrem uška, ktoré u skúmaných jedincov nie je zachované, sú ostatné znaky pozorovateľné do tej miery, aký je celkový stav ich zachovania. U niektorých úlomkov je to iba skulptúra, ktorá je však charakteristická, takže na jej základe je možné aj druhové určenie. V mladých vývojových štádiách možno rozlíšiť rané juvenilné a juvenilné štádium. Raným juvenilným štádiám patria malé vajcovité misky len s niekoľkými výraznými koncentrickými pruhmi na povrchu, skôr podobné posidóniam. Tvar juvenilných štádií misiek je variabilný. Najľahšie sa spoznávajú tie, ktorých obrys je viac štvoruholníkový. Ich vrchol leží excentricky viac pri prednom okraji a povrch pokrývajú opäť koncentrické vrásky a jemné zväzkovité lúčovité rebrá, najmä na strednej časti misiek. Táto skulptúra však býva často zotretá.

Stratigrafické a zemepisné rozšírenie: karn-spodný norik, Rakúsko, Juhoslávia, Maďarsko, Sicília a Kalifornia.

V Západných Karpatoch ich poznáme z Nízkych Tatier, Jablonického pohoria a podložia Viedenskej panvy.

Vo vrte DV-1 sa vyskytuje v hĺbkach 481,4, 481,5, 482 a 490 m.

Halobia ex gr. superba MOJSISOVICS, 1874

Neúplné jadrá jednej pravej a dvoch ľavých misiek s hustými jemnými radiálnymi rebrami aj na vrcholovej oblasti.

Jedno obojmiskové, v prednej oblasti neúplné jadro, takže predné uško je nezreteľné a nemožno zistiť ani celkový obrys. Hoci predná oblasť misky nie je zachovaná, misky sa javia ako asymetrické, pretože vrchol leží viac v prednej časti zámkového okraja. Zadná časť zámkového okraja je dlhšia. Predné uško, i keď veľmi nejasné, zdá sa jednoduché, nie dvojdielne, ako u druhu *Halobia superba*. Stredná oblasť misiek je len nepatrne vyklenutá a zreteľne je oddelené dosť veľké zadné trojuholníkovité pole. Skulptúra povrchu je koncentrická a radiálna. Radiálna je vo forme veľmi jemných hustých lúčovitých rebier, začínajúcich už na vrchole. Ohybová zóna nie je síce veľmi výrazná, ale jestvuje a za ňou sa rebrá zväzkovite zmnožujú.

Koncentrickú skulptúru tvoria vrásky, zvlášť výrazné na zadnom trojuholníkovitom poli, kde radiálna skulptúra je veľmi oslabená. Tieto jedince sú príbuzné s druhom *Halobia superba* MOJSISOVICS, nestotožňujú sa však s ním, ani so žiadnym z dosiaľ známych druhov. Stanoviť nový druh pri danom stave zachovania by však nebolo dosť spoľahlivé. Pripomína druh *Halobia cf. superba*, ako ho vyobrazuje DE CAPOA BONARDI (1982, tab. 3, obr. 17-19). Sem patria aj jedince z hĺbky 481,5 m.

Stratigrafické poznámky

Pri stratigrafickom začlenení tmavosivých až čiernych ílovcov až slieňov z lunzského súvrstvia sa možno oprieť o organizmy, ktoré sa našli v rozpätí 439-517 m. Ide o príslušníkov tried lastúrníkov a hlavonožcov. Lastúrníky reprezentujú rod *Halobia*, zastúpený druhmi *Halobia rugosa* GÜMBEL (1861), *Halobia ex gr. superba* MOJSISOVICS a *Halobia* sp. Na určenie veku prichádza do úvahy iba *Halobia rugosa*. Jej stratigrafické rozpätie je v zmysle rôznych autorov nasledujúce: Podľa E. MOJSISOVICS (1874), G. ARTHABERA (1906) a E. KITTLA (1912) patrí tento druh v Rakúsku a Juhoslávii karnu, podľa K. BALOGHA (1976) sa v Maďarsku nachádza v strednom karne-jule a podľa J. P. SMITHA (1927) v Kalifornii v spodnom karne.

Novšie na základe poznatkov zo Sicílie B. GRUBER (1976) udáva jeho stratigrafické rozpätie pomerne široko a to ako júl 2-lac 1 a P. DE CAPOA BONARDI ako tuval 3.

Skúmané bridlice s halobiami z lunzského súvrstvia vrtu v rozpätí 439-517 m možno teda zaradiť do vrchného triasu-karnu. Spresnenie, čiže stanovenie podstupňa, je možné už len na základe hlavonožcov alebo konodontov. Hlavonožce sú tu však veľmi zle zachované. Do úvahy by mohol prísť jedinec zo vzorky 481,4 m (3). Má totiž zachovaný ventrálly kýl, podobný druhu *Carnites floridus* (WULFEN), ktorého stratigrafické rozpätie je cordevol-jul (zóna *Trachyceras aon* - *Trachyceras aonoides*, KRYSTYN, 1972, str. 76).

V Západných Karpatoch poznáme spoločný výskyt druhov *Carnites floridus* a *Halobia rugosa* z vrtu Lakšárska Nová Ves-7 (hlbka 4 179) a zo zárezu cesty pri Balážoch v Nízkych Tatrách (amonity určila Andrusovová). Vrstvy sú udávané ako lunzské a považované sú za júl. Zaradenie do julu sa v súčasnosti opiera najmä o skutočnosť, že *Halobia rugosa* sa vyskytuje v asociácii so sporomorfmi. Ide o druhy *Ovalipolis lunzensis* KLAUS, *O. grebse* KLAUS a *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS, ako boli zistené P. Snopkovou vo vrte Lakšárska Nová Ves-3 (1 115-1 117 m) a vo flyšoidnom súvrství Jablonického pohoria pri Hradišti pod Vrátnom. Preto by bolo veľmi užitočné, keby sa v skúmanom súvrství vrtu DV-1 našli aj konodonty, ktoré by bližšie určili, či ide o júl, alebo iný podstupeň karnu. Prípadné zaradenie tohto súvrstvia do julu sa môže oprieť iba o uvedení analógiu.

Foraminiferová mikrobiostratigrafia lunzského súvrstvia

Súvrstvie, priradované k lunzským vrstvám, vystupuje v profile vrtu v 2 intervaloch. Foraminiferová fauna je viazaná iba na 2 polohy v spodnom horizonte, ktorý

zachytáva interval v hĺbke 144-537,1 m. Tento interval je charakterizovaný striedaním ílovitých bridlíc s polohami jemnozrnných pieskovcov.

Uprostred bridlíc v hĺbke 171 m sa nachádza konkrécia silicifikovaného vápenca, ktorá obsahuje bohatú, silne diverzifikovanú asociáciu foraminifer. Na tvorbe spoločenstva sa významne podieľajú miliolidné formy čeladi: *Fischerinidae*, *Nubeculariidae* a *Miliolidae*. Dominantné postavenie majú druhy: *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN a ?*Agathammina iranica* BROENNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER, zriedkavejšie *Gsolbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER), *Ophthalmidium* aff. *tori* ZANINETTI et BROENNIMANN, *Ophthalmidium* sp., ?*Paraophthalmidium* sp. Sprievodnými druhmi sú: *Gaudryina triassica* TRIFONOVA, *Gaudryinella* sp., *Pseudobolivina globosa* KRISTAN-TOLLMANN, *Turriglomina mesotriasica* (KOEHN-ZANINETTI) a ďalšie spolu s početnými fragmentmi nodosariidných typov.

Druhá fosiliferná poloha v hĺbke 479,5 je viazaná na laminovaný ílovec s piesčitými vložkami a lumachelami halobií. Spoločenstvo foraminifer pozostáva z neobyčajne drobných schránok, patriacich prevažne druhu *Agathammina austroalpina* v sprievode ojedinelých foriem *Ammodiscus* sp., *Gaudryina* sp., ?*Variostoma* sp. a neurčiteľného detritu.

Hoci agathamminy majú širšie stratigrafické rozpätie, zdá sa, že maximum rozvoja dosahujú v karne. *A. austroalpina* je citovaná z anisu-rétu rôznych oblastí Tetydy, známa z Álp (E. KRISTAN-TOLLMANN - A. TOLLMAN, 1964; L. ZANINETTI, 1976), Z. Karpát (J. SALAJ - A. BIELY - J. BYSTRICKÝ, 1967; J. SALAJ - K. BORZA - O. SAMUEL, 1983; A. ORAVECZ-SCHEFFER, 1968; A. GAŹDZICKI - K. ZAWIDZKA, 1973), z Balkánu (E. TRIFONOVA, 1972b), z Dinaríd (S. PANTIČ, 1967; D. UROŠEVIČ - Z. RADOVANOVIČ, 1972), Taurusu, Iránu a Burmy (L. ZANINETTI, 1976). Druh je väčšinou spomínaný v súvislosti s mezo- a infralitorálnym prostredím (L. ZANINETTI, 1976; J. SALAJ - K. BORZA - O. SAMUEL, 1983). Pokiaľ ide o stratigrafické rozpätie *A. austroalpina*, treba poznamenať, že vyplýva zo širšieho taxonomického ponímania tejto fosílie.

Pre ?*Agathammina iranica* sa uvádza ladinsko-karnský interval (L. ZANINETTI - P. BROENNIMANN - BOZORGNIA - H. HUBER, 1972; P. BROENNIMANN - L. ZANINETTI - A. MOSTHAGIAN - H. HUBER, 1974; D. ALTIMER - L. ZANINETTI, 1980; E. TRIFONOVA, 1978 a ďalší).

Asociácie s dominantným zastúpením agathamín sú známe z trachycerasových (aonských) vrstiev Východných vápencových Álp, kde tvoria bazálny člen fácie lunzských vrstiev julskeho veku (A. TOLLMANN, 1976).

Početné jedince druhu *Agathammina austroalpina* boli identifikované zo slienitých vápencov, tvoriacich polohu v lunzských vrstvách z podložia Viedenskej panvy vo vrte Šaštín-10 (J. SALAJ - O. SAMUEL - K. BORZA, 1983).

V Západných Karpatoch doteraz známe spoločenstvá foraminifer, viazané na

hlbšiu slienitú a flyšovú faciú lunzských vrstiev chočského príkrovu, majú odlišné zloženie, sú reprezentované hlavne zástupcami rodu *Lamelliconus* a *Duostomina* (J. SALAJ - O. JENDREJÁKOVÁ, 1967). V zmysle prác J. SALAJ (1978) a J. SALAJ - B. BORZA - O. SAMUEL (l. c.) zodpovedajú ním stanovenej total range subzóny *Lamelliconus procerus* v rozsahu kordevol-jul.

Celkove možno paleoasociácie foraminifer lunzských vrstiev vrtu DV-1 porovnávať so spoločenstvami podobného charakteru, opísanými z pelagického karnského vývoja tureckého polostrova Kocaeli (L. ZANINETTI - Z. DAGER, 1978). Môžeme ich dávať taktiež do vzťahu so spoločenstvom, ktoré opísala A. ORAVECZ-SCHAFER (1968) z karnských tmavosivých slieňov a vápnitých slieňovcov Bakoňského pohoria v Maďarsku.

Podobná, veľmi bohatá agathaminovo-ophthalmidiová asociácia pochádza z hauptdolomitu vrtu Kuklov v podloží Viedenskej panvy (K. BORZA et al., 1985).

Na základe poznatkov o vertikálnom rozpätí a maximálnom rozvoji jednotlivých druhov identifikovaných vo vrte a oblastiach, kde je ich výskyt doložený inými skupinami fosílií, hodnotíme spoločenstvá foraminifer, získané z 2 fosiliférnych polôh, ako k a r n s k é (?kordevol-julské).

REIFLINSKÉ SÚVRSTVIE

Makroskopické opisy a sedimentárna petrografia litofácií

Reiflinské súvrstvie bolo zastihnuté v dvoch úsekoch (pozri obr. 22 - profil vrtu). V hĺbke 103-144 m tvorí len veľmi tenkú šupinu karbonátov uprostred súvrstvia bridlíc a pieskovcov (lunzské súvrstvie). Od hĺbky 537,1 m až do 800 m bol zachytený celý mohutný komplex reiflinských vápencov, uložených v podloží reingrabenských bridlíc v normálnej pozícii. Vzájomný vzťah oboch úsekov je možné uspokojivo vyriešiť len biostratigraficky, nakoľko súvrstvie sa vyznačuje značnou faciálnou a petrografickou monotónnosťou. Na základe faciálnych kritérií je pravdepodobné, že úsek (103-144 m) predstavuje najmladšie členy karbonátovej sekvencie a tvorí bezprostredné podložie lunzských vrstiev.

Úsek 103-144 m možno na základe makroskopických pozorovaní rozčleniť nasledovne:

a) Karbonátové brekcie:

103 -114 m - svetlosivé karbonátové brekcie

114 -128 m - svetlohnedé, sivé, miestami silne kavernózne až rauwakizované vápence, hlavne v spodnej časti

b) Litofácia masívnych rohovcových vápencov:

128 -144 m - svetlosivohnedé, hnedé, slabodetritické a kalové vápence s polohami čiernosivých flovitých bridlíc

Úsek 537,1-800 m:

537,1-579 m - masívne sivé, sivohnedé, svetlohnedé a svetlosivé organodetritické až kalové vápence s hľuzami rohovcov

591,5-613,7 m - svetlosivé až sivohnedé, hnedé slabodetritické až kalové vápence s rohovcami, v určitých polohách hojne laminované

700 -753 m - svetlo- i tmavosivé kalové až slabodetritické, ojedinele laminované rohovcové vápence, slienité vápence so zvláknými laminami slieňa

c) Litofácia hľuznatých rohovcových vápencov:

579 -591,5 a
613,7-629 m - sivé, svetlosivohnedé, tmavosivohnedé až hnedé organodetritické a kalové hľuznaté vápence s polohami čiernosivých slieňov

755 -800 m - tmavosivé až sivohnedé kalové až slabo detritické hľuznaté, ojedinele slienité vápence s rohovcami a slienitými preplástkami

d) Litofácia tmavých slieňovcov:

629 -678 m a
753 -755 m - čiernosivé slieňovce s polohami tmavosivých a hnedosivých slienitých vápencov. Vápence sú kalové až slabodetritické so slienitými laminami

e) Bituminózne rohovcové vápence:

678 -700 m - tmavohnedé, čiernosivé kalové až slabodetritické laminované rohovcové vápence s vrstevnými silicmi a slienitými preplástkami

Podrobnejší opis

Karbonátová brekcia

Interval 103-114 m (3 výbrusy)

Silne tektonizované rekryštalizované a rauwakovité vápence a dolomitické vápence, často s brekciovou štruktúrou. Výrazné sú prejavy dedolomitizácie. Z pôvodnej organodetritickej, respektíve detritickej štruktúry sa zachovali len nejasné tieňe. Ojedinelé sú autigénne minerály - pyrit, kremeň, živec. Výrazná je fenestrálna porozita a stylolitizácia.

Litofácia masívnych rohovcových vápencov

Interval 128-144 m (8 výbrusov)

Prevládajú slabo rekryštalizované organodetritické vápence typu wackestone a mudstone. Z organického detritu prevládajú úlomky filamentov, kalcifikované rádiolárie, ostrakódy a krinoidy, v menšej miere k nim pristupujú nodosariidné typy foraminifer, aeolisaky, globochéty, problematiká, *Gemeridella minuta*, *Aeolisaccus tintiniformis*, úlomky bivalvií, ihlice húb, ostne ježoviek. Priemerný obsah organického detritu a fosílií je 10-15 %, priemerná veľkosť 0,2 mm. Pelety sú zastúpené významnejšie len v niektorých vzorkách, ich priemerný obsah je 5-6 %, maximálne 15 %. Litoklasty sú tvorené drobnými úlomkami (0,3-0,4 mm) mikritového vápence, vyskytli sa len v niekoľkých vzorkách. Ich priemerný obsah je 1 %, maximálne 5-6 %. Vápence sú postihnuté stylolitizáciou a prestúpené svetlými žilkami sekundárneho sparitu. Zriedkavejšie sú póry zmršťovania a fenestrálny typ porozity, ojedinele sa vyskytla slabá parciálna dolomitizácia. Z autigénnych minerálov prevláda hlavne pyrit.

Interval 537,1-579 m (19 výbrusov)

Prevládajú biomikritové, slabo rekryštalizované mikrosparitové vápence s rohovcami (typ wackestone, mudstone, ojedinele packstone až grainstone). Miestami sú prítomné laminované, gradačne zvrstvené detritické vápence. Obsah fosílií a jemného organického detritu je relatívne nízky, priemerný obsah je 15 %. Z úlomkov organizmov v jemnom detrite prevládajú krinoidy, filamenty, kalcifikované rádiolárie a ostrakódy. Menej sú zastúpené globochéty, aeolisaky, úlomky bivalvií, riasové problematiká. Ojedinele, hlavne v detritických laminách, sa vyskytli úlomky plytkovodných organizmov rífovej hrany, respektíve rífového svahu ako sú hubky (*Sphinctozoa*) a riasové onkolitové štruktúry. Pelety sú zastúpené vo všetkých vzorkách. Ich obsah je nízky - priemerne

1-5 %. Relatívne hojné sú intraklasty, tvorené úlomkami mikritových vápencov - ich obsah je v priemere veľmi nízky 1-2 %, len lokálne (?alodapické polohy) dosahujú 10-15 % (fototab. 2/1).

Diagenetická dolomitizácia je relatívne najsilnejšia v najvyšších horizontoch (537-540 m). Z autigénnych minerálov je najčastejší pyrit a kremeň, v jednom prípade sa našiel živec. Vápence sú postihnuté relatívne silnou rekryštalizáciou a stylolitizáciou.

Interval 591,5-613,7 (17 výbrusov)

V intervale dominujú biomikritové, miestami mikrosparitové vápence s ojedinelými rohovcami. Prevládajú typy vápencov mudstone a wackestone, ojedinele s laminami organodetrilitických vápencov typu packstone až grainstone (fototab. 2/2). Obsah fosílií a bioklastov je priemerne veľmi nízky (5-10 %). Zastúpené sú úlomky foraminifer, ostrakód, filamenty, rádiolárie, krinoidy, riasové problematiká, menej často pristupujú úlomky lastúrnikov, globochéty, acolisaky a onkolitové štruktúry. Pelety sú zastúpené temer vo všetkých vzorkách, ich obsah je však veľmi nízky (1-3 %), maximálne 10 %, intraklasty mikritického vápence sa vyskytujú pomerne vzácne - priemerný obsah je 2-3 %, len v niektorých horizontoch je ich obsah nad 30 % (548 m). Ojedinelé sú klence diagenetického dolomitu, ich obsah je však zanedbateľný. Z autigénnych minerálov je relatívne hojný pyrit (vyskytuje sa, hoci podradne, vo všetkých vzorkách) a kremeň. Vápence sú slabo rekryštalizované, postihnuté výraznou stylolitizáciou.

Interval 700-753 m (25 výbrusov)

Vápence tvorí prevažne mikrit, ojedinele slienitý, sú slabo rekryštalizované (mikrosparity, relatívne silno stylolitizované a ojedinele nepravidelne slabo dolomitizované). Slienité žilky, respektíve laminy obsahujú limonitový pigment. Veľmi časté sú laminované organodetrilitické, gradačne zvrstvené polohy s prúdovým usmernením bioklastov (filamenty, lastúrniky). Rohovce sú pomerne zriedkavé, ešte zriedkavejšia je silicifikácia, respektíve desilicifikácia. Kalové a fosiliférne vápence často obsahujú póry zmršťovania a geopetálne štruktúry. Zriedkavo sa zachovali rozmyvové erozívne kontakty: častejšie sú prekryté stylolitmi s limoniticko-slienitou výplňou. Prevládajú biomikritové, respektíve biomikrosparitové vápence (priemerný obsah organodetritu je 10-15 %) typu wackestone s polohami laminovaných organodetrilitických typov packstone a grainstone. V organickom detrite prevládajú filamenty, zvyšky rádiolárií, ostrakódov, globochét, foraminifer, v menšej miere k nim pristupujú krinoidové články, úlomky misiek lastúrnikov, zvyšky acolisakov a ihlice húb. Pelety sú bežné temer vo všetkých vzorkách, ich obsah je však celkovo zanedbateľný (priemerne 2-3 %), len v niekoľkých vzorkách sú prevládajúcimi prvkami - ich obsah dosahuje 15-20 %. Litoklasty sú pomerne vzácne, hojnejšie len v 1-3 vzorkách (1-2 %), hlavne

v alodapických laminách. Z autigénnych minerálov prevláda pyrit, ojedinelý je kremeň a flové minerály.

Litofácia hľuznatých rohovcových vápencov

Interval 579-591,5 a 613-629 m (8 výbrusov)

Prevládajú mikritové, menej mikrosparitové rekryštalizované vápence s ojedinelými polohami čiernosivých sličnencov. Prevládajúcim typom sú biomikritové vápence (typ mudstone - wackestone) s ojedinelými polohami detritických, gradačne zvrstvených laminovaných vápencov (typ packstone a grainstone). Z fosílií, respektíve bioklastov dominujú hlavne ostrakódy, foraminifery, rádiolárie, krinoidy a filamenty, zriedkavejšie sú globochéty, aeolisaky a riasové problematiká. Celkový obsah organického detritu je nízky, priemerne 5-10 %, len v detritických laminách stúpa na 50-60 %.

Pelety sa vyskytujú pomerne vzácné, priemerný obsah je 5-8 %. Litoklasty, tvorené mikritovými vápencami, sú zastúpené výraznejšie len v detritických laminách (2-3 %). Vápence sú postihnuté slabou rekryštalizáciou základnej hmoty a allochémov, výrazná je stylolitizácia. Z autigénnych minerálov dominuje pyrit, zriedkavý je autigénny kremeň. Dolomitizácia je slabá, prítomná temer u všetkých vzoriek. Ojedinele sa vyskytol aj veľmi jemný siltový detritický kremeň.

Interval 753-800 m (14 výbrusov)

Vápence tohto úseku charakterizuje sled slabo slienitých mikritových, slabo rekryštalizovaných, ojedinele až sparitových vápencov. Vápence sú postihnuté stylolitizáciou s ojedinelou nepravidelnou slabou dolomitizáciou. Zriedkavé sú slienité žilky, respektíve až slienité laminy, často zvlnené a deformované. Relatívne časté sú pólohy laminovaných, gradačne zvrstvených vápencov s prúdovým usmernením detritu uprostred bezfosílnych mikritických alebo fosiliférnych mikritových vápencov. Rohovce sú relatívne zriedkavé, rovnako ako prejavy silicifikácie, respektíve kremité žilky. Prevládajúcim typom štruktúry sú biomikritové vápence (typu mudstone - wackestone) s nízkym podielom detritických vápencov s obsahom detritu nad 40-50 % (typ packstone - grainstone). V organickom detrite dominujú filamenty, rádiolárie (často kalcifikované), foraminifery, ostrakódy, úlomky húb, k nim nepravidelne pristupujú krinoidy, lastúrniky, globochéty, aeolisaky a jemná drvina neurčitého pôvodu. Veľmi zriedkavé sú úlomky rybích zubkov a iné fosfátové úlomky. Pelety sú, až na ojedinelé prípady, zastúpené len v nepatrnej miere, priemerný obsah neprevyšuje 2-3 %, litoklasty sa vyskytli len vzácné

(2 vzorky) s obsahom pod 1 %. Z autigénnych minerálov sa vyskytuje pyrit, menej kremeň a ílové minerály. Vzácné sa vyskytoval jemne rozptýlený detritický kremeň siltovej veľkosti.

Litofácia slieňovcov s vložkami slienitých vápencov

Interval: 579-591,5 m (15 výbrusov)

629-678 m

753-755 m

Prevládajú sivočierne slienité bridlice (slieňovce) s polohami kalových slienitých vápencov. Bridlice sú tvorené prevažne kryptokryštalickou ílovito-karbonátovou základnou hmotou s výrazným podielom limonitového pigmentu a autigénneho pyritu. Bridlice neobsahujú temer žiadny organický detrit. Len veľmi vzácne sú stopy neurčiteľného, veľmi jemného detritu a drobné (15-20 μm) klence dolomitu. Vápence sú prevažne slabo slienité, ojedinele so slabou lamináciou, s veľmi nízkym obsahom organického detritu (priemerne 3-5 %). Len niektoré polohy sú tvorené organodetritickými vápencami typu wackestone. V jednom prípade (hlbka 675,2 m) sa vyskytol hrubodetritický intrabiomikritový vápenec (typ floatstone). Celkove sú v jemnom detrite zastúpené filamentsy, krinoidy, úlomky foraminifer, ostrakódy, ihlice húb, rádiolárie (kalcifikované), riasové problematiká (*Gemeridella minuta*, *Muranella sphaerica*). Pelety sa vyskytovali len v troch vzorkách, a to len v celkom zanedbateľnom množstve. Len v jednej vzorke (675,2 m) ich obsah vzrástol na 5-6 %. Litoklasty sa vyskytli v troch vzorkách, ale len v jednej ich obsah dosiahol 25-30 % (675,2 m) - v tejto vzorke sa vyskytovali relatívne veľké úlomky (priemerne 1,5 mm) biogénnych vápencov, dolomitov a organodetritických vápencov (fototab. 2/3).

Z autigénnych minerálov prevláda pyrit, menej kremeň. Ojedinelá je slabá stylolitizácia a slienité žilky s limonitom.

Bituminózne rohovcové vápence

Interval 678-700 m (13 výbrusov)

Vápence sú prevažne slabo rekryštalizované, ojedinele slabo slienité biomikrity, respektíve mikrosparity so zreteľnou lamináciou organodetritu, s prúdovým usmernením a gradáciou (fototab. 2/4, 6). Priemerný obsah organického detritu je 20 %, prevládajú filamentsy, rádiolárie, ostrakódy, foraminifery, k nim pristupujú ojedinelé riasové problematiká, acolisaky, lastúrniky, gastropódy, onkolitové štruktúry a krinoidové články. Pelety sú relatívne vzácne, výraznejšie sú zastúpené len v dvoch vzorkách (20-30 %), priemerný obsah je 1-2 %. Litoklasty sa vyskytovali len sporadicky (0,2 %) v niekoľkých

vzorkách, vyšší obsah (10-15 %) bol v niektorých detritických laminách. Z autigénnych minerálov prevláda pyrit, ojedinelý je autigénny kremeň a ťlové minerály. Veľmi zriedkavá je prímes detritického siltového kremeňa. Vápence sú postihnuté slabou rekryštalizáciou so žilkami sekundárneho sparitu, stylolitizáciou, silicifikáciou s ojedinelými rohovcami. V jednom prípade sa našla žilka, vyplnená hrubokryštalickým agregátom kremeňa, pravdepodobne hydrotermálneho pôvodu (fototab. 2/5). Ojedinele sa vyskytli póry zmršťovania, slienité žilky s limonitizovaným slienitým materiálom a geopetálne štruktúry. Najvýraznejším fenoménom sú polohy detritického vápence s gradačným zvrstvením uprostred kalových alebo slabo detritických vápencov. Pravdepodobne ide o splachové sedimenty (alodapické polohy).

Geochémia litofácií reiflinského súvrstvia

Reiflinské vápence sú vo vrte DV-1 charakterizované 15 vzorkami. Boli odobraté jednak z "vrchnej šupiny" reiflinských vápencov (3 vzorky), jednak zo spodného, úplnejšieho vrstevného sledu - 12 vzoriek, hĺbka od 546 do 769 m. V tejto časti reiflinské vápence obsahovali slienitú polohu, z ktorej sme odobrali 2 vzorky z hĺbky 642 a 661 m.

Obsah kalcitu, dolomitu a nerozpustný zvyšok (NZ) sme stanovili volumetrickou analýzou, výsledky sú zhrnuté v tabuľke 10. Ako ukázalo porovnanie s celkovou

Tabuľka 10 Výsledky volumetrickej analýzy (členenie vrstiev pozri kapitolu Úložné pomery a tektonické porušenia navŕtaných komplexov)

Lito-fácia	Vzorky (m)	Hmotnosť %					
		Kalcit	Dolomit	NZ	CaO	MgO	CO ₂
a:	119	81,50	18,00	0,50	51,13	3,93	44,43
b:	136	96,18	-	3,02	54,34	-	42,64
	143	90,57	-	9,43	50,75	-	39,82
	546	99,62	-	0,38	55,82	-	43,80
	566	97,75	-	2,25	54,77	-	42,98
	605	97,37	-	2,36	54,56	-	42,81
	709	99,62	-	0,38	55,82	-	43,80
	732	84,59	4,11	11,30	48,65	0,90	39,15
c:	585	98,89	-	1,11	55,41	-	43,48
	625	97,75	-	2,25	54,77	-	42,98
	786	97,37	-	2,63	54,56	-	42,81
	796	89,05	-	10,95	49,89	-	39,16
d:	673	98,89	-	1,11	55,41	-	43,48

Tabuľka 11 Celková chemická analýza reiflinského súvrstvia z vrtu DV-1 (hmotn. %)

Lito- fácia	Vzorka (m)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Strata	
										sušením	žihaním
a:	119	0,82	0,05	0,17	0,18	49,88	5,59	0,29	0,16	0,09	42,74
b:	136	2,57	0,02	0,42	0,30	53,06	1,08	0,06	-	0,12	42,28
	144	1,23	0,01	0,31	0,20	53,74	0,94	0,06	0,14	0,09	43,24
	546	2,04	0,01	0,21	0,18	52,69	1,74	0,04	0,13	0,18	42,71
	566	0,97	0,01	0,20	0,17	54,25	1,23	0,10	0,11	0,05	43,01
	605	4,12	0,01	0,23	0,19	48,84	0,79	0,13	0,10	0,07	45,54
	709	11,39	0,06	1,57	0,77	46,56	2,07	0,44	0,01	0,24	36,75
	732	7,13	0,06	1,03	0,49	49,38	1,85	0,21	0,01	0,25	39,34
c:	585	1,88	0,01	0,22	0,33	51,37	1,22	0,07	0,02	0,06	44,88
	625	7,12	0,02	0,41	0,29	50,16	0,90	0,16	0,06	0,07	40,73
	787	21,32	0,28	4,81	2,14	38,64	2,09	1,92	-	0,38	27,95
	796	9,69	0,04	1,32	0,46	48,96	1,00	0,62	0,02	0,20	37,83
d:											
(slicň)	642	40,74	0,54	13,28	5,77	15,35	8,30	4,63	0,32	1,14	9,91
(slicň)	661	34,20	0,40	10,83	4,47	19,52	5,52	3,51	0,20	1,16	19,81
(vápe- nec)	673	2,88	0,01	0,41	0,35	53,23	0,93	0,07	0,14	0,09	41,91

chemickou analýzou a rtg-difrakčnými záznamami, je možné výsledky tejto analýzy pokladať len za orientačné. Najväčšie rozdiely boli zistené vo vzorkách s vyšším NZ a v slienitej polohe (člen d; nie sú udané). Pravdepodobnou príčinou väčších rozdielov je osobitná príprava vzorky pre volumetrickú analýzu.

Výsledky celkovej chemickej analýzy sú zhrnuté v tabuľke 11. Chemické analýzy boli ďalej prepočítané podľa "genetických modulov" J. E. JUDOVICA (1981). Využili sme hlavne modul hydrolyzy HM a Al-modul ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) na charakteristiku NZ. Na obr. 13 sme vyznačili základné hodnoty pre sledované analýzy (údaje sú v tabuľke 11). Z priebehu hodnôt modulov (pomerov) vidieť relatívne zmeny v obsahu SiO_2 - kremeň + rohovce (hodnota Al-modulu pod 0,1 pre kremence a kremité pieskovce) a produktov zvetrávania (hydrolyzy) - t. j. ílových minerálov. Hodnoty $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ sa pohybujú väčšinou v rozsahu 0,1 až 0,3 (obr. 13), ale sú skreslené prítomnosťou rohovcov - pokles hodnôt tohto pomeru.

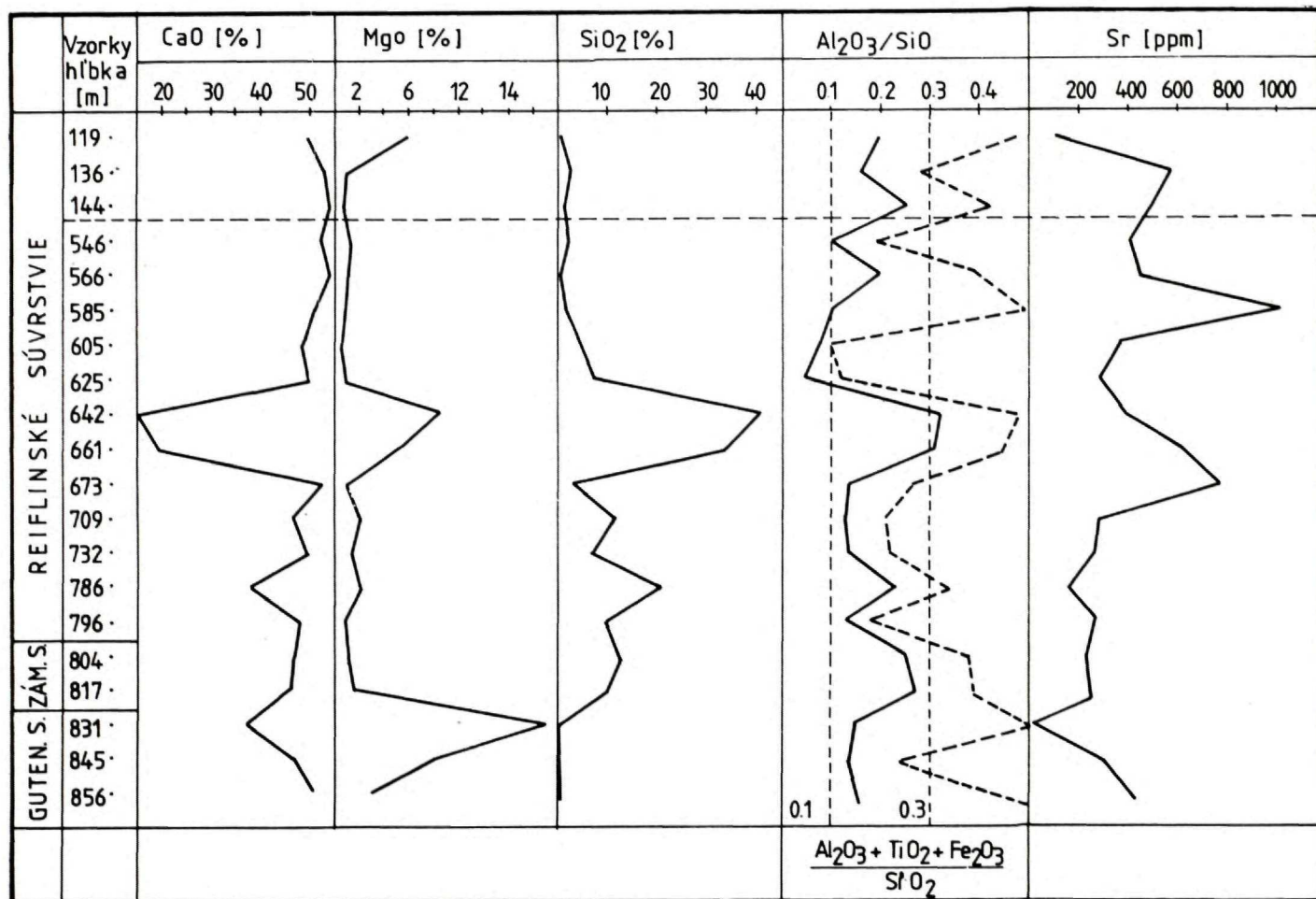
Modul hydrolyzy ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$)/ SiO_2 vyjadruje jednu z hlavných tendencií chemického zvetrávania, oddelenie produktov hydrolyzy od kremeňa. Môže sa výhodne použiť pri charakteristike nerozpustných zvyškov karbonátov. Hodnoty HM v sledovaných vápencoch sa pohybujú v širokom intervale (0,1-0,6), najnižšie sú vo vzorkách s rohovcami. Slienitá poloha dosahuje naopak vysoké hodnoty, charakteristické pre ílovité horniny. Hodnoty HM majú relatívne zhodný priebeh ako AM (obr. 13), vplyv Fe_2O_3 je nevýrazný. Železo je prevažne viazané v ílových mineráloch.

Rtg-difrakciou boli v NZ stanovené okrem kremeňa ílové minerály: ilit a chlorit (prípadne zmiešané štruktúry ilit-chlorit, ilit-montmorillonit) a menší podiel K-živca.

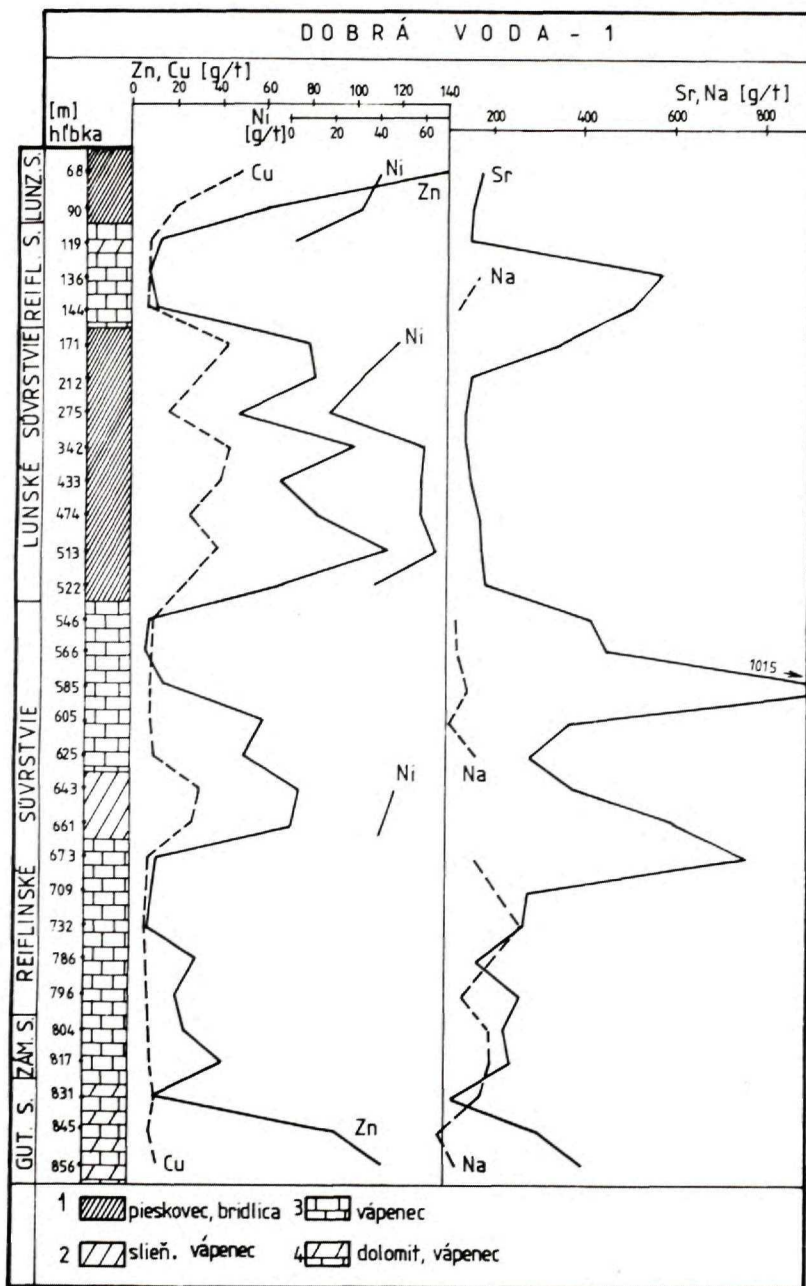
V polohe slienitého vápence je zaujímavá prítomnosť dolomitu. Jeho prítomnosť a relatívne vysoký obsah bol potvrdený aj rtg-difrakciou. Predpokladáme, že ide o neskorodiagenetický dolomit, ktorý sa formoval v podmienkach pochovaného sedimentu v dôsledku mobilizácie Mg (zvýšená teplota - hĺbka pochovania) z ílového materiálu. Čiastočne sa z neho vytváral chlorit a časť sa viazala v karbonátoch. Výraznejšia dolomitizácia (podobného rozsahu) v okolitých vápencoch nebola pozorovaná. Mikroprvky boli analyzované metódou AAS (karbonáty v HCl rozpustnom podiele, slienité vápence po úplnom rozklade). Sledovali sme hlavne hodnoty Sr, Na a Mn, ktoré sú v karbonátoch závislé na podmienkach vzniku a diagenézy sedimentárnej horniny. Výsledky sú zhrnuté v tabuľke 12 a v grafoch na obr. 13 až 15.

Hodnoty Sr v skúmaných reiflinských vápencoch sa pohybujú v značne širokom intervale: 150-1 015 ppm. Najviac hodnôt spadá do intervalu 200-600 ppm (obr. 15). J. VEIZER a R. DEMOVIČ (1974) podľa obsahu Sr posudzovali podmienky vzniku a diagenézy sedimentárnych karbonátových hornín. Rozčlenili karbonátové horniny na nízkostronciové (organogénne, organodetrítické, charakteristická rifová fácia) a vysokostronciové (hlbokovodné, späté aj s prostredím evaporizácie morskej vody) vápence.

Zvýšené hodnoty Sr (nad 300 ppm) vo vyššej časti reiflinských vápencov

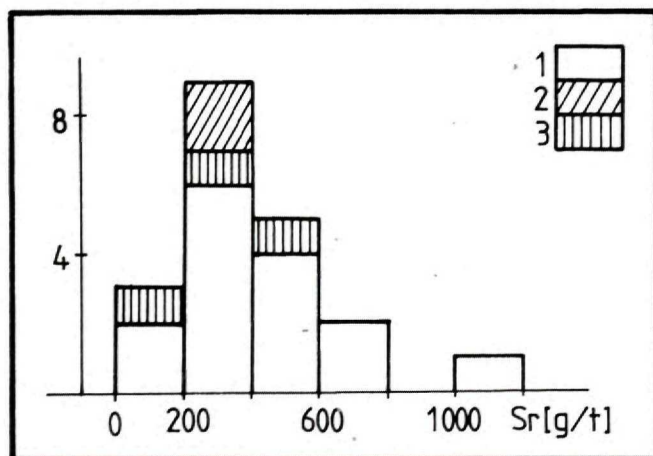
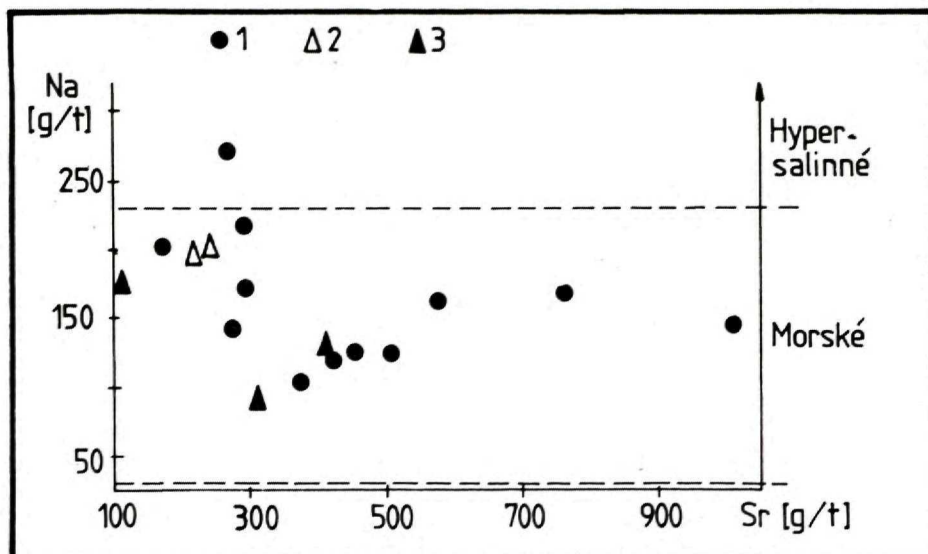


Obr. 13 Vertikálna distribúcia oxidov CaO, SiO₂, pomerov Al₂O₃ (SiO₂·Al₂O₃ + TiO₂ + Fe₂O₃) SiO₂ a obsahu Sr v reiflinskom súvrství, zámostských vápencoch a gutensteinskom súvrství



Obr. 14 Vertikálna distribúcia mikroprvkov Zn, Cu, Ni, Sr a Na v horninách vrtu Dobrá Voda DV-1

poukazujú na hlbokovodnejšiu panvovú sedimentáciu. V procese diagenézy obsah Sr v rekryštalizovanom kalcite klesol v závislosti od efektívnosti izolácie diagenetického systému (objem pretekajúcej diagenetickej vody, respektíve roztokov v procese rozpúšťania a rekryštalizácie vápencov: D. J. KINSMAN Jr. (1969); D. W. MORROW (1978) - I. R. MAYERS; U. BRAND - J. VEIZER (1980). Ranodiagenetický proces



Obr. 15 Korelačný graf Na/Sr, zostavený z údajov podľa rozborov vzoriek z reiflinského (1) súvrstvia, zámostského (2), gutensteinského (3) súvrstvia, sekvencie vrtu DV-1

Dole: Histogram rozdelenia Sr vo vzorkách z reiflinského (1), gutensteinského (2) a zámostského (3) súvrstvia vo vrtnom profile DV-1

neznížil obsah Sr pod 400 ppm; opakované diagenetické rozpúšťanie a znovuvyvrážanie môže znížiť obsah Sr na úroveň 100-200 ppm, čo je bežné pre staré rifové vápence.

Vysoká hodnota Sr (1 015 ppm) vo vzorke z litofácie hľuznatých reiflinských vápencov (člen c) upozorňuje na možnú prítomnosť stronciových minerálov (celestínu) v sledovanej litofácii (diagenetický minerál).

Spodnejšia časť hľuznatých rohovcových vápencov (obr. 13, 14) má znížený obsah Sr. Tento pokles možno vysvetliť jednak faciálnou zmenou, respektíve prínosom (splachom) materiálu do panvy, jednak zmenou diagenetických podmienok. Obidva tieto faktory pravdepodobne spolu súvisia.

Obsah Sr sa znižuje dolomitizáciou vápencov: proces dedolomitizácie znižuje obsah Sr ešte výraznejšie. Vzorka z hĺbky 119 m svojím vzhľadom i štruktúrou pripomína skôr dedolomitizáciou postihnutý dolomit (obsah dolomitu je nízky; tabuľka 10), ako progresívne dolomitizovaný vápenec. Obsah Sr je na epigenetický dolomit značne vysoký (150 ppm).

Snahu využiť Na ako indikátor paleosalinity možno dokumentovať viacerými prácami (J. VEIZER et al., 1978; P. FRITZ - A. KATZ, 1972; E. SASS - A. KATZ, 1982; M. JAFFREZO - M. RENARD, 1979 a ďalšie). J. VEIZER et al. (1978) určili, že Na indikuje salinitu roztokov, z ktorých sa vyzrážali pôvodné sedimenty, respektíve boli ranodiageneticky zmenené. A. F. WHITE (1978) určil, že obsah Na v starých vápencoch odráža salinitu roztokov len o niečo viac zriedených v porovnaní s morskou vodou. Vzhľadom na spôsob vystupovania Na v štruktúre kalcitu a na nejasnosti diagenetického procesu je možné využívať ho len ako orientačný ukazovateľ paleosalinity pri dostatočne veľkom súbore údajov.

Hodnoty Na v sledovanom reiflinskom súvrství sa pohybujú v rozmedzí hodnôt, charakteristických pre normálne morské prostredie (J. VEIZER et al., 1978), t. j. pod hranicou 230 ppm Na, s výnimkou jednej vzorky (280 ppm); pozri obr. 14.

Často využívaným indikátorom podmienok sedimentácie, respektíve diagenézy je Mn. Napríklad A. BENCINI - A. TURI (1974) ho využili na určenie pôvodného zloženia a podmienok sedimentácie. J. E. JUDOVÍČ (1981) podľa Mn usudzuje o klimatických a oxidačno-redukčných podmienkach v sedimentačnom procese, U. BRAND - J. VEIZER (1980) pojednávajú o Mn v diagenetickom procese.

Obsah Mn v reiflinskom súvrství je nízky, charakteristický pre sedimentáciu v oxidačných podmienkach, bez výraznejšieho prínosu Mn (napr. z kontinentu veľkými riekami, miešanie meteorických vôd - diagenetický proces). Pôvodný sediment mal nízky obsah Mn. V procese diagenézy nedošlo k výraznejšiemu obohateniu kalcitu o Mn (dist. koef. nad 1 pre Mn), pretože diagenetické roztoky ho obsahovali len v úrovni blízkej pôvodnému sedimentu. Obdobne sa správa aj Zn pri (dist. koef. pre kalcit 5,2 až 5,5; pozri napr. V. BRAND - J. VEIZER, 1980), t. j. kalcit by mal byť obohatený o Zn po diagenetickej rekryštalizácii (ak je Zn v roztoku prítomný). Vyšší obsah Zn bol

pozorovaný v spodnej časti reiflinského súvrstvia i v slienitých polohách. Zdrojom Zn môže byť klastický materiál alebo postdiagenetické vzostupné/zostupné roztoky.

Môžeme predpokladať, že zvýšenie obsahu Zn v karbonátoch je späté s postdiagenetickými procesmi. Poukazujú na to aj sulfidické akcesorické minerály.

Obsah Cu sa nemení v celom úseku reiflinského súvrstvia, ani v zámostskom a gutensteinskom súvrství (obr. 14).

Vzhľadom na to, že 2 vzorky boli analyzované po celkovom rozklade, poloha slienitého vápence (člen c) má mierne zvýšený obsah mikroprvkov (tab. 12). Ílový materiál je nositeľom mikroprvkov, v tomto prípade môžeme uvažovať aj o väzbe mikroprvkov na sírniky (pozri charakteristiku akcesorických minerálov), hlavne Zn.

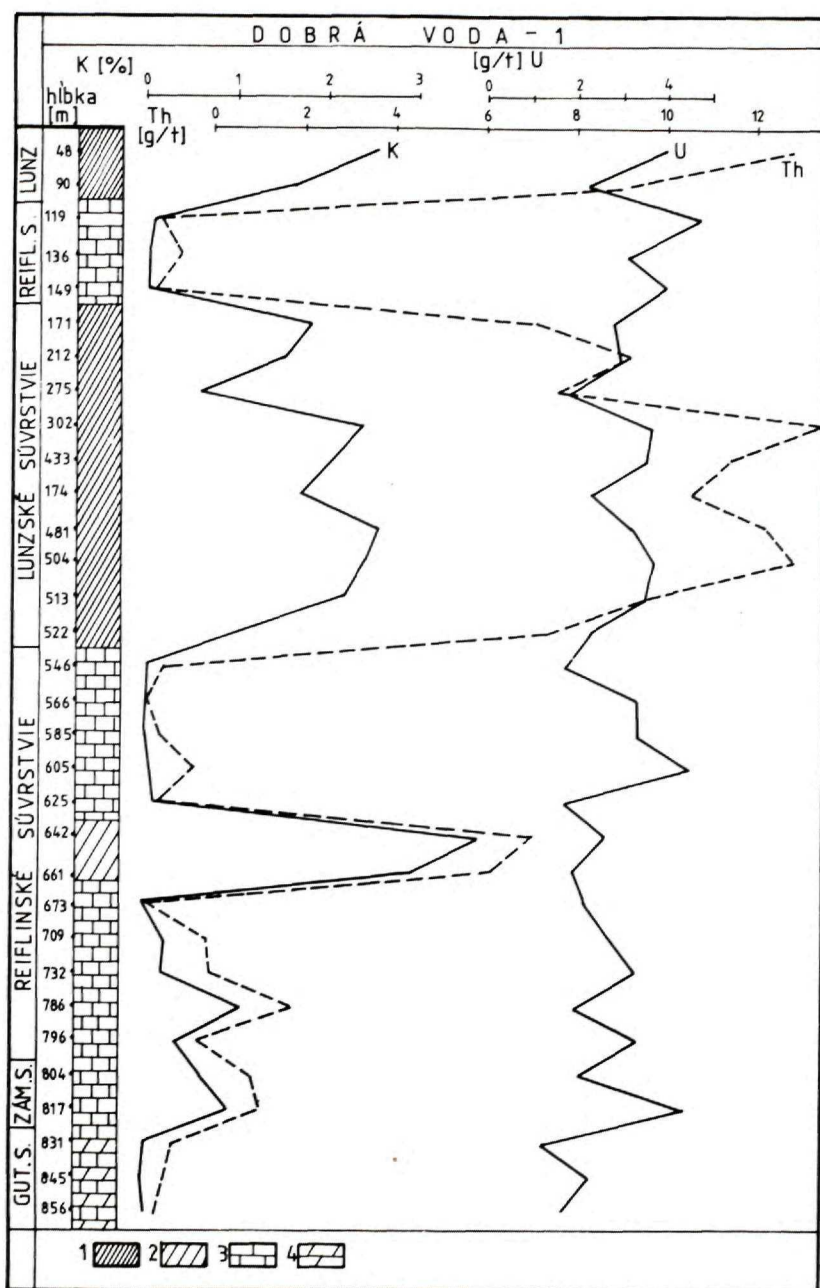
Tabuľka 12 Obsah mikroprvkov (v ppm) v reiflinských vápencoch vo vrte DV-1

Litofácia	Vzorky (m)	Zn	Cu	Mn	Sr	Na	Ni
a:	119	13	9	84	150	nestan.	
b:	136	8	9	115	578	170	
	144	11	8,5	97,5	503	125	
	546	8	10,5	57,5	415	120	
	566	7	10	47,5	453	125	
	605	58	9	57	375	105	
	709	10,5	8,5	94,5	283	220	
	732	8	9	70,5	273	270	
c:	585	15	9	89,5	1 015	145	
	625	50	10,5	143	290	170	
	786	30	8	203,5	173	205	
	796	20,5	8,5	107	270	140	
d:	642	75	32	590	387	nestan.	48
	661	71	28	700	610	nestan.	41
	673	12	9,5	135,5	768	170	

Obsah prirodzených rádioaktívnych prvkov U, Th a K bol analyzovaný gamaspektrometrickou analýzou. Výsledky sú v tabuľke 13 a v grafoch na obr. 16 pre všetky geochemicky analyzované vzorky. Aj charakter distribúcie U a Th je pre všetky analyzované horniny znázornený v histogramoch na obr. 17.

Priemer

vápence	0,9	2,89	
slienité vápence, sliene	6,6	2,30	(2 vzorky označené x)



Obr. 16 Vertikálna distribúcia U, Th, K v horninách vrtu DV-1

1 – pieskovce a prachovce, 2 – slienité bridlice, 3 – vápence, 4 – dolomitické vápence

Tabuľka 13 Obsah prirodzených rádioaktívnych prvkov v reiflinskom súvrství

Člen	Vzorky	Th	U	K	Th/U
a:	119	0,4	4,7	0,11	0,1
b:	136	0,8	3,1	0,4	0,2
	143	0,3	4,0	0,05	0,1
	546	0,5	1,7	0,03	0,3
	566	0,1	3,4	0,05	0,1
	605	1,1	4,6	0,6	0,2
	709	1,4	2,8	0,29	0,5
c:	585	0,4	3,4	0,03	0,1
	625	0,4	1,8	0,10	0,2
	732	1,5	3,4	0,23	0,4
	786	3,3	2,0	1,16	1,7
	796	1,3	3,4	0,38	0,4
d:	642 ^x	7,1	2,7	3,72	2,6
	661 ^x	6,2	2,0	2,97	3,1
	673	0,1	2,2	0,05	0,1

udávané v: U, Th - ppm, K - hm. %

priemer

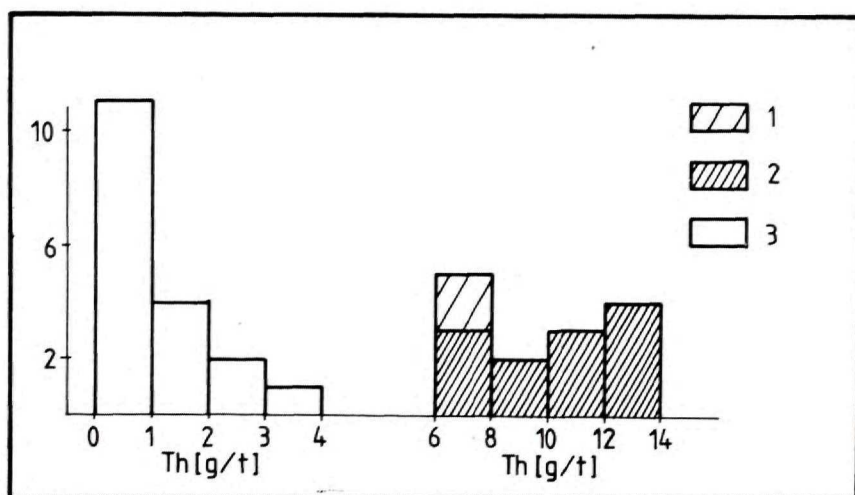
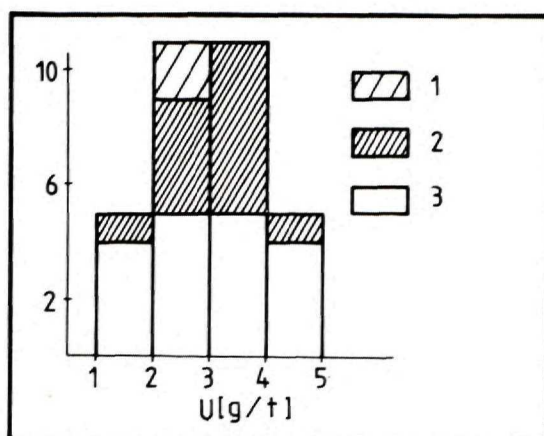
vápence	0,9	2,89
slienité vápence, slieň	6,6	2,30

(2 vzorky označené x)

Z grafov na obr. 17 jasne vidieť, že obsah Th koreluje s K, ktorý je zase v karbonátoch priamo úmerný hodnote NZ. Th sa viaže na minerály NZ karbonátov, na ílový materiál a akcesorické minerály. Výrazný vzťah Th a veľkosti NZ môžeme sledovať v polohe slienitého vápence: Th dosahuje hodnoty porovnateľné s hodnotami Th v lunzských vrstvách (obr. 16 a 17, histogramy). Zaujímavý je vysoký obsah K v slienitej polohe, ako aj vo vápencoch pod ňou: rtg-difrakčná analýza potvrdila v týchto vzorkách prítomnosť K-živca (autigénneho) popri ilite, chlorite a kremeni.

Hodnoty U v jednotlivých typoch hornín, analyzovaných vo vrte, sa výraznejšie nediferencovali (obr. 16). Histogram na obr. 17a to vyjadruje ešte jasnejšie. V procese sedimentácie sa U oddeľuje od Th v závislosti od oxidačno-redukčných podmienok a obsahu ílových minerálov. U sa v karbonátovom prostredí môže viazať na karbonátové minerály.

Zaujímavá je schopnosť rias (H. MANN - W. S. FYFE, 1985), ktoré môžu urán selektívne akumulovať z morskej alebo i sladkej vody. U sa môže viazať buď v skeletoch organizmov, alebo v organickej hmote.



Obr. 17 a) Histogram rozdelenia uránu v horninách z vrtu DV-1

1 – slienité vápence, 2 – pieskovce a prachovce, 3 – vápence a dolomitické vápence

b) Histogramy rozdelenia Th v horninách z vrtu DV-1

1 – slienité vápence, 2 – pieskovce, prachovce, 3 – vápence, dolomitické vápence

Obsah U v reiflinských vápencoch nepresahuje obsah U v iných typoch vápencov (2-4 ppm). Výraznejšia korelácia so sledovanými mikroprvkami sa neprejavila (malý súbor vzoriek).

Asociácia akcesorických ťažkých minerálov v reiflinskom súvrství

Z reiflinského súvrstvia vo vrte DV-1 boli spracované dve vzorky z "partnašských vrstiev" a 15 vzoriek reiflinských vápencov.

Akcesorické minerály zo vzoriek partnašských bridlíc boli získané metódou ťažkých frakcií - ťažké minerály boli separované na koncentračnom stole a v ťažkých kvapalinách z podrvenej horniny. Akcesorické minerály z reiflinských vápencov sa vyhodnocovali z nerozpustných zvyškov. Z hľadiska použitých metódik separácie ťažkých minerálov z hornín reiflinského súvrstvia sú kvantitatívne údaje, získané štúdiom akcesorických minerálov reiflinských vápencov, menej zaťažené chybami stanovenia¹ oproti údajom, získaným z "partnašských vrstiev".

V "partnašských vrstvách" reiflinského súvrstvia je veľmi slabé zastúpenie reliktných akcesorických minerálov. Z asociácie reliktných akcesorických minerálov boli vo vzorke z hĺbky 642 m zistené len v stopových množstvách zirkóny, granáty, rutily, apatity a ilmenity. V hĺbke 661 m došlo k úbytku reliktných akcesorických minerálov a v asociácii ťažkých minerálov vystupujú len stopy zirkónu a apatitu (?). V nižších horizontoch - v reiflinských vápencoch - bolo zistených iba niekoľko zrn reliktného granátu.

Ako produkt epigenetickej mineralizácie v partnašských vzorkách možno označovať pyrit a celestín. Vo vyššom horizonte "partnašských vrstiev" v hĺbke 642 m je pyrit v prevahe nad celestínom, v hlbšej časti, naopak, bola zaznamenaná výrazná prevaha celestínu nad pyritom. Kvantitatívne vyjadrené v hĺbke 642 m je 20 g/t pyritu a 3 g/t celestínu, v hĺbke 661 m okolo 40 g/t celestínu a 6 g/t pyritu. Okrem týchto minerálov sú v "partnašských vrstvách" najbohatšie zastúpené karbonáty.

V reiflinských vápencoch bolo z reliktných minerálov, ako bolo už vyššie spomenuté, zaznamenaných len niekoľko úlomkov granátu.

Reiflinské vápence majú predovšetkým zaujímavú epigenetickú mineralizáciu, ktorá je súvislá v celom profile študovaných vzoriek a hoci je relatívne slabo zastúpená, lokálne možno predpokladať aj vyššiu koncentráciu. Epigenetická mineralizácia je reprezentovaná pyritom, sfaleritom, galenitom a celestínom. V tejto asociácii obyčajne prevažuje pyrit nad sfaleritom a zriedkavým galenitom, i keď výnimočne v jednom prípade, vo vzorke z hĺbky 672,4 m, je 56 g/t sfaleritu vo výraznej prevahe nad 0,5 g/t pyritu. Okrem epigenetického pyritu, ktorý tvorí kryštalizované zrná, sú v reiflinských vápencoch aj kolomorfné formy syngenetických pyritov. Kolomorfné pyrity sa prejavujú guľôčkovitým habitom, majú drsný povrch a obyčajne veľkosťou prevažujú nad kryštalo-

¹ Pri použití "metódy ťažkých frakcií" sú značné straty pri separácii minerálov na koncentračnom stole, ktoré sa iba ťažko korigujú opravnými koeficientmi.

Tabuľka 14

Číslo vzorky	Hĺbka (m)	Kvantitatívne zastúpenie a stručná charakteristika ťažkých minerálov
T-791	540	<u>0,5 g/t pyritu</u> v hexaedrickom vývoji, prípadne spojky s pentagonálnym dodekaédrom, <u>stopy sfaleritu</u> v tetraedrickom vývoji
T-792	545	<u>230 g/t pyritu</u> v hexaedrickom vývoji a s výrazným ryhovaním, časté penetračné dvojčatá, spojky hexaédrov s pentagonálnymi dodekaédrami a ryhovaním; 80 % pyritov predstavujú guľôčkovité agregáty s matným leskom, <u>0,5 g/t sfalerit</u> v hexaedrickom vývoji výlučne žltohnedej farby
T-794	565	<u>68 g/t pyritu</u> kovového lesku, mosadzovožltý, prevažne hexaedrický, bez ryhovania, <u>5 g/t sfaleritu</u> žltohnedej farby, polokovový lesk, zvyčajne tvorí agregáty idiomorfných kryštálov
T-795	575	<u>3 g/t pyritu</u> prevažne hexaedrického habitu, bežne tvorí kryštálové agregáty, <u>2 g/t sfaleritu</u> výlučne hnedočiernej farby (zvýšený podiel sírnika železnateho)
T-796	585	<u>3 g/t pyritu</u> v hexaedrickej forme a vo forme spojok, kovový lesk, <u>0,5 g/t sfaleritu</u> žltohnedej farby v tetraedrickom vývoji
T-800	625	<u>9 g/t pyritu</u> v hexaedrickom vývoji so slabo vyvinutým ryhovaním, zväčša však pyrit tvorí agregáty kryštálov nepravidelného tvaru, často s matným leskom, <u>2 g/t sfaleritu</u> hnedožltej farby v tetraedrickom vývoji
T-801	638	<u>1 g/t pyritu</u> v hexaedrickom vývoji, častejšie tvoriaci agregáty kryštálov <u>stopy sfaleritu</u> hnedočiernej farby
T-802	672,4	<u>0,5 g/t pyritu</u> tvoriaceho čisté hexaédre <u>56 g/t sfaleritu</u> polokovového lesku žltohnedej farby, ktorá lokálne na zrnách prechádza do dymovo sfarbených častí
T-806	700	<u>1 g/t pyritu</u> mosadzne žltého s kovovým leskom výlučne v čistom hexaedrickom habite, <u>0,5 g/t sfaleritu</u> v tetraedrickej forme žltohnedej farby

T-810	738,8	<u>0,5 g/t granátu</u> červenej farby, úlomkovitý, bez stôp premien, <u>4 g/t pyritu</u> v hexaedrickom vývoji tvoriacom drobnokryštalické agregáty, <u>0,5 g/t sfaleritu</u> žltohnedej, čiastočne hnedočiernej farby, <u>10 g/t celestínu</u> – mliečnobiely, prípadne bezfarebný a polopriehľadný, tvorí stĺpcovité kryštály
T-814	769,6	<u>66 g/t pyritu</u> – mosadzovožltý, kovový lesk, oktaedrický vývoj, <u>0,5 g/t sfaleritu</u> žltohnedej farby
T-815	776	<u>18 g/t pyritu</u> mosadzovožltej farby v oktaedrickom vývoji, často vo forme drobnozrnných agregátov. <u>0,5 g/t sfaleritu</u> žltohnedej farby <u>0,5 g/t granátu</u> červenej farby, je úlomkovitý, bez stôp premien
T-817	792	<u>1 g/t pyritu</u> v drobnozrnnom vývoji, kovového lesku, <u>0,5 g/t sfaleritu</u> tvoriaceho typické žltohnedé agregáty tetraedrických kryštálov,
T-818	805	<u>6 g/t pyritu</u> v hexaedrickom vývoji, kovového lesku, s časťmi zrastami do kryštálových agregátov <u>0,5 g/t galenitu</u> hexaedrického habitu s matným povrchom
T-819	810	<u>40 g/t pyritu</u> v hexaedrickom vývoji, často tvorí zrasty viacerých zŕn <u>6 g/t sfaleritu</u> v tetraedrickom vývoji žltohnedej farby

vanými formami pyritov (fototab. 3). V niektorých vzorkách je kolomorfný pyrit hlavnou formou pyritu, ako napr. vo vzorke z hĺbky 545 m, kde kolomorfný pyrit predstavuje 80 % pyritu vo vzorke.

Veľmi zaujímavý je nový nález celestínu v reiflinských vápencoch vrtu DV-1, keď sa celestín v reiflinských vápencoch našiel už vo vrte Kuklov-3 (M. MIŠÍK, 1986). Vznik celestínu v reiflinských vápencoch vrtu Kuklov-3, ale i vo vrte DV-1, sotva možno odvodzovať z primárneho obsahu Sr v týchto vápencoch. Celestín podľa M. MIŠÍKA (l. c.) je vo vrte Kuklov-3 produktom výnimočných podmienok pri ranej diagenéze, v prípade vrtu DV-1 bude však pravdepodobne súvisieť so zistenou polymetalickou mineralizáciou vo vrte. V tomto prípade ho možno považovať za epigenetický, pričom zdroj Sr treba hľadať vo vodách, ktoré by mohli súvisieť s ložiskami živíc.

Charakter minerálov a ich kvantitatívne zastúpenie v jednotlivých vzorkách je uvedená v tabuľke 14.

Organické látky v reiflinskom súvrství

Organické látky sú viazané na pelitickú prímes, laminy a preplástky vo vápencoch na slienité polohy v reiflinskom súvrství. Čiernu farbu tmelu v kavernách vápencov spôsobujú do značnej miery sulfidy, pričom obsah organických látok (C_{org}) je napriek čiernej farbe tmelu nízky.

Koncentrácia organických látok je cca 0,5 % C_{org} . V ich zložení je väčšou mierou zastúpený morský (planktonický) kerogén ako v lunzskom súvrství (obr. 25). Materský potenciál týchto hornín je 0,2-1,4 (5) kg CH/t horniny. Sú teda nádejnejším zdrojom ropy a plynu ako lunzské súvrstvie, avšak táto charakteristika platí len pre pelity, respektíve typy hornín malým podielom zastúpené v reiflinskom súvrství.

Štádium premeny organických látok v reiflinskom súvrství zodpovedá žirnému až koksovateľnému čiernemu uhlíu, t. j. ranej časti hlavnej fázy tvorby ropy.

Konodontová mikrobiostratigrafia reiflinských vápencov

V profile študovaného vrtu sú zachytené fosiliférne polohy, bohaté na konodonty, v masívnych organodetritických vápencoch reiflinského typu v 2 horizontoch: 136-144 m a 540-805 m.

Vo vrchnej polohe boli vybraté 4 vzorky, v spodnej 28 vzoriek. Z týchto 32 vzoriek sa v 24 vzorkách našla asociácia konodontov viac alebo menej biostratigraficky hodnotných, alebo aspoň iné voľné mikroorganizmy (obr. 18). Konodonty sa vyskytujú rozptýlené, v malom počte exemplárov (napr. 615-625 m), relatívne hojne (napr. 143 m, 545 m), alebo úplne chýbajú (672,7 m, 724-738,8 m).

Aj zachovanie mikrofosílií je rôzne. Možno povedať, že schránky sú krehké a ich väčšia časť sa dochovala iba vo fragmentoch.

Interval 136-144 m (3 vzorky)

V tesnom podloží tektonizovaných vápencov a karbonátovej brekcie vystupuje poloha svetlosivých kalových až detritických vápencov s rohovcami a s polohami ílovcov (136-144 m). Zatiaľ čo v hĺbke 136 a 140 m sa našli iba stratigraficky nevýrazné ozúbkované jedince alebo zlomky platničkovitých konodontov, spodná poloha (143-

Obr. 18 Hojnostný diagram konodontových asociácií z profilu reiflinským a zámorským súvrstvím vo vrte DV-1

[illegible]

143,7 m) priniesla prvú bohatú a stratigraficky cennú asociáciu platničkovitých konodontov: *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella auriformis* KOVÁCS, *Gondolella tadpole* HAYASHI, *Metapolygnathus baloghi* KOVÁCS a *Gladigondolella malayensis* NOGAMI. Prítomné problematikum *Irinella canalifera* (KRISTAN-TOLLMANN) je podľa autorky typické pre vrchný trias-karn; v Západných Karpatoch sa vyskytlo napr. vo vrchnom triase reiflinských vápencov Nízkyh Tatier (J. PAPŠOVÁ - J. PEVNÝ, 1982).

Platničkové konodonty sprevádzajú ozúbkované konodonty spolu s multi-elementmi *Gladigondolella tethydis*, voľné foraminifery (*Pseudonodosaria* a i.), rybie zúbky a ihlice hubiek. Konodontové spoločenstvo sa skladá z druhov karnského veku, ktoré prevažne poznáme z kordevolu. Napriek tomu hojný výskyt druhu *Gondolella polygnathiformis*, a najmä objavenie stratigraficky mladšieho druhu *Gondolella tadpole*, nám dovoľuje zaradiť súvrstvie už do juu. Podľa nálezov mikro- a makrofauny vo Východných Alpách a na typových lokalitách Epidauru môžeme spoločenstvo zaradiť do konodontovej zóny *G. auriformis* A.-Z., čo približne zodpovedá amonitovej zóne *A. austriacum* (L. KRYSTYN, 1978, 1980; obr. 19).

Interval 540-805 m

V tomto horizonte vystupujú v podloží lunzského súvrstvia svetlosivé rohovcové, hľuznaté, kalové alebo organodetritické vápence, ktoré sú miestami tektonizované, zbrekciovatené alebo stylolitizované a s preplástkami slieňovca.

Množstvo konodontov v profile vrtu varíruje, najlepšie zachované spoločenstvo je vo vrchných polohách (540-585 m, 681 m).

Celý horizont je možné podľa typu konodontových asociácií rozdeliť na 4 polohy (540-625 m, 631,2-681 m, 696-759,2 m a 769,6-805 m).

Interval 540-625 m (10 vzoriek, všetky obsahujú konodonty)

Zo svetlosivých kalových až organodetritických hľuznatých, miestami brekciovitých vápencov sa vyplavili konodonty zo všetkých odobratých vzoriek (10), aj keď odlišnej kvality i kvantity. Dominujúce druhy vo vrchnej časti súvrstvia (cca do 585 m) sú *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV et STEFANOV) a *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, ku ktorým sa ojedinele pridáva aj *Gondolella auriformis* KOVÁCS (fototab. 4/6). Postupne smerom nadol tieto druhy vystrieda o niečo starší druh *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV et STEFANOV). Asociáciu platničkovitých konodontov dopĺňajú hojné fragmenty ozúbkovaných konodontov, zriedkavé holotúrie, ihlice hubiek, krinoidy a zvyšky rýb. Zaujímavý je nedostatok foraminifer vo výplavoch, hoci vo výbrusovom materiáli sú dobre zachované.

Spoločenstvo konodontov zaraďujeme do kordevolu až juu, pričom vrchné

STUPEŇ PODSTUPEŇ		AN IS				LAD IN		KARN					
DRUH		EGEJ	BITYN	PELSON	IL'YR	FASAN	LONGO BARD	KORDEVOL	JUL	TUVAL			
Neospathodus kockeli Tatge													
Gondolella bulgarica (Budurov et Stefanov)													
G. bifurcata bifurcata (Budurov et Stefanov)													
G. bifurcata hanbulogi (Sudar et Budurov)													
G. excelsa (Mosher)													
G. constricta Mosher et Clark													
G. constricta Mosher et Clark morphotyp comuta													
G. trammeri Kozur													
G. szaboi Kovács													
G. n. sp.													
G. n. sp. D													
G. foliata inclinata Kovács													
G. foliata foliata (Budurov)													
G. polygnathiformis (Budurov et Stefanov)													
G. auriformis Kovács													
G. tadpole Hayashi													
Gladigondolella tethydis (Huckriede)													
Glad. malayensis Nogami													
Metapolygnathus mungoensis (Diebel)													
M. diebeli (Kozur et Mostler)													
M. baloghi Kovács													
Neospathodus tatricus Zawidzka													
Gladigondolella ME													
G. tomaensis Kovács													
KONODONTOVÉ ZÓNY (podľa Kovácsa 1983, Krystyna 1983)				Neospathodus kockeli / G. bulga- rica / A - Z	G. bifurcata A - Z	G. constricta A - Z (morph: comuta)	G. trammeri A - Z	?	Metapol. mungo- ensis A - Z	? Metapol. diebeli A - Z	G. tadpole A - Z	G. auriformis A - Z	? G. polygnathi- formis A - Z

Obr. 19 Stratigrafické rozšírenie konodontov v strednotriasových a karnských súvrstviach mediteránnej oblasti Tethys podľa rôznych autorov

vrstvy (540-545 m) by na základe hojného výskytu druhu *Gondolella polygnathiformis* a prítomnosti druhu *Gondolella auriformis* mohli patriť už julskému veku.

V nižších polohách (625 m, 585 m) sa objavil stratigrafický o niečo starší druh *Gondolella foliata foliata*, ktorého vekový diapazón udáva S. KOVÁCS (ústna informácia) zo severného Maďarska od vrchného longobardu do najvyššieho julu (v longobarde ojedinelý výskyt, potom masový výskyt v kordevole, do julu už len zmenšený počet exemplárov).

Podľa L. KRYSTYNA (1983) by bolo možné uvedené súvrstvie lokalizovať do *G. tadpole* A. Z., hoci konodontové zónovanie ani na typových profiloch nie je zďaleka vyjasnené a je dá sa povedať konvenčné. V našom prípade sa *Gondolella tadpole* viaže na vyššiu polohu, prináležiacu do zóny s *Gondolella auriformis* KOVÁCS (obr. 19).

Interval 631,2-681 m (5 vzoriek, z toho iba 2 pozitívne)

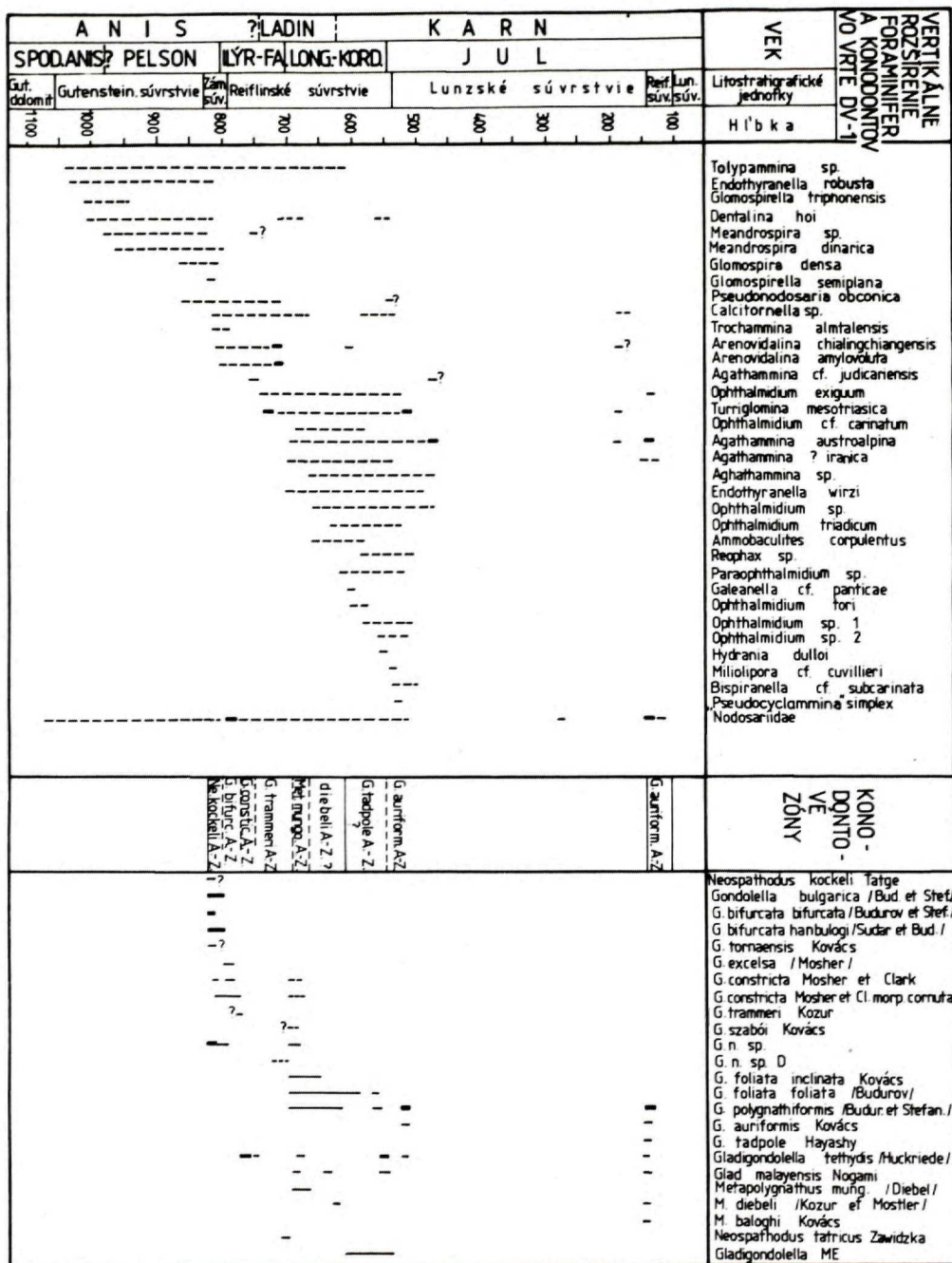
Súvrstvie je tvorené čiernosivými jemnozrnnými slieňovcami s hľuzami vápenca, vložkami sivohnedých kalových až slabodetritických slienitých vápencov, niekedy so stylolitmi (638 m). Konodontová fauna je v týchto polohách vápencov veľmi zriedkavá, obmedzuje sa na polohy 638 a 681 m.

Spoločenstvo konodontov je tvorené druhmi *Gladigondolella malayensis* NOGAMI (relatívne v hojnejšom počte), *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV et STEFANOV); v hĺbke 681 m sa pripája druh *Gondolella foliata inclinata* KOVÁCS (počet jedincov v asociácii smerom do podlažia vzrastá) a ojedinele druh *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL) a *M. diebeli* (KAZURET-MOSTLER); (fototab. 4/1, 2, 4). Mikroasociácia je obohatená hojnými fragmentmi ozúbkovaných konodontov; z iných organizmov sporadickými zvyškami rýb a drobnými nezreteľnými rádiolármi.

Stratigraficky ide o nižší horizont; druh *Gondolella mungoensis* spolu s *Gondolella foliata inclinata* indikuje podľa L. KRYSTYNA (1983) longobard, konodontovú zónu *mungoensis* A. Z. V zmysle amonitovej ortostratigrafickej škály by táto zóna zodpovedala longobardskej *Archelaus*-Zone, avšak spodná amonitová hranica začína o niečo vyššie (L. KRYSTYN, 1983; obr. 19-20).

Interval 696-759,2 m (9 vzoriek, z toho 4 pozitívne)

V tomto horizonte boli spracované vzorky z lavíc tmavosivých rohovcových kalových alebo slabodetritických vápencov, ktoré sú miestami tektonizované a stylolitizované. V polohách 696 m a 759,2 m sa zachovali fragmenty stratigraficky nevýznamných ozúbkovaných konodontov. Ak sú však konodonty prítomné, hoci fragmentárne, znamená to, že fosílie druhotne podľahli deštrukcii, alebo mala na ich zachovanie nepriaznivý vplyv rekryštalizácia sedimentu.



Obr. 20 Vertikálne rozšírenie foraminifer a konodontov v profile vrtu Dobrá Voda DV-1

V jedinej vzorke (715,8 m) sa ojedinele v spoločenstve hojných ozúbkovaných konodontov našli druhy *Gondolella foliata foliata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) a *Neospathodus tatricus* ZAWIDZKA, indikujúce longobardský vek tohto súvrstvia.

Interval 769,6-805 m (5 vzoriek, všetky pozitívne)

Horizont fauny je tvorený masívnymi kalovými svetlosivými vápencami s hojnými rohovcami. Na rozdiel od predchádzajúcich hĺbok sa v týchto vápencoch zachovalo spoločenstvo stratigraficky hodnotných konodontov, a to vo všetkých vyplavených vzorkách.

V hĺbke 769,6 m sú jednotlivé exempláre platničkovitých konodontov sekundárne poškodené, gondolelly sa nachádzajú v úlomkoch, lepšie je zachovaný iba odolnejší druh *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) aj s multielementmi. Vo výplave sa spolu s konodontami zachovali niektoré druhy foraminifer (obr. 20) a hojné zvyšky rýb. Podobné zloženie mikrofauny sa zachovalo aj v podložnom súvrství (776 m). Druh *Gladigondolella tethydis* indikuje hranicu ilýr-fasan.

O niečo staršia (ilýr) je pravdepodobne asociácia z podložných rohovcových vápencov (784 m, 792 m a 805 m), kde sú zachované tieto druhy: *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella* n. sp., *Gondolella excelsa* (MOSHER), ku ktorým sa smerom do podložia pripájajú druhy *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK a hlavne jej morfortyp *cornuta*. Kým druh *Gondolella excelsa* je zastúpený vo viacerých exemplároch, druhy *Gondolella bifurcata hanbulogi*, *Gondolella constricta* a *Gondolella* n. sp. sú zatiaľ ojedinelé. Z uvedeného usudzujeme, že tento úsek vrtu je vrchnoilýrskeho veku.

Asociáciu sprevádzajú iba ozúbkované konodonty vo fragmentoch a zvyšky rýb.

Foraminiforová mikrobiostratigrafia reiflinského súvrstvia

V profile vrtu vystupujú reiflinské vápence v 2 horizontoch. Vrchný horizont v intervale 134,8-144 m tvoria lavicovité masívne organodetritiké vápence s faunou foraminifer, zastúpenou druhmi *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN-ZANINETTI), *Agathammina austroalpina*, ?*Agathammina iranica*, *Aeolisaccus tintinniformis* MIŠÍK, *A. amplinuralis* PANTIČ, *A. gracilis* PANTIČ, *Ophthalmidium* cf. *triadicum* (KRISTAN), *Ammodiscus* sp., *Pseudonodosaria* sp., miestami sprevádzané hojnými kalcifikovanými rádioláriami. V hĺbke 144 m sa výrazne zvyšuje podiel nodosaridných foriem.

Druhy *Agathammina austroalpina*, ?*A. iranica*, *Turriglomina mesotriassica* a

ich spoločné zoskupenie sú citované v literatúre pre interval ladin-karn, ktorého presnejšie vymedzenie varíruje podľa korelačných možností s inými skupinami organizmov (L. ZANINETTI, 1976; L. ZANINETTI - Z. DAGER, 1978; E. TRIFONOVA, 1978b).

Ide o typ spoločenstva, ktorý sa zastúpením základných prvkov podstatne nelíši od asociácií preukázaných v spodnom horizonte lunzských vrstiev a môže byť ich časovým ekvivalentom, indikujúcim kordevol-jul.

Konodontová fauna, ktorú sa podarilo z tohto súvrstvia získať, poukazuje na jul.

Spodný horizont reiflinských vrstiev v intervale 537,1-805 m je tvorený mohutným komplexom svetlosivých až tmavosivých, miestami organodetritických vápencov s rohovcami.

Z hľadiska foraminiferovej fauny, diverzity druhov, nástupu jednotlivých prvkov v profile vrtu a kvantitatívneho výskytu jedincov je možné reiflinské súvrstvie rozdeliť do 4 intervalov:

1. interval v hĺbke 537,8-623 m predstavuje dlhý úsek, v ktorom sa striedajú mikroasociácie s výraznejším vplyvom plytkovodných druhov, viazané na polohy alodapických turbiditných vápencov so spoločenstvami hlbšej fácie. Foraminifery v tomto úseku vytvárajú relatívne diverzifikované spoločenstvá, i keď počet jedincov je značne obmedzený (obr. 21). Ide o 2 typy spoločenstiev. Prvým typom sú spoločenstvá, v ktorých dominantné postavenie majú ophthalmidiá: *Ophthalmidium triadicum* (KRISTAN), *O. tori* ZANINETTI et BROENNIMANN, *Ophthalmidium* sp. 1, *Ophthalmidium* sp. 2, *O. aff. exiguum* KOEHN-ZANINETTI, zriedkavejšie *Paraophthalmidium* sp., *Bispiranella* cf. *subcarinata* SAMUEL, SALAJ, BORZA. Vo vyšších polohách súvrstvia (543, 545, 565, 574, 587 m) je príznačná prítomnosť veľkých, hruboaglutinovaných schránok druhov *Reophax* aff. *asper* CUSHMAN et WATERS, *Reophax* sp., *Ammobaculites corpulentus* EFIMOVA, "Pseudocyclammina" cf. *simplex* UROŠEVIČ, miestami doplnená o taxóny *Hydrania dulloi* SENOWBARI-DARYAN, *Miliolipora* cf. *cuvillieri* BROENNIMANN et ZANINETTI, a *Galeanella* cf. *panticae* ZANINETTI et BROENNIMANN, ktoré sa vyskytujú v plytkovodných a pririfových sedimentoch. Okrem foraminifer sú v týchto asociáciách hojné rôzne problematiká, niekedy aj hubky - sfinktozoá, zriedkavejšie aeolisaky, fragmenty nodosarií a ostrakódy.

Spoločenstvá tohto typu obsahujú prvky známe dosiaľ iba z karnských sedimentov (*Bispiranella* cf. *subcarinata*, *Paraophthalmidium* sp.), opísané z julsko-tisovských vápencov v Stratenskej hornatine a Muránskej planine (O. SAMUEL - K. BORZA, 1981) a *Hydrania dulloi*, citovaná z karnských rifových vápencov Grécka a Juhoslávie (B. SENOWBARI-DARZAN, 1983). Ide zrejme o alochtónne elementy, prinesené do hlbších častí panvy z okrajov platformy. Pozoruhodný je výskyt ešte 2 fosilií tejto skupiny. *Miliolipora* aff. *cuvillieri* pochádza z hĺbky 554,6 m, *Galeanella* aff. *panticae* bola nájdená nižšie, v hĺbke 619 m. Morfológia schránok obidvoch jedincov zodpovedá pôvodnému opisu, líšia sa iba neprítomnosťou kanálikov

v stene schránky. Vnútna štruktúra mohla byť zotretá v dôsledku rekryštalizácie. Majú značné geografické rozšírenie v celej tetýdnej oblasti a doteraz sú uvádzané iba z noru-rétu (L. KOEHN-ZANINETTI, 1976), v Západných Karpatoch sú zastúpené vo vápencoch Bleskového prameňa (A. GAZDZICKI - N. KOZUR - R. MOCK, 1979).

Druhým typom sú spoločenstvá, charakteristické pre oblasti vývoja reiflinských vápencov, reprezentované druhmi: *Turriglomina mesotriasica*, *Agathammina austroalpina*, *?Agathammina iranica*, miestami so zvýšeným obsahom aeolisakov alebo nodosárií. Paleoasociácie sú väčšinou veľmi chudobné, zastúpené iba jedným alebo dvomi taxónmi. V základných rysoch sú analogické so spoločenstvami foraminifer, preukázanými v reiflinských vápencoch vrchnej šupy. V literatúre sú hodnotené spravidla ako ladinsko-karnské (L. ZANINETTI - Z. DAGER, 1978; L. ZANINETTI, 1976; B. COURTIN - L. ZANINETTI - D. ALTIMER - D. DECROUEZ, 1982).

Z tohto aspektu posudzujeme aj stratigrafický rozsah reiflinského súvrstvia v intervale 537,8-624 m, ktorý zodpovedá približne vrchnému ladinu-karnu (kordevol-jul). Hranicu ladin-karn vo fácií reiflinských vápencov podľa foraminifer nemožno v súčasnosti nijako doložiť.

2. interval v úseku 625-708,4 m sa vyznačuje častými polohami sivočiernych slienitých bridlíc, ktoré sa striedajú s polohami slabo slienitých vápencov. Foraminifery tohto úseku sú zriedkavé, drobné, často fragmentárne zachované, druhové spektrum je silne zúžené. Typickou formou je *Turriglomina mesotriasica*. Vystupuje nepravidelne v drobných úlomkoch v celom intervale. V hĺbke 698,5 m sa prvý raz objavujú druhy *Agathammina austroalpina* a *?A. iranica*. Obidve fosílie sa potom tiahnu celým profilom vrtu. Celkový charakter spoločenstiev dokrešľuje sporadický výskyt aeolisakov a nodosaridných foriem. Príznačný je zvýšený podiel rádiolárií, ktoré miestami prevládajú.

Z hľadiska foraminifer je tento úsek významný nástupom 2 nových elementov *Agathammina austroalpina*, a najmä *A. iranica*. I keď prvý výskyt tohto druhu vo vrstevnom slede nemusí zodpovedať báze jeho vertikálneho rozpätia, ktorá sa kladie do ladinu (L. ZANINETTI - P. BROENNIMANN - F. BOZORGIA - H. HUBER, 1972; L. ZANINETTI, 1976; B. COURTIN - L. ZANINETTI - D. ALTIMER - D. DECROUEZ, 1982), asociácie foraminifer tohto intervalu môžeme posudzovať ako ladinské.

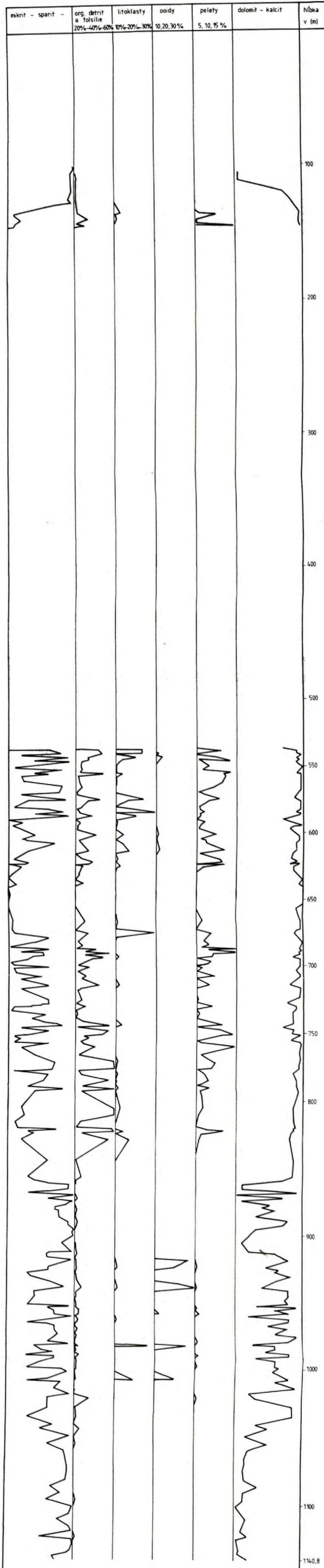
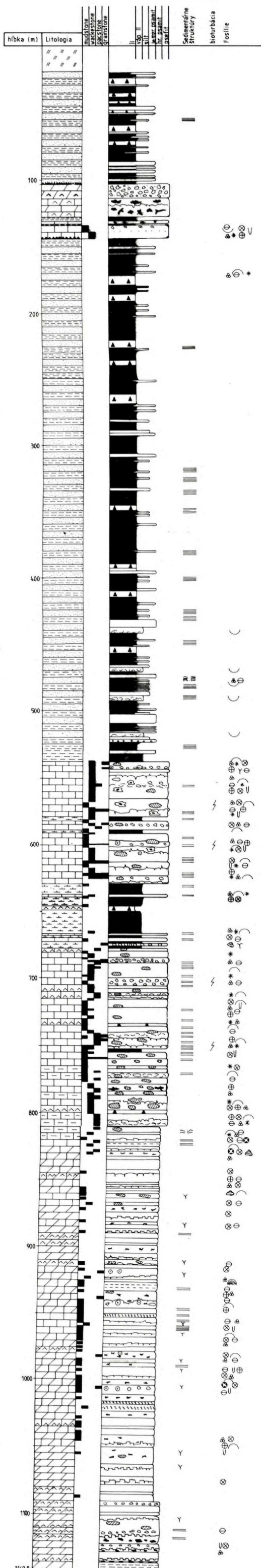
3. interval zodpovedá úseku 713,5-750 m. Prevládajúce hnedosivé celistvé vápence s rohovcami obsahujú málo diverzifikované spoločenstvá foraminifer, tvorené drobnými schránkami s nízkym počtom jedincov. Objavujú sa tu však aj prvky stratigraficky významné. V bazálnych partiách sa okrem *Turriglomina mesotriasica* a *Nodobacularia vujusici* UROŠEVIČ et GAZDZICKI vyskytlo niekoľko úlomkov *Agathammina judicariensis* PREMOLI-SILVIA. Vyššie sme našli drobné arenovidaliny: *A. chialingchiangensis* HO. V celom intervale zriedkavejšie vystupujú nodosarie, aeolisaky a rádiolárie.

LITOFACIÁLNY PROFIL VRTU Dobrá Voda - 1

autor: P. Masaryk

RELATÍVNE OBSAHY ALLOCHÉMÓV % z výbrusov/
POMER ZÁKLADNEJ HMOTY MIKROITU A TMEU /SPARITU/, POMER DOLOMITU A KALCITU:

VEK	LITOSTRATIGRAFIA
KVARTÉR	ALÚVIUM ELOVIUM
K A R N	
KORDEVOL JUL	REIFLINSKÉ SÚVRSTVIE
	LUNZSKÉ SÚVR. Bridlice s halóbia- mi /reingrabenské bri- dlice/
	Karbonátové brekcie Masívne rohov- cové vápence/ba-
JUL	
	Bridlice s litic- ko-živcovými dro- bami /Reingrabenské bridlice/
JUL	
	Bridlice s lami- novými siltovca- mi /reingrabenské bridlice/
JUL	
	Bridlice s halóbia- mi /reingrabenské bridlice/
L A D I N	
LONGOBARD - KORDEVOL	REIFLINSKÉ SÚVRSTVIE
	Masívne rohovco- vé vápence /bankkalk/ Hľuznaté roh- vápence /knol- lenkalk/ Masívne rohové vápence /bankkalk/ Hľuznaté rohové vápence /knollenkalk/ Tmavé slieňovce /partnašské bri- dlice/
FASSAN	REIFLINSKÉ SÚVRSTVIE
	Bituminózne roh- ovcové vápence Masívne rohové vápence /bankkalk/ Tmavé slie- ňovce Hľuznaté roh- ovcové vápence /knollenkalk/
ILÝR - FASSAN	
ZAMOSTSKÉ SÚVRSTVIE	
	Tmavé organo- detritické vá- pence Dolomitické vá- pence s dasykla- dáceami
PELSON	SÚVRSTVIE
	Dolomitické vá- pence a svetlé brekciovité do- lomity
GUTENSTEINSKÉ SÚVRSTVIE	
	Tmavé dolomitické vápence s polo- hami dolo- mitov
EGEJ - BITYN	
	Bituminózne do- skovité a brek- ciovité dolo- mity



- LITOLÓGIA
- vápenec
 - piesčity vápenec
 - slieňový vápenec
 - slieňovec
 - dolomit
 - dolomitický vápenec
 - ílovitá bridlica
 - pieskovec
 - a siltovec

- GRAFICKÉ SYMBOLY V PROFILE
- merka 1:1000
- stýlity
 - úlomky lastúrníkov
 - rohovce
 - lithoklasty
 - mylonity
 - kaverny, makroporozita
 - červinkovitý vápenec
 - onkolity
 - presuvňová plocha

- FOSILIE
- foraminifery
 - kninody
 - ostrakody
 - radiolary
 - gastropoda
 - dasycladaceae
 - globochaety
 - lastúrniky, filamenty
 - aeolisaky
 - bryozoa
 - stromatolity

- SEDIMENTÁRNE TEXTÚRY
- paralelná laminácia
 - zvlínená /čerinová / laminácia
 - bioturbácia
 - pseudomorfózy po evaporitoch

Obr. 22 Litofaciálny profil vrtu DV-1
Litostratigrafia
Relatívny obsah alochemov (%)

Cennou anisskou fosíliou je *Agathammina judicariensis*. Má veľké geografické rozšírenie. V Západných Karpatoch sa jej nástup kryje približne s hranicou pelsón-ilýr. V chočskom príkrove Nízkyh Tatier sa vyskytuje v najvyšších polohách zámostského súvrstvia a prechádza do bázy reiflinských vápencov (O. JENDREJÁKOVÁ - J. MICHALÍK - J. PAPŠOVÁ, 1981). Jej pozícia je tu fixovaná faunou brachiopódov (*Piarorhynchella trinodosi*), zodpovedajúcou spodnému ilýru a konodontov (vrchnému pelsónu-spodnému ilýru). Vo veterníckom príkrove Malých Karpát začína v najvyšších partiách anaberských vápencov a prechádza do bázy reiflinských vápencov, kde sa strieda s monospoločenstvami drobných arenovidalín (J. MICHALÍK et al., 1986).

V korelácii s uvedenými poznatkami bazálne partie tohto intervalu kladieme do ilýru.

Vo vyšších polohách (724 m) sa objavuje nový prvok - *Ophthalmidium* cf. *carinatum* LEISCHNER (obr. 21).

Ide o značne variabilnú formu. Naše jedince sa od pôvodného druhu líšia redukovaným počtom závitov a menšími rozmermi. Vertikálne rozpätie tejto fosílie sa všeobecne uvádza v rozsahu nór-lías. V Západných Karpatoch je citovaná z karnu-nóru (J. SALAJ - K. BORZA - O. SAMUEL, 1984), pričom niektoré formy vyobrazené v tejto práci sú celkom totožné s našimi exemplármi.

Hoci spodná hranica druhu *O. cf. carinatum* nie je ničím doložená, nevylučujeme, že jeho nástup by mohol signalizovať stratigrafickú zmenu. Z tohto hľadiska by hranica anis (ilýr-ladin vo vrte mohla približne prebiehať v rozmedzí 724-747 m, teda v hĺbkach, ktoré zodpovedajú nástupu *O. cf. carinatum* a posledného výskytu arenovidalín.

4. interval zodpovedá úseku 751-800 m. Súvrstvie tvoria sivé-tmavosivé masívne vápence s rohovcami, ojedinele so slienitými hľuznatými preplástkami, v ktorých sa foraminifery temer nevyskytujú. Časté sú bezfosílné polohy. Iba v hĺbke 769,6 m sa našli 2 úlomky *Turriglomina mesotriasica* spolu s *Pseudonodosaria obconica* (REUSS), *Gaudryina triassica* TRIFONOVA, s niekoľkými ďalšími fragmentmi nodosaridných foriem.

Napriek tomu, že zastúpenie foraminifer je minimálne, významným momentom je prvý výskyt *T. mesotriasica*. Báza jej stratigrafického rozpätia sa všeobecne kladie do vrchného anisu. V Západných Karpatoch je jej nástup na báze reiflinských vápencov doložený makrofosíliami zóny *Paraceratites trinodosus*, zodpovedajúcej spodnému ilýru (J. SALAJ, 1978). Preto aj karbonátové súvrstvie sledovaného intervalu začleňujeme do ilýru.

ZÁMOSTSKÉ SÚVRSTVIE (800-825 m)

Makroskopické popisy a sedimentárna petrografia

V zámostskom súvrství sa vyskytujú čierne, tmavosivé, hnedé, sivohnedé slabo slienité, ojedinele lokálne dolomitizované organodetritické vápence s ojedinelými rohovcami a pyritovými konkréciami. Výrazným znakom sú polohy vápencov preplnených organodetritom s laminami slieňovca, respektíve slienitými kľukatými žilkami. Odlíšenie od reiflinských vápencov nie je vždy jednoznačné, jediným spoľahlivým určovacím prvkom je asociácia fauny. Ide o sediment pravdepodobne lagunárneho pôvodu (otvorená lagúna), vznikajúci pri postupnom prehlbovaní šelfovej platformy v dôsledku tektonickej aktivity. Plynulá faciálna zmena od plytkovodných sedimentov šelfovej platformy (gutensteinské súvrstvie) cez lagunárne sedimenty (zámostské vápence) až k panvovému typu sedimentácie (reiflinské súvrstvie) je tu dokumentovaná úplne jednoznačne. Zámostské súvrstvie, hoci sa nevyznačuje veľkou mocnosťou (cca 20 m), je výrazným intervalom, ktorý ako prechodný faciálny člen medzi gutensteinským a reiflinským súvrstvím je výborným stratigrafickým (hranica pelson-ilýr) aj petrografickým korelačným horizontom.

Interval 800-825 m (9 výbrusov)

Prevládajú tmavé mikritické, ojedinele slabo rekryštalizované vápence s nepravidelným podielom slienitej prímеси a ojedinele so slabou piesčitou prímесou. V niektorých úsekoch je výrazná lokálna dolomitizácia a stylolitizácia, ojedinelé sú rohovce a silicifikácia základnej hmoty. Vápence majú v priemere vysoký obsah organodetritu (20-30 %), dominujú biomikritové vápence (typ packstone + wackestone), len niektoré úseky sú na organický detrit chudobnejšie (typ mudstone). V organodetrite prevládajú krinoidy, foraminifery, bivalviá, filamenty, menej sú zastúpené ostrakódy, globochéty, dasykladaceae, ophiuroidey, ostne ježoviek, rybie zúbky a rádiolárie. Pelety a litoklasty sa vyskytujú len ojedinele. Zriedkavo sa vyskytuje jemná laminácia, zrná glaukonitu a póry zmršťovania. Z autigénnych minerálov prevláda pyrit, menej časté sú kremeň a ílové minerály. Z detritických minerálov prevláda hlavne kremeň siltovej veľkosti a sľudy, ojedinele sa našli fosfátové úlomky.

Charakteristickým znakom je výskyt ojedinelých úlomkov dasykladaceí spolu s krinoidovo-foraminiferovým spoločenstvom. Už len z prehľadu spoločenstva organizmov v detrite vyplýva, že prostredie bolo faciálne odlišné od prostredia, v ktorom sedimentovali reiflinské vápence. Pravdepodobne ide o lagunárne sedimenty s asociáciou typickou pre vnútroplatformové lagúny s normálnou salinitou.

Geochemia zámostského súvrstvia (800-825 m)

Na geochemickú charakteristiku sme odobrali vzorky z hĺbky 804 a 817 m. Sú to slienité vápence, nerozpustný zvyšok podľa celkovej chemickej analýzy dosahuje približne 16-17 %. Je tvorený prevažne ilitom, kremeňom, chloritom a K-živcom (podľa rtg-difrakčnej analýzy), ide o diageneticky stabilizované ílové minerály a autigénny K-živec a kremeň (pozri mikroskopický popis). Celková analýza vzoriek poukazuje na možnú prítomnosť K-živca (pomer $K_2O/Al_2O_3 = 0,34-0,38$). V tabuľke 15 sú zhrnuté výsledky chemických analýz.

Obsah Na je veľmi nízky, vylučuje prítomnosť Na-plagioklasu. Fe je viazané prevažne v chlorite, môže byť späté aj so sírníkmi. Porovnanie chemického zloženia s ostatnými karbonátmi vo vrte je graficky znázornené na obr. 13 až 17. Z grafov vidíme, že chemické zloženie v tejto tenkej (25 m vo vrte) litostratigraficky vyčlenenej jednotke sa výraznejšie nemení. Zmeny obsahu Sr - pokles hodnôt, ktorý sa zachováva aj v zámostských vápencoch - sme pozorovali už v spodnej časti (vo vrte) reiflinského súvrstvia (obr. 13 a 15). Vysvetlili sme ho prechodnou faciou a zmenenými podmienkami

Tabuľka 15 Výsledky chemických analýz

Oxid (%)	Vzorky		Prvky (ppm)	Vzorky	
	804	817		804	817
SiO ₂	10,15	10,07	Zn	25	42,5
TiO ₂	0,18	0,14	Cu	9,5	9,0
Al ₂ O ₃	2,53	2,81	Mn	135	123
Fe ₂ O ₃	1,31	1,08	Sr	233	248
CaO	46,56	46,34	Na	200	205
MgO	1,25	1,92	Th	2,4	2,6
K ₂ O	0,88	1,01	U	2,2	4,4
Na ₂ O	0,07	0,03	K (%)	0,70	0,97
str. su- šením	0,18	0,18	Th/U	1,1	0,6
str. ži- haním	36,88	36,49			

diagenézy. V gutensteinskom súvrství je obsah Sr limitovaný stupňom dolomitizácie. Treba upozorniť na relatívne zvýšenie obsahu Zn, ktoré sa zvyrazňuje v gutensteinskom súvrství. Obsah U a Th je blízky obsahu v reiflinských vápencoch (obr. 16 a 17).

Akcesorické ťažké minerály zámostského súvrstvia

V jedinej vzorke z hĺbky 821 m sme zistili kvalitatívne, ale predovšetkým kvantitatívne bohatú asociáciu hydrotermálnej mineralizácie. Je tu zastúpený sfalerit s obsahom 91 g/t a 87 g/t pyritu a 45 g/t celestínu.

Sfalerit je v tejto vzorke žltohnedej farby, väčšinou je v agregátoch, tvorený tetraedrickými formami kryštálov. Sfaleritové agregáty dosahujú veľkosť do 0,3 mm. Pyrit je mosadznofarby a skoro výlučne tvorí drobnokryštalické agregáty nejasného morfológického vývoja, hoci sa zdá, že v tomto prípade v jeho morfológii prevažujú v prírode menej zvyčajné čisté oktaedrické tvary kryštálov s plochami (111). Kvantitatívne zaujímavý je vývoj celestínu, ktorého obsah v horizonte 821 m je 45 g/t, čo je najviac vo vrte DV-1. Celestíny vo vzorke z hĺbky 821 m tvoria pomerne veľké, až 1,5 milimetrové kryštály, idiomorfne vyvinuté, mliečnobielej farby, s čiastočne korodovaným povrchom (fototab. 5/3). Niekedy sú kryštály celestínu bezfarebné a takmer priehľadné. Pri kvantitatívnej analýze celestínov neboli v detekčnom limite energodisperzného systému EDAX zistené žiadne prímеси. Chemická analýza celestínu na EDAX preukázala 57,58 % SrO a 42,42 % SO₄.

Celestín bol v poslednej dobe zistený vo vrte Kuklov-3 (M. MIŠÍK, 1986), kde v reiflinských vápencoch tvorí až 5 mm veľké kryštály. Pri úvahách o genéze celestínu M. MIŠÍK (l. c.) predpokladá ranodiagenetický spôsob vzniku celestínu.

Vo vrte DV-1 vznik celestínu pravdepodobne súvisí s polymetalickou mineralizáciou, ktorá zasahuje celú sekvenciu hornín vrtu DV-1. Okrem ranodiagenetického spôsobu vzniku celestínu alternatívne možno pripustiť, že celestín, ale aj ostatné sulfidy sú epigenetické a vznikli mladšou naloženou mineralizáciou.

Palynostratigrafické vyhodnotenie

Vo vzorke z hĺbky 819 m boli zistené karbonifikované spóry rodu *Verrucosporites*, ktoré E. ANTONESCU (1970) uvádza zo stredného triasu Rumunska. Na základe tohto nálezu môžeme len usudzovať, že i študované zámostské súvrstvie má stredotriasový vek.

Konodontová mikrobiostratigrafia zámostského súvrstvia

Interval 805-821 m (5 vzoriek, všetky pozitívne)

Najstarším fosiliferným súvrstvom, v ktorom boli zistené konodonty, je zámostské súvrstvie (v zmysle M. KOCHANOVEJ - J. MICHALÍKA, 1986). Sú to tmavosivé organodetritické vápence s hľuznatou textúrou a laminami slieňovca, ktoré ďalej prechádzajú do dolomitického vápenca bez konodontovej fauny. Na rozdiel od doteraz opísaných spoločenstiev z profilu vrtu je konodontová asociácia oveľa početnejšia a lepšie zachovaná.

V hĺbke 810 m sú gondolely ešte sporadické, fragmentárne, ale už v druhej vzorke (819 m) hojne nachádzame druhy *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella* n. sp., *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV). *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK a jej morfortyp *cornuta* nájdeme už len sporadicky.

V hĺbke 821 m, t. j. v najhlbšej pozitívnej vzorke z celého profilu vrtu, boli nájsené formy *Gondolella tornansis* KOVÁCS a *Gondolella* cf. *szabói* KOVÁCS, ktoré zvyčajne nebývajú spolu v jednej asociácii. Zatiaľ čo *Gondolella tornaensis* (z územia Slovenska doteraz neznáma) je typickým prvkom pelsónu (S. KOVÁCS, 1983), *Gondolella szabói* KOVÁCS bola doteraz opisovaná iba z ilýru a fasanu, z vrchnej časti zóny *trinodosus* (v zmysle G. ASSERETA, 1971) až zóny *Kellnerites* (L. KRYSTYN, 1983). Nakoľko však ide o nedostatočne zachované jedince, určené len pomocou otvorenej nomenklatury, nie je možné sa k problému presnejšie vyjadriť. Spoločenstvo tvorí typickú asociáciu pelsónskeho veku, druhovým zložením zodpovedá vrstvám tzv. "čierneho" (O. JENDREJÁKOVÁ et al., 1981; S. KOVÁCS - J. PAPŠOVÁ, 1984), t. j. zámostského súvrstvia (M. KOCHANOVÁ - J. MICHALÍK, 1986). Okrem stratigraficky fixovaných platničkovitých konodontov sa vyznačuje aj bohatým sprievodom mikrofauny vo výplavoch, ako sú napr. ihlice hubiek, ostne ježoviek, korodované foraminifery, šupiny a zúbky rýb, drobné gastropódy a ofiuroidy (obr. 18).

V zmysle členenia konodontových zón dinárskej oblasti a Maďarska (L. KRYSTYN, 1983) ide o "Assemblage-zónu" *Neospathodus kockeli* (+ *Gondolella bulgarica*), ktorá čiastočne prechádza do A. zóny *G. bifurcata*.

Foraminiforová mikrobiostratigrafia zámostského súvrstvia

Zámostské súvrstvie zachytáva iba 20 m mocný interval v hĺbke 800-825 m. Súbor sivých až tmavosivých jemnozrnných organodetritických, lokálne dolomitovaných

mikrobiosparitov až biomikritov s ojedinelými rohovcami obsahuje významné druhy fosílií, ktoré umožňujú jeho presnejšie stratigrafické datovanie.

Z najvyššej časti súvrstvia pochádza typické monospoločenstvo druhov *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Arenovidalina amylovoluta* HO, tvorené veľmi drobnými schránkami s vysokým počtom jedincov. V stredných partiách 810-821 m sme zaznamenali zvýšený výskyt nodosaridných foriem *Nodosaria raibliana* GÜMBEL, *Dentalina hoi* TRIFONOVA, *Austrocolomia* aff. *ploechingeri* OBERHAUSER a ďalších neurčiteľných fragmentov. V bazálnych polohách 822-824 m je masovo zastúpená *Glomospira densa* (PANTIČ) - indexový druh anisu. Spolu s ňou sa našiel jediný exemplár *Meandrosira dinarica* KOCHANISKY-DEVIDE et PANTIČ.

Spoločenstvá drobných arenovidalín charakterizujú komplex pod bázou reiflinských vápencov - vápence zámostského súvrstvia, ktoré bolo vyčlenené ako samostatná litostratigrafická jednotka (M. KOCHANOVÁ - J. MICHALÍK, 1986). Boli preukázané vo veterníckom príkrove Malých Karpát, kde sú korelované s konodontovou faunou ilýrskeho veku (J. MICHALÍK et al., 1986) a v chočskom príkrove Nízkych Tatier (lokalita Zámotie). Identifikované boli aj na báze reiflinských vápencov v podloží Viedenskej panvy (vo vrte Kuklov-3: K. BORZA - P. MASARYK - O. JENDREJÁKOVÁ - J. FRANCÚ - O. LINTNEROVÁ, 1985).

V zámostských vápencoch uvedených tektonických jednotiek sa asociácie arenovidalín opakovane striedajú so spoločenstvami indexových druhov *Glomospira densa*-*Glomospirella grandis*, vyššie s *Agathammina judicariensis* a zasahujú až do úrovne, kde sa objavuje *Turrioglomina mesotriasica*.

Foraminiforová fauna zámostského súvrstvia vrtu DV-1 je analogická a korelovateľná s asociáciami spomínaných oblastí. Na báze vrstevného sledu (822-824 m) masovo vystupuje *Glomospira densa*, indexová fosília rovnomennej acme-zóny, reprezentujúca v zmysle J. SALAJA vrchný pelsón (J. SALAJ, 1978; J. SALAJ - K. BORZA - O. SAMUEL, 1984). Táto hĺbka zároveň predstavuje hornú hranicu vertikálneho rozpätia *G. densa* v profile vrtu. Vyššie už nebola zastihnutá, vystriedaná je spoločenstvom drobných arenovidalín.

GUTENSTEINSKÉ SÚVRSTVIE

Makroskopické popisy a sedimentárna petrografia

Gutensteinské súvrstvie chápeme ako litostratigrafickú jednotku vyššieho rádu, ktorá zahrnuje viaceré faciálne príbuzné typy vápencov a dolomitov anisského veku. Vo vrte bolo gutensteinské súvrstvie zastihnuté v hĺbke 825 m a jeho spodná hranica nebola prevrtaná. Ako vidieť z pripojeného profilu (obr. 22), ide o výrazný horizont - 316 m nepravej mocnosti, čo predstavuje približne 220 m pravej mocnosti pri priemernom

sklone vrstiev 30° (merané na vrtných jadrách). Celkovo možno celé súvrstvie charakterizovať ako komplex prevažne tmavých sivých a sivohnedých mikritových, respektíve mikrosparitových vápencov s nepravidelnou dolomitizáciou, často s výraznými polohami dolomitov uprostred dolomitických vápencov. Od hĺbky 1 049 m až do konečnej hĺbky vrtu 1 140,8 m boli zastihnuté už len dolomity, len ojedinele slabovoápnité.

Charakteristickým znakom je veľmi nízky podiel organického detritu a fosílií - priemerne 1-3 %. Dolomity sú temer úplne "bezfosílné", tvorené dolosparitovou kryštalicou mozaikou rôznej zrnitosti.

Vápence a dolomity predstavujú sedimenty plytkého plochého šelfu rampového typu s nízkou dynamikou prostredia. Cyklické kolísanie morskej hladiny, neprítomnosť prílívov a morských prúdení vôbec dobre dokumentujú opakujúce sa polohy loferitov, pseudomorfózy po sadrovcí, polohy oolitických, červíkovitých alebo hľuznatých vápencov s rohovcami.

Vápence a dolomitické vápence s dasykladaceami

Interval 825-860,5 m

Sivohnedé, svetlohnedé kalové, ojedinele detritické, nepravidelne dolomitizované vápence (miestami až dolomity), výrazne stylolitizované so svetlými sekundárnymi kalcitovými žilkami a ojedinele so slienitými polohami. Smerom do podložia pribúda sivých a sivoružových dolomitov s brekciovitou, ojedinele hľuznatou textúrou.

Svetlé kavernózne ("mariášske") dolomity s polohami dolomitických vápencov

Interval 860,5-885,6 m

Sivé, ružovosivé, sivožlté, sivohnedé a svetlohnedé vápnité dolomity až dolomitické vápence s polohami rauwakovitých, silne kavernóznych dolomitov. Výrazným znakom je striedanie dolomitových a vápencových horizontov. Dolomity a dolomitické vápence sú prevažne zrnité, ojedinele s viditeľnými pseudomorfózami po evaporitoch, loferitovými polohami a vložkami hľuznatých vápencov s rohovcami.

Interval 885,6-915 m

Prevládajú zrnité vápnité dolomity až dolomitické vápence pomerne pestrých farieb - tmavosivé, svetlosivé, svetlohnedé, sivožlté a sivohnedé. Ojedinele sa vyskytli polohy s rohoveami, pseudomorfózami po evaporitoch, loferitové polohy a rauwaky.

Tmavé nepravidelne dolomitizované vápence až dolomity

Interval 915-958 m

Tmavosivé až hnedosivé prevažne dolomitizované vápence až dolomity s výraznými horizontmi červíkovitých vápencov s polohami slieňovca, s oolitovými polohami, loferitmi, jemne laminovanými vápnitými dolomitmi. Pomerne časté sú polohy brekcií až zlepencov.

Interval 958-1 016 m

Tmavosivé, tmavosivohnedé, sivé, prevažne dolomitické vápence, ojedinele až vápnité dolomity. Výrazné sú najmä časté polohy silne kavernóznych až rauwakovitých karbonátov, polohy oolitických vápencov, laminované horizonty, loferity a polohy brekcií.

Interval 1 016-1 049 m

Tmavosivé, hnedé a sivé dolomitické vápence až dolomity, pravidelné striedanie polôh vápencov a dolomitov. Horniny sú výrazne stylolitizované s polohami silne kavernóznych až rauwakovitých členov. Ojedinele sú polohy slienitých červíkovitých vápencov.

Bituminózne dolomity

Interval 1 049-1 097,6 m

Tmavosivé, sivé, dolomity, len ojedinele slabo vápnité. Dolomity sú silne tektonizované, miestami až brekciovité. Výrazná je stylolitizácia, ojedinele paralelná laminácia, vzácne sa vyskytli polohy so pseudomorfózami po evaporitoch a rohovce.

Interval 1 097,6-1 140,8 m

Tmavosivé, sivohnedé, čiernosivé, silne rozpukané a stylolitizované dolomity. Ojedinele sa vyskytla slabá nevýrazná laminácia, silicity a zvlnené laminy čierneho slieňovca.

Vápence a dolomitické vápence s dasykladaceami

Interval 825-860,5 (7 výbrusov)

Prevládajú mikritické slabo rekryštalizované a nepravidelne dolomitizované vápence. Ojedinele sa našli polohy organodetrítických vápencov (typu packstone) uprostred fosiliférnych až kalových vápencov (typ mudstone). Obsah jemného organického detritu je priemerne veľmi nízky (3-5 %), len v ojedinelých vzorkách značne stúpa. V organickom detrite sú zastúpené krinoidy, lastúrniky, ostrakódy, foraminifery, nepravidelne i úlomky dasykladaceí rodu *Physoporella*, gastropódy, ostne ježoviek, globochéty a riasové onkolity.

Pelety sú ojedinelé, ale prítomné temer vo všetkých vzorkách. Intraklasty tmavého mikritu sa vyskytli len ojedinele (2 vzorky). Vápence sú okrem slabej rekryštalizácie a dolomitizácie postihnuté pomerne výraznou stylolitizáciou a v niektorých prípadoch silne tektonicky porušené až brekciovité, vyhojené sekundárnym sparitom.

Z autigénnych minerálov je zastúpený pyrit, limonit, zriedkavo kremeň. Charakteristickým znakom pre niektoré horizonty sú póry zmršťovania (shrinkage pores), fenestrálny typ porozity (birds eyes) a kľukaté laminy limonitizovaného slieňa.

Svetlé kavernózne ("mariášske") dolomity s polohami dolomitických vápencov

Interval 860,5-885,6 m (11 výbrusov)

Prevládajú vápnité dolosparity s jemnozrnnou kryštálovou mozaikou (0,06-0,09 mm), ktoré sa nepravidelne striedajú s polohami dolomitizovaných, silne rekryštalizovaných mikrosparitových až sparitových vápencov s nízkym obsahom organodetritu. Vápence sú ojedinele slabo hľuznaté, s rohovcami. V organickom detrite možno rozlíšiť silne rekryštalizované relikty krinoidov, ojedinele ostrakódov a foraminifer. Horniny sú postihnuté výraznou stylolitizáciou, miestami sú silne rozpukané, kavernózne až rauwakovité. Z autigénnych minerálov je prítomný pyrit, limonit a ojedinele kremeň. Ojedinele sa vyskytli polohy s pseudomorfózami po sadrovcí.

Interval 885,6-915 m (15 výbrusov)

Prevládajú zrnité dolomity s dolosparitovou kryštálickou mozaikou. Dolosparity sú často silne tektonicky prepracované, stylolitizované, s ojedinelými reliktnými organického

detritu. Obsah fosílií a organického detritu je zanedbateľný a len ojedinele dosahuje 2-3 %. Zo silne rekryštalizovaných reliktov sa podarilo identifikovať úlomky krinoidov, foraminifer a ostrakódov. Vzácnne sa vyskytli polohy dolomitických vápencov až vápnitých dolomitov s mikrosparitovou štruktúrou základnej hmoty. Ojedinele bolo možné rozlíšiť reliktu po loferitových štruktúrach, póry zmršťovania, pseudomorfózy po evaporitoch a lokálnu silicifikáciu (mikrorohovce). Výrazné sú polohy silne kavernóznych dolomitov. Z autigénnych minerálov sa vyskytuje pyrit a limonit.

Tmavé, nepravidelne dolomitizované vápence až dolomity

Interval 915-958 m (22 výbrusov)

Prevládajú slabo rekryštalizované mikritové a mikrosparitové vápence, postihnuté nepravidelnou dolomitizáciou, s ojedinelými polohami vápnitých dolomitov. Obsah organického detritu je celkove veľmi nízky, priemerne 1-2 %, silne dominujú temer bezfosílna mikrosparity (mudstone). Výrazné sú polohy oolitických vápencov (typu grainstone a wackestone). V jemnom organickom detrite boli identifikované krinoidy, ostrakódy, foraminifery, filamenty a vzácnne globochéty, úlomky lastúrnikov a gastropódov, pelety a aeolisaky. Vápence sú postihnuté výraznou stylolitizáciou, ojedinele sa našli drobné rohovce, loferitové štruktúry a kavernózne a brekciovité horizonty. Z autigénnych minerálov sa našiel pyrit, limonit a kremeň.

Interval 950-1 016 m (30 výbrusov)

Súvrstvie je charakterizované nepravidelne dolomitizovanými mikritovými až mikrosparitovými vápencami, ojedinele až vápnitými dolomitmi. Obsah alochémov je celkove veľmi nízky (2-3 %), prevládajú fosiliférne mikrity a mikrosparity typu mudstone a len vzácnne typy wackestone a grainstone. V organickom detrite boli identifikované prevažne silne rekryštalizované reliktu ostrakódov, krinoidov, foraminifery, filamenty, ojedinele aeolisaky, lastúrniky, gastropódy, dasykladaceae, globochéty, a ofiuroidy. Ďalej boli zistené tieto sedimentárne štruktúry: póry zmršťovania, fenestrálna porozita (birds eyes), pseudomorfózy po kryštáloch sadrovca, respektíve anhydritu, paralelná laminácia, silicifikácia, loferity a polohy mikrobrekcií. Výrazným prvkom sú ojedinelé polohy silne rekryštalizovaných a dolomitizovaných oolitických vápencov. Ojedinele sa vyskytli polohy hľuznatých vápencov s rohovcami. Vzácnne sa našiel autigénny pyrit a limonit, ojedinele aj autigénny a detritický kremeň.

Interval 1 016-1 049 m (12 výbrusov)

Prevládajú prevažne slabo rekryštalizované a dolomitizované mikrosparitové vápence až dolomitické vápence. V menšej miere sú zastúpené zrnité dolomity, ktoré sa s vápencami pravidelne striedajú. Obsah organického detritu vo vápencoch je celkove veľmi nízky - priemerný obsah je 2-3 %, prevládajúcim typom sú fosiliférne mikritové vápence typu mudstone, vzácne typu wackestone. V jemnom organickom detrite sú najviac zastúpené krinoidy, foraminifery a ostrakódy, ojedinele filaments, lastúrniky, gastropódy, aeolisaky a ophiury. Obsah peletov a litoklastov je zanedbateľný. Zo sedimentovaných štruktúr boli zistené: loferitová štruktúra, paralelná laminácia, pseudomorfózy po evaporitoch, póry zmršťovania, fenestrálna štruktúra (birds eyes), silicifikácia základnej hmoty - mikrorohovce (0,1-1 mm), stylolitizácia, parciálna dolomitizácia a rekryštalizácia. Zo sekundárnych minerálov bol zistený pyrit, limonit, ojedinele sa vyskytol detritický kremeň siltovej veľkosti.

Bituminózne dolomity

Interval 1 049-1 097,6 m (30 výbrusov)

Prevládajú zrnité dolomity, len ojedinele slabo vápnité, odlišujúce sa navzájom len zrornosťou kryštálovej mozaiky. Celkove dominujú jemnozrnné (0,04-0,1 mm) dolomikrity, sparity s reliktnými mikritu sú zastúpené menej. Dolomity sú často tektonizované, brekciovité, s výraznou stylolitizáciou. Sú prevažne bezfosílné, len ojedinele sa zachovali nejasné relikty po krinoidových článkoch a aeolisakoch. Boli zistené tieto sedimentárne štruktúry: póry zmršťovania, fenestrálna porozita, paralelná laminácia, silicifikácia a pseudomorfózy po evaporitoch. Zo sekundárnych minerálov je bežný pyrit, prevažne je idiomorfny, ojedinele tvorí aj drobné konkrécie.

Interval 1 027,6-1 140,8 m (38 výbrusov)

Súvrstvie je zložené výlučne z jemnozrnných, len ojedinele slabo vápnitých dolomitov. Prevládajú jemnozrnné a strednozrnné dolosparity a dolomikrosparity, hrubozrnné dolosparity sú pomerne zriedkavé (zrornosť nad 0,12 mm). Dolomity sú prevažne bezfosílné, len ojedinele sa našli relikty po organodetritickej štruktúre. Zo silne rekryštalizovaných reliktov sa podarilo identifikovať krinoidy, ostrakódy, foraminifery, aeolisaky a ojedinelé pelety a litoklasty. Dolomity sú silne tektonicky prepracované, často majú charakter brekcie. Zo sedimentárnych štruktúr boli zistené: póry zmršťovania, fenestrálna porozita, pseudomorfózy po evaporitoch, mikrobrekcie až mikrozelepenec, paralelná laminácia, mikrorohovce - lokálna silicifikácia a výrazná stylolitizácia. Z autigénnych minerálov je bežný pyrit a limonit, ojedinele sa našiel aj kremeň.

Geochémia gutensteinského súvrstvia

Geochemicky boli spracované len 3 vzorky, a to z najvrchnejšej časti od 831 do 856 m.

Ide o vápencovo-dolomitové súvrstvie, vzhľadom na stupeň dolomitizácie veľmi premenlivé. Obsah nekarbonátových minerálov je vo vrchnej časti veľmi nízky, nerozpustný zvyšok (z celkovej chemickej analýzy) je približne 1 % (obr. 13).

Výsledky chemických analýz uvádzame v tabuľke 16 (obr. 13 a 15), obsah Sr klesá so vzrastajúcim stupňom dolomitizácie. Podobná tendencia sa črtá u Zn: slabo dolomitický vápenec (856 m) dosahuje až 113 ppm Zn. Priamu závislosť medzi obsahom Zn a stupňom dolomitizácie však nepredpokladáme. Z týchto vzoriek je ťažké robiť závery o procese dolomitizácie v sledovanom súvrství, ako aj o zložení diagenetických roztokov (2. vysoký obsah Zn, veľmi nízky obsah Mn, Cu).

Asociácia akcesorických ťažkých minerálov v gutensteinskom súvrství

Vo vzorkách z gutensteinského súvrstvia sú akcesorické minerály zastúpené značne nerovnomerne. Chýbajú tu akékoľvek stopy reliktných, ale aj autigénnych minerálov. V gutensteinskom súvrství bola zaznamenaná len paragenéza hydrotermálnych minerálov, ktorých zdroj bol s veľkou pravdepodobnosťou totožný so zdrojom hydrotermálnej mineralizácie lunzského súvrstvia, reiflinského súvrstvia a zámostského súvrstvia.

Z gutensteinského súvrstvia boli akcesorické minerály preskúvané vo viacerých vzorkách, ale kvantitatívne boli vyhodnotené len 2 nerozpustné zvyšky z hĺbky 852 m a z hĺbky 930,7 m. Vo vzorke z hĺbky 852 m bolo zaznamenaných 58 g/t galenitu, 47 g/t sfaleritu a stopové množstvo pyritu. Galenit má hexaedrický habitus a často tvorí agregáty (fototab. 6/1). Povrch zrn galenitu je matný a značne kavernózný (fototab. 6/2), čo však v tomto prípade nesvedčí o korózii galenitu mladšími fluidami, ale pravdepodobne ide o koróziu galenitu, ktorú spôsobila kyselina octová pri rozpúšťaní vzoriek vápencov. Aj sfalerit, podobne ako galenit, často tvorí kryštálové agregáty. Kryštály sfaleritu sú v tetraedrickom vývoji, majú žltohnedú farbu, len lokálne čiernohnedú, a to pravdepodobne v miestach zvýšeného obsahu železa. Pyrit je vo vzorke zastúpený len stopovo.

Polymetalická mineralizácia vo vzorke z hĺbky 930,7 m je kvantitatívne slabšie vyvinutá a možno konštatovať, že ani vzorky z väčších hĺbok, ktoré boli prezerané, ale neboli vyhodnocované, už nevykazovali zvýšené koncentrácie epigenetických minerálov. Vo vzorke z hĺbky 930,7 m bol zaznamenaný len veľmi drobnozrnný pyrit s obsahom do

Tabuľka 16 Výsledky chemických analýz

Oxid (%)	Vzorky (m vrtu)		
	831	845	856
SiO ₂	0,19	0,57	0,76
TiO ₂	0,01	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	0,03	0,08	0,25
Fe ₂ O ₃	0,07	0,06	0,17
CaO	37,71	46,98	51,86
MgO	16,90	8,41	2,92
K ₂ O	0,02	0,10	0,03
Na ₂ O	-	-	0,03
str. sušením	0,05	0,06	0,14
str. žiňaním	44,88	43,76	43,64
Prvky (ppm)			
Zn	10	93	113,5
Cu	12	11	12,5
Sr	115	305	410
Mn	39	69	56
Na	180	90	130
Prvky (ppm)			
Th	0,7	0,5	0,3
U	1,3	2,4	1,8
Th/U	0,5	0,2	0,2
K (%)	0,03	0,01	0,03

0,5 g/t v oktaedrickom vývoji a do 0,5 g/t sfaleritu. Čistý oktaedrický vývoj pyritu, inak v prírode menej obvyklý, bol vo väčšom množstve zaznamenaný aj v reiflinských vápencoch, čo podporuje predstavu o súvisе polymetalickej mineralizácie v gutensteinskom súvrství a v reiflinskom súvrství. Sfalerit vo vzorke z 930,7 m je

xenomorfné obmedzený a má charakteristickú žltohnedú, respektíve medovožltú farbu bez tmavohnedých až čiernohnedých odtieňov. Galenit, ale ani žiadne iné sulfidy prípadne sírany, neboli vo vzorke z tejto hĺbky zistené.

V priestore vrtu Dobrá Voda nemožno hydrotermálnu mineralizáciu odvodzovať od magmatického zdroja. Bolo by možné vysvetliť ju prítomnosťou silne mineralizovaných roztokov, ktoré často sprevádzajú ložiská živíc. Tieto mineralizované vody - soľanky - majú v sebe schopnosť koncentrovať aj polymetalické kovy (A. B. CARPENTER et al., 1974), ktoré sú vo vhodných podmienkach (napr. pri zmene pH) schopné precipitovať formou polymetalickej mineralizácie.

Organické látky v gutensteinskom súvrství

Organické látky sú v gutensteinskom súvrství viazané na ílovitú hmotu v stylolitoch, laminách a preplástkoch v dolomitických vápencoch a dolomitoch. Vo vrchnej časti gutensteinského súvrstvia v hĺbkach 800-900 m obsahujú tmavé dolomitické vápence pomerne vysoké koncentrácie organických látok, a to tak celkového organického uhlíka ($C_{org} = 1,5-1,8 \%$), ako aj viazaných (S2) a voľných uhľovodíkov (S1). Organické látky sú prevažne morského (planktonického) pôvodu, vitrinit nebol zistený, sú bohatšie na vodík (majú vyšší vodíkový index IH; obr. 25).

Podľa uhľovodíkového potenciálu (tab. 17: $S1 + S2 = \text{cca } 4 \text{ kg CH/t horniny}$) môžeme túto časť súvrstvia charakterizovať ako dobré roponosné materské horniny a zdroj bitúmenových uhľovodíkov v týchto a priľahlých horninách, ktorých zvýšená koncentrácia bola sledovaná metódou Rock-Eval (S1) aj luminiscenčnými skúškami (UV lampou; obr. 5).

Hlbšia časť gutensteinského súvrstvia (pod 900 m) je celkovo chudobnejšia na organické látky, a tým aj na uhľovodíkovú zložku.

Štádium premeny gutensteinského súvrstvia je podľa T_{max} obdobné ako v lunzskom a reiflinskom súvrství (nižšie hodnoty T_{max} sú prejavom morského typu kerogénu).

Palynostratigrafické vyhodnotenie

Asociácie sporomorf pochádzajú z hĺbky 1 134-1 136 m. Väčšina sporomorf bola postihnutá karbonifikáciou. Len niekoľko spór sa zachovalo natoľko, že bolo možné určiť druhy. Sú nasledovného zloženia: *Cyclotrites subgranulatus* MÄDLER, uvádzaný zo stredného triasu, *Cyathitides* sp. so širokým vekovým diapazónom, *Ovalipollis lunzensis*

KLAUS s rozšírením od stredného do vrchného triasu, *Alisporites grauvogeli* VISSCH. s rozšírením v strednom triase (anis), *Custianisporites triangulatus* ANTONESCU s rozšírením v anise, *Taeniaesporites noviaulensis* LESCHIK zo stredného triasu až karnu.

Všetky ostatné spóry a peľové zrná boli neurčiteľné. Podľa rozšírenia druhov v tomto komplexe sedimentov môžeme predpokladať stredotriasový vek. Malý počet určených druhov vo 2 vzorkách nie je však dostačujúci pre spoľahlivú vekovú identifikáciu.

Foraminiforová mikrobiostratigrafia gutensteinského súvrstvia

Gutensteinské súvrstvie sa vyznačuje veľkou mocnosťou, zaberá interval v hĺbke 825-1 140 m. V tomto komplexe sivých až tmavosivých a sivohnedých dolomitických vápencov a dolomitov sú foraminifery pomerne zriedkavé, málo diverzifikované, počet jedincov je mimoriadne nízky. Schránky jednotlivých druhov sú nerovnomerne rozptýlené vo vrstevnom slede. Dlhé intervaly sú bezfosílné. Napriek tomu sa medzi foraminiferami gutensteinských vrstiev vyskytujú stratigraficky významné elementy. K nim patria druhy *Glomospira densa* (PANTIČ) a *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE et PANTIČ, všeobecne pokladané za indexové fosílie anisu (pelsón-ilýr).

G. densa sa objavuje v profile vrtu prvý raz v hĺbke 868 m. Prechádza do najvyššej časti súvrstvia, kde sa k nej pridružuje *Glomospirella semiplana* (PANTIČ). V bazálnych polohách zámorských vrstiev (822-824 m) dosahuje maximum rozvoja a vytvára typické monospoločenstvo.

M. dinarica sa objavuje skôr, ale vyskytuje sa iba sporadicky. V hĺbke 993,6 m boli nájdené 3 schránky *M. aff. dinarica* a *Meandrospira* sp. Schránky sú zachované, patria nedospelým jedincom.

Smerom do podložia foraminifery stále viac ubúdajú. V ostávajúcom úseku vápencovo-dolomitového komplexu majú mizivé zastúpenie. Ide prevažne o fragmenty nodosariidných foriem so širším vertikálnym rozpätím: *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Dentalina hoi* TRIFONOVA, *Nodosaria aff. ordinata ordinata* TRIFONOVA. Spomenúť treba ešte nález jedinej schránky *Glomospirella triphonensis* BROENNIMANN, ZANINETTI, BOZORGNIA et HUBER, pochádzajúcej z tmavosivého doskovitého červíkovitého vápence v hĺbke 1 021 m.

Anisská foraminiforová stratigrafia sa opiera o niekoľko indexových fosílií, medzi ktoré patria aj niektoré druhy meandrospir. *Meandrospira dinarica* je významný stredno- až vrchnoanisský druh, viazaný hlavne na riasové vápence. Prvý raz bol opísaný z anisských uloženín Dinaríd (V. KOCHANSKY-DEVIDÉ - S. PANTIČ, 1966). Má

ZÁVER

DISKUSIA O STRATIGRAFICKOM ČLENENÍ PREVŔTANEJ SEKVENCIE

Na základe komplexnej litofaciálnej analýzy sme rozčlenili sekvenciu prevŕtanú vrtom DV-1 na 4 súvrstvia, v ktorých bolo možné ďalej rozoznať 12 charakteristických litofácií, tvoriacich jednotlivé vrstevné členy. Toto členenie, ktorého sme sa pridŕžali pri spracúvaní výsledkov v predloženej správe, je nasledovné (obr. 22):

- | | |
|----------------------------|---|
| D: LUNZSKÉ SÚVRSTVIE | – 12. bridlice s liticko-živcovými drobnami (144–318 m)
– 11. bridlice s laminovanými siltovcami (318–432 m)
– 10. bridlice s halobiami (19–103 m; 432–537 m) |
| C: REIFLINSKÉ SÚVRSTVIE | – 9. masívne rohovcové vápence (128–144; 537,1–579; 591,5–613,7; 700–753 m)
– 8. hfuznaté rohovcové vápence (579–915; 614,7–629; 755–800 m)
– 7. tmavé ("partnašské") sliene (629–678; 753–755 m)
– 6. bituminózne rohovcové vápence (678–700 m) |
| B: ZÁMOSTSKÉ SÚVRSTVIE | – 5. tmavé fosiliférne vápence (800–825 m) |
| A: GUTENSTEINSKÉ SÚVRSTVIE | – 4. vápence s dasykladaceami (825–860,5 m)
– 3. "mariášske" dolomity (860,5–915,6 m)
– 2. tmavé dolomitizované vápence (915,6–1 049 m)
– 1. bituminózne dolomity (1 049–1 140,8 m) |

1. Najstarší vrstevný člen možno porovnávať s reichenhallskými dolomitmi Severných Vápencových Álp (T. BECHSTÄDT-H. MOSTLER, 1973). V karpatských jednotkách však nie sú takéto uloženiny častým javom. Je však tiež možné, že obohatenie bitúmenu je druhotné a súvisí s blízkosťou prešmykovej zóny, ktorú predpokladáme v blízkom podloží pod dnom vrtu. Tento vrstevný člen obsahuje len vzácne reliktý krinoidových článkov a zvyšky silne karbonizovaných spór, medzi ktorými sa podarilo určiť len niekoľko anisských druhov, zväčša s veľmi širokým stratigrafickým rozpätím. Na základe týchto sporných údajov sa nám nepodarilo vek týchto vrstiev upresniť bližšie než bitýn-spodný pelsón.

2. Tmavé, často dolomitizované vápence zodpovedajú zhruba definíciam

gutensteinských vápencov z Východných Álp (E. FLÜGEL - M. KIRSCHMAYER, 1963; SUMMESBERGER - L. WAGNER, 1971). I v Západných Karpatoch, napriek častému veľmi širokému chápaniu tohto termínu, bývajú pod týmto názvom popisované práve podobné sedimenty. Dolomitizácia vrstiev vo vrte DV-1 je pomerne pokročilá, takže zvyšky organizmov bývajú značne poškodené. Pozostatky mikrofauny, najmä ostrakódov a foraminifer, sa tu vyskytujú v niekoľkých horizontoch. Významný je výskyt druhu *Meandrospira dinarica*, ktorý indikuje pelsónsky vek vápenca (prvý výskyt pravdepodobne juvenilného jedinca sme zaznamenali v hĺbke 993,6 m).

3. Klasifikácii a členeniu strednotriasových dolomitových komplexov (gutensteinské, ramsauské, reiflinské a iné dolomity) býva tradične venovaná len minimálna pozornosť. Náš "mariášsky" dolomit sa vyznačuje masívnou stavbou, popolovitosivou farbou a častou rauwakovitou textúrou, ktorá mohla byť spôsobená prítomnosťou evaporitových teliesok. Všetky tieto znaky zodpovedajú horninám, ktoré tvoria svahy kopcov okolo doliny Mariáš, jz. od hradu pri Dobrej Vode. Tento dolomit síce obsahuje reliktory krinoidových článkov, ostrakódov a foraminifer, ale žiadne z nich sa nepodarilo určiť. Jeho vek je preto stanovený len na základe datovania nadložných a podložných vrstiev ako pelsónsky.

4. Detritické "vápence s dasykladaceami" v skutočnosti obsahujú len izolované fragmenty rias, krinoidov, schránok mäkkýšov, ostrakódov, foraminifer, poukazujúcich na prínos z oblasti biogénnej sedimentácie. Tento fakt ich dovoľuje paralelizovať s okrajovými faciami steinalmských vápencov. Výskyt foraminifer *Glomospira densa* a *Meandrospira dinarica* potvrdzuje ich pelsónsky (zrejme vrchnopelsónsky) vek.

zámorst ? 5. Tmavé organogénne bezrohovcové vápence zámostského súvrstvia tvoria charakteristický litostratigrafický člen bielovážskej sekvencie chočského príkrovu, popísaný dosiaľ z viacerých profilov Západných Karpát (O. JENDREJÁKOVÁ et al., 1981; M. KOCHANOVÁ - J. MICHALÍK, 1986). Je známy i z veternického príkrovu Malých Karpát (J. MICHALÍK et al., 1986). Zvyšky makrofosílií, také typické pre iné lokality, sme v profile DV-1 nenašli. Zato asociácia mikrofosílií je bohatá. Spóry sú zastúpené karbonifikovanými zvyškami rodu *Verrucosisporites*. Bazálne polohy súvrstvia obsahujú monoasociáciu foraminifer *Glomospira densa* a konodonty *Gondolella bulgarica*, *G. tomaensis*, *G. bifurcata bifurcata* a *G. bifurcata hanbulogi*, indikujúce najvyšší pelsón. Vo vyššej časti súvrstvia sa objavuje asociácia drobných arenovidalín (*A. chialingchiangensis*, *A. amylovoluta*) spolu s bohatou asociáciou konodontov pelsónsko-ilýrského hraničného intervalu dominujúca *G. hanbulogi* spolu s *G. bifurcata*, *G. constricta* a *G. bulgarica* (obr. 18-20). Celý vrstevný sled tohto súvrstvia je teda ekvivalentný s jasenským vápencom zámostského súvrstvia od Predajnej (ráztocké vápence nie sú v našom profile vyvinuté). Konodontová fauna zo zámostského súvrstvia vrty DV-1 je vo všeobecnosti pestrejšia rozmanitejšia než bola dosiaľ známa zo Západných Karpát.

Pravda, pelsónske asociácie jednotlivých faciálnych oblastí sa často dosť líšia: napríklad pelsónsku asociáciu vo vrte Studienka-83 charakterizujú druhy *Neospathodus kockeli*, *N. germanicus*, *Gladigondolella malayensis budurovi*, dominancia druhu *N. kockeli* je charakteristická i pre profil pri Zámostí. V iných profiloch však dominuje *Gondolella bulgarica*, ktorá s predchádzajúcim druhom alternuje.

6-9. Rozmiestnenie litofácií reiflinského súvrstvia vo vrtnom profile poukazuje na ich pravdepodobne stále laterálne zastupovania. Vo vertikálnej sekvencii sa preto (s výnimkou litofácie 6) môžu objavovať niekoľkonásobne, čo možno najlepšie vysvetliť ako prstovité vyklíňovanie sedimentov laterálne susediacich litofaciálnych zón. Len litofácia 6 (bituminózne rohovcové vápence) poukazuje na časovo obmedzený "anoxický event" v sedimentačnej panve. Tmavé sliene (litofáciu 7) možno považovať za ekvivalent partnašských bridlíc zo Severných Vápencových Álp (H. MILLER, 1971; T. BECHSTÄDT - H. MOSTLER, 1974). I nasledujúce 2 litofácie sú dobre korelovateľné s členením reiflinských vápencov z Álp (D. GESSNER, 1966). Litofácia rohovcových hľuznatých vápencov (8) sa zhoduje s "Knollenkalkom" alpských profilov, kým masívne rohovcové vápence (9) sú nápadne podobné "Bankkalku" (T. BECHSTÄDT - H. MOSTLER, l. c.). Obe tieto litofácie sú v podobnej sukcesii známe i z radu západokarpatských profilov. I foraminiferové spoločenstvá reiflinského súvrstvia v študovanom profile sú obdobné s analogickými spoločenstvami chočského príkrovu Nízkych Tatier, veternického príkrovu Malých Karpát či podložia Viedenskej panvy (vrt Kuklov-3 etc.). Na druhej strane, konodontová fauna má vo viacerých rysoch odlišnú distribúciu.

Bazálna časť reiflinského súvrstvia vo vrte DV-1, zastúpená "Knollenkalkom", obsahuje len chudobnú, nejasne definovateľnú asociáciu gondolel (*G. hanbulogi*, *G. excelsa*, *G. comuta*). Objavenie sa foraminifery *Turriglomina mesotriasica* možno približne korelovať so spodnou hranicou ilýru, vyššie sa objavujú druhy *Agathammina? iranica* a *Ophthalmidium cf. carinatum*.

Stredná časť súvrstvia je z hľadiska mikrofauny dosť atypická. Obsahuje bežné ladinsko-karnské druhy foraminifer a len zriedkavé konodonty. Medzi nimi chýbajú charakteristické vrchnoilýrske a fasanské druhy, ktoré tvoria práve najbohatšie asociácie v centrálno-karpatských profiloch i vo vrtných jadrách z podložia Viedenskej panvy (vrty Závod-74, 75 a pod.). I nájdené sporadické jedince sú zle zachované - nesú znaky korózie. Je možné, že tieto javy súvisia s prehĺbením panvy a zosilnením terigénnej na úkor vápnitej sedimentácie.

Vrchná časť súvrstvia obsahuje opäť bežné longobardské i kordevolské typy foraminifer i konodontov, známe z profilov v chočskom príkrove Nízkych Tatier alebo Strážovských vrchov (obr. 20). Zvláštnosťou je však zloženie asociácií v alodapických vápencových vložkách, ktoré sa skladajú z oftalmidií a radu druhov (*Hydrania dulloi*, *Bispiranella aff. subcarinata* etc.) známych len z karnských rifových tisovských vápencov Stratenskej hornatiny a Muránskej planiny (alebo z Grécka a Juhoslávie), kde sa

Reiflinský

vyskytujú spolu so sfinktozoami. Tieto fosílie boli prinesené z oblasti karbonátovej platformy, priľahlej k panve reiflinského súvrstvia. Najväčším prevapením v tejto sekvencii bol však obsah mikrofosílií v najvyšších polohách reiflinského súvrstvia. Tvorili ho spoločenstvá agatamín, nápadne podobné asociáciám "halobiových bridlíc" (10) lunzského súvrstvia, i niekoľko julských foriem konodontov, ktoré sa dosiaľ nikde v reiflinských vápencoch Západných Karpát nevyskytli. S faunou Východných Álp je ťažké tieto asociácie porovnávať najmä preto, lebo podľa literárnych údajov (L. KRYSTYN, 1978, 1980) profily tam majú obvykle kondenzované vrstevné sledy a je tendencia zlučovať kordevolský a julský podstupeň. Lepšia korelácia sa ponúka s gréckym profilom Epidauros (L. KRYSTYN, l. c.). Ostáva otázkou, či je báza lunzského súvrstvia v profile vrtu DV-1 mladšia než v centrálnych Karpatoch, alebo či v dosiaľ známych profiloch chočského príkrovu boli najmladšie horizonty reiflinských vápencov erodované ešte pred usadením prvých flocov lunzského súvrstvia.

10. Bridlice s halobiami tvoria spodnú časť lunzského súvrstvia. (Prevaha flocov vo vrstevnom slede tohto súvrstvia je argumentom skôr pre koreláciu tejto sekvencie s reingrabenským súvrstvom Východných Álp. K lunzskému súvrstviu sme ju priradili len provizórne, v súlade s konvenciou, bežne užívanou v Karpatoch). "Halobiové bridlice" obsahujú o niečo vyšší podiel vložiek živcových drôb až subarkóz než mladšie vrstevné členy, v ich tmeli je častejšia kalcitová prímes. Niektoré bridličnaté polohy obsahujú bohatú asociáciu rastlinných zvyškov (od úlomkov dreva, vetvičiek, sporomorf až po zvyšky morského planktónu - napr. vo vrstve z hĺbky 536 m). Prevládajú v nej typy, charakterizované ako julske. Julské formy charakterizujú i mikrofaunu foraminifer z ojedinelých fosiliférnych polôh. Prevládajú tu veľmi drobné agatamíny, pripomínajúce spoločenstvá "aónových vrstiev" z Álp alebo Bakonského pohoria. Podobné asociácie sa nachádzajú i v sekvenciách z podložia Viedenskej panvy (vrty Šaštín-10, Kuklov-3 a pod.). Na rozdiel od nich, z Centrálnych Karpát (lokalita Svarín) J. SALAJ - O. JENDREJÁKOVÁ (1967) opísali odlišné asociácie, charakteristické prevahou lamelikónov a duostomíd. Podobnosť "bridlíc s halobiami" a "aónových vrstiev" Álp zvýrazňuje i prítomnosť lumachiel lastúrnikov *Halobia rugosa*, *H. ex gr. superba* spolu s amonitom, podobným druhu *Camites floridus* (patriacim do zóny *Trachyceras aon* až *T. aonides*).

11.-12. Bridlice s laminovanými siltovcami a bridlice s liticko-živcovými drobnami obsahujú jedinú vložku silicifikovaného konkréciového vápenca (171 m), v ktorej je okrem vysokej koncentrácie uránu množstvo miliolidných a nodosariidných foraminifer karnského typu. Okrem tejto polohy sme v celej sekvencii nikde nenašli zvyšky fauny. Oveľa rozmanitejšie a rovnomernejšie zastúpené sú bohaté asociácie spór výtrusných rastlín (najbohatšia asociácia výtrusov papraďorastov sa nachádza v hĺbke 218-219 m). Zastupujú však výhradne suchozemskú a močiarnu flóru. Medzi týmito druhmi je rad pokročilejších foriem, ako sa vyskytujú vo vyššom karne. Predpoklad o tuvalscom veku tejto časti súvrstvia by však bolo potrebné doložiť ešte ďalšími argumentmi.

POZNÁMKY K VÝVOJU SEDIMENTÁCIE A PALEOGEOGRAFICKE ZÁVERY

Bituminózne dolomity sú najstarším členom študovanej sekvencie, pripomínajúcim reichenhallské vrstvy z Východných Álp. Prevládajú v nich zrnité dolosparity, odlišujúce sa navzájom len zrornosťou kryštálovej mozaiky, často sú stylolitizované až brekciovité. Vzácné sú reliktý krinoidov, karbonifikované spóry, póry vysychania, pseudomorfózy po evaporitoch a polohy mikrobrekcií až mikrozelepcov. Všetky tieto znaky charakterizujú prostredie prílivovej plošiny s minimálnou energiou.

Tmavé dolomitizované vápence sú typickými predstaviteľmi gutensteinského súvrstvia. Sú to slabo rekryštalizované fosiliférne biomikrity a mikrosparity s nízkym obsahom detritu (mudstones), často výrazne dolomitizované, až s prechodmi do sivých dolosparitov. Predstavujú sedimenty veľmi plochého nediferencovaného šelfu rampového typu bez stôp prílivových či iných prúdení. Cyklické kolísanie morskej hladiny dokumentujú opakujúce sa polohy so stromatolitickými textúrami, prejavy evaporácie, oolitické, červíkovité a hľuznaté vápence s občasnými rohovcami. I výskyt mikrofauny v izolovaných horizontoch, oddelených jalovými intervalmi, nasvedčuje epizodickému trvaniu období priaznivých pre život foraminifer a ostrakódov.

Svetlosivé kavernózne "mariáškse" dolomity sa skladajú zväčša z dolosparitov s jemnozrnnou kryštalickou mozaikou, pseudomorfózami po sadrovcí a ojedinelými zvyškami krinoidov a ostrakódov. Predstavujú produkt izolovaného lagunárneho až supratidálneho prostredia. Z geochemického hľadiska je tu zaujímavé zvýšenie podielu Zn (šťasti však môže súvisieť s epigenetickou hydrotermálnou mineralizáciou pyrit-sfalerit).

Najvyššiu časť gutensteinského súvrstvia charakterizujú **sivohnedé a sivé dolomitické vápence** s polohami riasového detritu. Prevládajú slabo rekryštalizované a nepravidelne dolomitizované mikrity. V týchto vápencoch sa objavujú už typické pelsónske mikrofólie, svedčiace o vyrovnávaní morských pomerov. V období sedimentácie tohto člena sa postupne začali vytvárať bariérové karbonátové platformy, ktoré počas búrkových vlnení do oblasti chránenej lagúny dodávali biotetritický materiál. Extrémne plytkomorské podmienky dokladajú zóny vysychania a birds eyes, ako aj riasové onkolity, zachované vo vápencoch.

Tmavé organogénne vápence zámostského súvrstvia ("jasenské vápence") predstavujú veľmi charakteristický komplex slabo piesčitých organodetritických biomikritov (packstones, respektíve wackestones) s ojedinelými rohovcami, pyritovými konkréciami a laminami slieňa. Obsahujú bohatú mikrofaunu foraminifer, konodontov, krinoidov, ostrakódov a lastúrníkov. Ojedinelý je glaukonit a póry vysychania. Tieto znaky svedčia o stabilizovaní systému vnútroplatformových lagún, ktoré mali spojenie s otvoreným morom, a preto normálnu salinitu. Diverzifikácia, najmä konodontových faun, svedčí o členitom, rôznorodom prostredí s bohatým zastúpením or-

Bridlice s laminovanými siltovcami (hĺbka 318-432 m) pozostávajú z tmavosivých ílovcov s prímiesou klastického kremeňa a šupiniek sludy, ktoré obsahujú vložky jemnozrnných (0,09 mm) arkóz až subarkóz so zreteľnou paralelnou i zvlnenou lamináciou. Táto časť sekvencie obsahuje bohaté asociácie spór výtrusných rastlín, indukujúce pôvod materiálu vo vlhkom močiarnom až riečnom prostredí. Prítomnosť cykasovitých charakterizuje príbrežné pásmo (veľkých riek alebo jazier?), *Coniferopsida* zas vyššie, suchšie elevácie pevniny. Zvyšky morského planktónu chýbajú. Sediment však okrem splachu z pevniny obsahuje i zrnká glaukonitu, ktoré mohli vzniknúť len v morskom prostredí. Lunzské či reingrabenské súvrstvie (podobne ako raibelské súvrstvie južnejších oblastí) predstavuje náhle karnské prerušenie karbonátovej sedimentácie na obrovskej ploche triasových karbonátových platforiem západného ukončenia Tetýdy. Takúto udalosť treba chápať v širších súvislostiach globálnych procesov na rozhraní stredného a vrchného triasu. Emerzia v tej dobe viac alebo menej postihla celý severoeurópsky šelf a prejavila sa i v epikontinentálnych panvách. Transport materiálu od S až k západu dokazuje, že v tej dobe bola plocha šelfu ešte súvislá, takže dovoľovala vytvorenie transportných kanálov z pevninského zázemia. Pomerne dlhý transport (viac než tisíc km) musel prebiehať veľmi rýchlo (sediment nesie len znaky granulometrického, nie látkového vytriedenia ako v spodnom triase), čo predpokladá pomerne priame prínosové prúdy, zásobené veľkým množstvom vody. Aj ekologická analýza mikroflóry ukazuje na humídne teplé podnebie. Sediment postupoval rýchlo progradujúcimi nánosovými kuželmi do vnútra intraplatformných depresí a bol roznášaný pozdĺžnymi prúdmi.

Bridlice s liticko-živcovými drobkami (hĺbka 144-318 m) pozostávajú z bridlíc s ojedinelými šupinkami slúd a chloritu, zrnami kremeňa, živcov a úlomkov karbonátov. Klastické vložky sú tvorené drobnnozrnnými (0,1 mm) drobkami až subarkózami. Sediment obsahuje pomerne veľa reliktných minerálov, pochádzajúcich z plytko zrezaných peraluminóznych anatektických granitov kôrového pôvodu (niektoré typy zirkónu), z greisenizovaných kupôl granitoidov (topas), vysokoteplotných tholeitových granitov plášťového pôvodu (ilmenit, rutil), z ultramafických vyvrenín (chromity). Plášťové granitoidy boli zrejme v jednom geotektonickom prostredí s ultramafitmi. Zarážajúco nízky je podiel minerálov z metamorfitov (podobne ako v asociáciách z alpských profilov). Celá táto asociácia je ekvivalentná s výsledkami rozborov z profilov vo Východných Alpách, kde tiež dominuje apatit (na rozdiel od lunzského súvrstvia v jednotkách podložia Viedenskej panvy, v ktorom dominuje zirkón). Ako však ukazujú výsledky M. BEHRENSA (1972), laterálna distribúcia ťažkých minerálov je premenlivá a zrejme závisela od usporiadania lokálnych ramien systému prírodných kanálov. Stanovenie priebehu zón jednotlivých facií, definovaných asociáciami ťažkých minerálov, však vyžaduje štúdium množstva profilov. Aj pomerne jednotné geochemické zloženie prinesepého, rýchlo uloženého sedimentu indikuje ako najpravdepodobnejšiu zdrojovú oblasť kôru zvetrávania granitoidného kryštalinika s ultrabázickými masívmi.

Tabuľka 17 Výsledky geochemických analýz organických látok v horninách vrtu Dobrá Voda-1

116

Hlb- ka m	Strat.	Litol.	CaCO ₃ %	C _{org.} %	R _o %	s %	n	T _{max} °C	S1	S2	S3	IH	IO
									mg CH g horniny		mg CO ₃ g hor.		
68	lunz.	čs I	1	0,86	0,98	0,10	56	434	0,14	0,22	0,28	25	33
112	reif.	č I	10,0	0,46	-	-	0	-	0,50	-	0,20	-	40
128	"	č I+D	76,0	0,48	-	-	0	-	0,50	-	0,28	-	56
171	lunz.	č I+V	89,5	0,39	1,44	0,18	16	442	0,06	0,04	0,15	10	39
250	"	č I	1	0,49	1,37	0,15	33	438	0,04	0,07	0,25	14	52
293	"	čs I	0,9	0,89	1,27	0,21	44	446	0,03	0,76	0,23	85	26
360	"	čs I+S	1,7	0,61	1,24	0,19	31	445	0,02	0,24	0,26	39	42
436	"	sč P+	1,3	1,31	1,30	0,16	28	439	0,02	1,02	0,34	78	26
473	"	č I	2,8	1,22	1,37	0,19	39	433	0,14	0,51	0,39	42	32
534	"	čs I	1	0,83	1,15	0,20	36	444	0,07	0,37	0,32	45	38
560	reif.	s V	95,3	0,50	-	-	0	425	0,12	1,27	0,39	253	77
589	"	s I+S	31,4	0,40	1,21	0,12	13	425	0,23	0,38	0,24	95	59
660	"	č I	28,5	0,47	1,39	0,21	22	431	0,02	0,21	0,36	44	77
689	"	č I	27,7	2,82	1,14	0,11	7	437	0,65	4,61	0,34	163	12
857	gut.	hs DV	89,6	1,80	-	-	0	425	0,68	3,75	0,33	208	18
863	"	s DV	89,5	1,74	-	-	0	419	0,73	3,06	0,25	176	15
868	"	r D	94,7	1,56	-	-	0	425	0,53	3,93	0,46	252	30
931	"	V+I	84,6	0,29	-	-	0	-	0,03	-	0,28	-	97
961	"	VD+I	67,6	1,47	-	-	0	425	0,18	1,08	0,26	73	18
1 031	"	VD+I	13,3	0,48	-	-	0	-	0,07	-	0,21	-	44
1 081	"	VD	99,0	0,21	-	-	0	430	0,03	0,06	0,16	31	74
1 097	"	VD	96,9	0,22	-	-	0	442	0,05	0,03	0,17	13	79
1 135	"	č VD	88,0	0,16	-	-	0	-	0,03	-	0,26	-	163

Vysvetlivky: Stratigrafia: lunzské súvrstvie, reiflinské súvrstvie, gutensteinské súvrstvie; Litologická charakteristika (zjednodušená): č - čierny, s - sivý, h - hnedý, r - ružový, I - ilovec, S - siltovec, P - pieskovec, V - vápenec, D - dolomit (aj medzičleny a prímеси jednotlivých zložiek); CaCO₃ - obsah minerálneho uhlíka prepočítaný na kalcit alebo dolomit, R_o - odraznosť vitrinitu, s - smerodajná odchýlka, n - počet meraní (ostatné symboly pozri text)

Typ sedimentu, predpokladajúci rozsiahly riečno-morský transport (ešte výraznejší ako v predchádzajúcich vrstvách), i rovnaké zloženie mikroflóry indikujú pretrvávajúce humídnej subtropickej až tropickej klímy. V sedimente prevládajú terestrické prvky. Na druhej strane, poloha silicifikovaného vápenca (typu wackestone) z hĺbky 171 m obsahuje miliolidné a nodosaridné foraminifery, ktoré, tak ako prítomnosť glaukonitu vo vzorkách z hĺbky 171, 232 a 275 m, dokazujú morské prostredie depozície sedimentárneho materiálu.

POSTSEDIMENTÁRNE PROCESY

Pôvod a premena organických látok

Organické látky boli študované vo všetkých súvrstvách vrtu Dobrá Voda DV-1 s výnimkou zámorského súvrstvia. Analytické výsledky sú zhrnuté v tabuľke 17 a znázornené na obr. 23, 24, 25 a 26.

Akumulácia organických látok

Ako vidno na obr. 23, najvyššia koncentrácia organických látok (celkového organického uhlíka C_{org} , aj voľných, bitúmenových uhľovodíkov S1) je v ílovcoch preplástkoch v dolomitických vápencoch vrchnej časti gutensteinského súvrstvia (vzorky 857-867 m). Naproti tomu v jeho hlbšej časti sú horniny najchudobnejšie na organické látky. Ílovce lunzského súvrstvia obsahujú málo bitúmenov, obsah C_{org} je v intervale bežnom pre tmavé ílovce rôzneho veku. Vzhľadom na to, že lunzské súvrstvie je tvorené hlavne ílovcami, je v tomto súvrství akumulované najväčšie kvantum organických látok. Vápence a ílovce v reiflinskom súvrství obsahujú menej organických látok (nižšie hodnoty C_{org} ako v predchádzajúcom súvrství sú však bohatšie na voľné uhľovodíky. Keďže pelitické prímesi a preplásky predstavujú vedľajšiu zložku, je v reiflinskom súvrství akumulované celkovo menšie množstvo organických látok ako v lunzskom súvrství.

Výhodiskový materiál a typ organických látok

Kerogén v lunzskom súvrství je humusového typu (zdroj - kontinentálny splach, telá vyšších rastlín). V reiflinskom súvrství vedľa humusového typu je zastúpený aj

kerogén morského typu (zdroj - planktón) s vyšším obsahom vodíka (vyšším vodíkovým indexom IH, obr. 25). V preplástkoch gutensteinského súvrstvia nebol zistený vitrinit a pôvod organických látok je prevažne morský.

Štádium premeny

Všetky súvrstvia vo vrte DV-1 sa nachádzajú zhruba v rovnakom štádiu postsedimentárnej premeny (katagenézy). V uhoľnej terminológii ide o rané až stredné čiernouhoľné štádium (podľa ČSN 44 1246 plynové, žirné až koksové uhlie, obr. 23), ktoré zodpovedá prvej polovici hlavnej fázy tvorby ropy (kvapalných uhľovodíkov).

Tvorba uhľovodíkov

Lunzské súvrstvie môžeme považovať za plynonosné s uhľovodíkovým potenciálom $S1 + S2 = 0,1-1,0$ kg CH/t horniny. Sú to teda čiastočne nádejné materské horniny, nemôžeme však očakávať, že by len z ich produkcie (napr. vo Viedenskej panve) mohli byť nasýtené významné ložiská plynu. Ropa (kvapalné uhľovodíky) sa v nich mohla tvoriť len vo veľmi malom množstve. Potvrdzuje to aj nízky obsah voľných uhľovodíkov (obr. 23 a 24 S1) a slabá luminiscencia pod UV lampou.

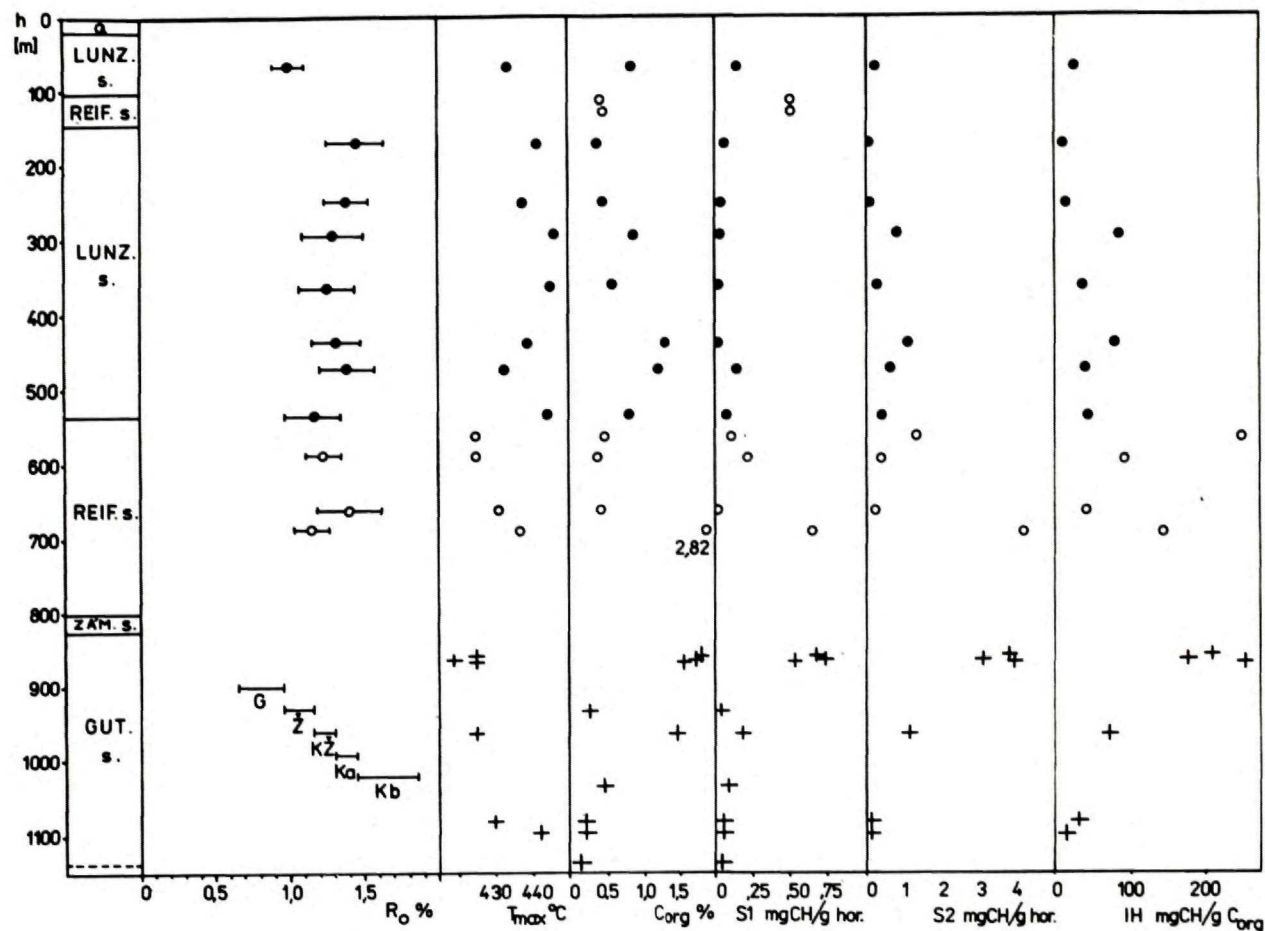
V reiflinskom súvrství majú tmavšie polohy uhľovodíkový potenciál 0,2-1,4 (5) kg CH/t horniny, t. j. vyšší ako v lunzskom súvrství. Koncentrácia viazaných uhľovodíkov je celkove v reiflinskom súvrství vyššia. V týchto horninách prebiehal proces tvorby ropy aj plynu, čo sa potvrdzuje aj zvýšeným obsahom bitúmenových uhľovodíkov (S1) a ich luminiscenciou. Menšie zastúpenie pelitickej (tmavšej) zložky v reiflinskom súvrství však znižuje ekonomický význam tvorby ropy a plynu v tomto súvrství.

Vlastnosti kvalitných materských hornín má vrchná časť gutensteinského súvrstvia (vzorky 857-868 m), kde ílovcové preplásky a stylolity obsahujúce morský kerogén majú pomerne vysoký uhľovodíkový potenciál (cca 4 kg CH/t horniny). Vodíkový index kerogénu IH, ktorý vyjadruje viazanú časť materského potenciálu (obr. 25), je v gutensteinskom súvrství najvyšší v rámci profilu DV-1. O intenzívnejšej tvorbe uhľovodíkov svedčí aj najvyšší obsah bitúmenových uhľovodíkov (S1, luminiscenčné skúšky). Aby sme túto časť súvrstvia mohli nazvať kvalitnými materskými horninami, museli by sa pelitické preplásky hojne vyskytovať v niekoľko sto metrov mocnej polohe s regionálnym rozšírením. Uvedeným horninám by bolo treba venovať zvýšenú pozornosť a materský potenciál hodnotiť na základe rozsiahlejšieho geochemického výskumu.

Spodná časť gutensteinského súvrstvia má nízky materský potenciál.

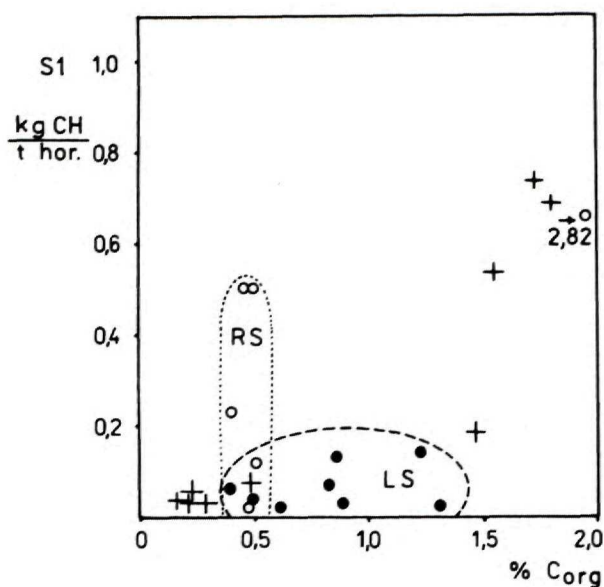
Migrácia uhľovodíkov

Voľné, bitúmenové uhľovodíky, analyzované metódou Rock-Eval (S1) aj



Obr. 23 Geochemická charakteristika organických látok v profile vrtu Dobrá Voda DV-1

Q – kvartér, LUNZ. s. – lunzské súvrstvie, REIF. s. – reiflínske súvrstvie, ZAM. s. – zámosské súvrstvie, GUT. s. – gutensteinské súvrstvie
 R_o – odraznosť vitrinitu (orientačná stupnica čiernouhoľných typov: G – plynové, Ž – žirné, KŽ – koksové žirné, Ka, Kb – koksové I. a II. skupiny; T_{max} – teplota maxima pyrolýzy; C_{org} – celkový organický uhlík v hornine, S_1 – voľné uhľovodíky, S_2 – viazané (pyrolytické) uhľovodíky, IH – vodíkový index (relatívny obsah vodíka v molekule kerogénu)



Obr. 24 Miera akumulácie organických látok v horninách vrtu Dobrá Voda DV-1

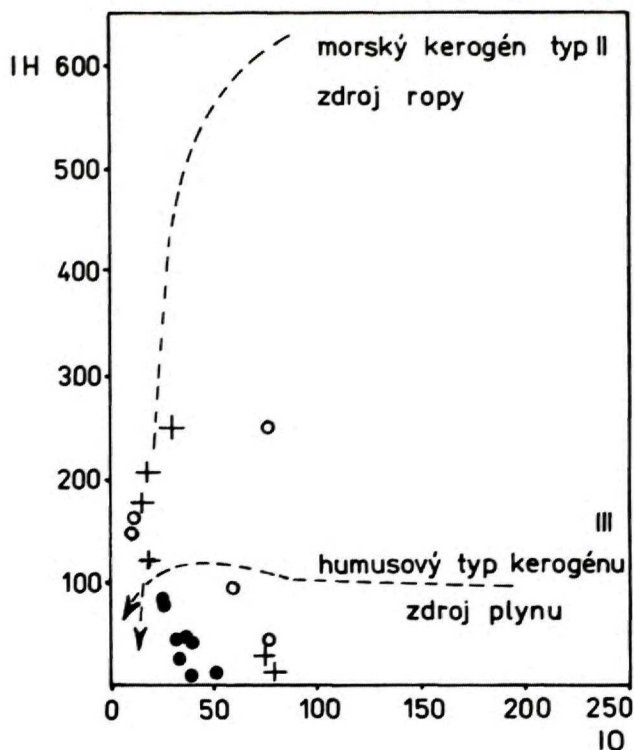
C_{org} – celkový organický uhlík v hornine; S1 – voľné uhľovodíky v hornine; ● – LS – lunzské súvrstvie, ○ – RS – reiflinské súvrstvie, + – gutensteinské súvrstvie

luminiscenčne (UV lampou), môžeme vzhľadom na schopnosť kerogénu v súvrstviach profilu vrtu DV-1 považovať za prevažne syngenetické. V lunzskom súvrství nepredpokladáme významnú migráciu bitúmenov. V reiflinskom a gutensteinskom súvrství je však pravdepodobný aj alochtónny pôvod uhľovodíkov z iného zdroja. Časť organických látok, ktoré dnes nachádzame v puklinách, kavernách a stylolitoch, mohla vzniknúť aj deasfaltizáciou migrujúcich bitúmenov ešte počas hlbokého uloženia súvrství v geologickej histórii. Na tieto organické látky sú často v horninách uvedených súvrství viazané sulfidy, ktoré niekedy organické látky celkom zatláčajú.

Hĺbková a tepelná história hornín

Podľa odraznosti vitrinitu R_o (tab. 17, obr. 29) a teploty T_{max} pyrolýzy sa horniny jednotlivých súvrství v profile vrtu DV-1 nachádzajú zhruba v rovnakom štádiu premeny, ktoré je o niečo vyššie ako u obdobných hornín (najmä lunzského súvrstvia) vo vrte Kuklov-3 v podloží Viedenskej panvy v hĺbke 4 km. Na základe analýzy organických látok a podobne aj ťoľových minerálov v oboch vrtoch sa domnievame, že dnešný stupeň dosiahli súvrstvia v DV-1 pri teplotách prevyšujúcich 110 °C v hĺbke minimálne 3-4 km, v ktorých sa nachádzali pred vyvrásnením. Bez takéhoto hlbokého "pochovania" by sledované súvrstvia nemohli dosiahnuť stupeň premeny, v ktorom sa

nachádzajú (čierné uhlie). Proces tvorby uhľovodíkov sa musel začať v čase maximálneho prekrytia súvrství. Dnes v nich tvorba aktívne neprebieha, vzhľadom na nízke teploty prostredia. Súčasný stav premeny a zrelosti organických látok je vlastne "zamrznutým" obrazom stavu pred výzdvihom a eróziou nadložia.

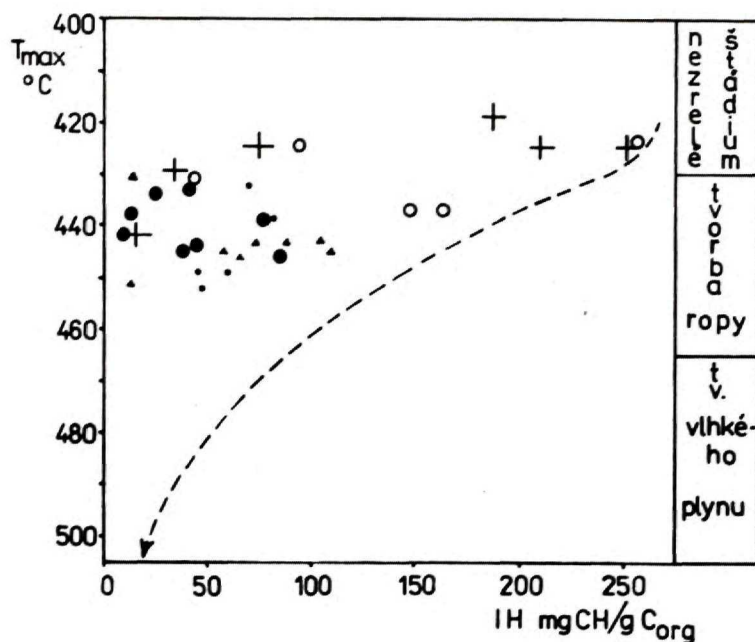


Obr. 25 Genetické typy kerogénu a ich vývojové cesty podľa pyrolytických charakteristík
IH – vodíkový index, IO – kyslíkový index (ESPITELIÉ et al., 1977), ● – lunzské súvrstvie, ○ – reiflinské súvrstvie, + – gutensteinské súvrstvie

Epigenetická hydrotermálna mineralizácia vo vrte DV-1

Osobitnú pozornosť vo vrte DV-1 si zasluhuje mineralizácia sulfidov, sulfátov a karbonátov, ktorá zasahuje lunzské, reiflinské, zámostské a gutensteinské súvrstvie. Spomedzi sulfidov je prítomný pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, sulfáty sú zastúpené pomerne hrubozrnným celestinom a barytom, z karbonátov bol identifikovaný kalcit. V skutočnosti asociácia ťažkých minerálov môže byť aj širšia, pretože z ďalších minerálov, ktoré však neboli dostatočne určené, bol zaregistrovaný chalkozín a

arzenopyrit. Kvalitatívne je to teda pomerne pestrá asociácia, i keď kvantitatívne býva obvykle málo výrazná. Výnimkou je len vzorka z lunzského súvrstvia z hĺbky 171 m, kde je až 400 g/t barytu. Z hľadiska minerálneho obsahu možno spomenúť celestín, ktorý v zámostskom súvrství dosahuje až 45 g/t a súčasne sfalerit 91 g/t.



Obr. 26 Charakteristika viazaného uhľovodíkového potenciálu, vyjadreného vodíkovým indexom v závislosti od stupňa zrelosti kerogénu ($T_{\max}$ – teplota maxima pyrolýzy)

Vpravo sú schematické štádiá zrelosti a tvorby uhľovodíkov, prerušovanou čiarou je znázornený trend vyčerpávania viazanej zásoby uhľovodíkov pri zrení kerogénu humusového typu podľa ESPITALIÉ et al. (1977)

Vrt Dobrá Voda DV-1: • – lunzské súvrstvie, o – reiflinské súvrstvie, + – gutensteinské súvrstvie; na porovnanie vrt Kuklov-3 (podložie Viedenskej panvy): • – lunzské súvrstvie, ▲ – reiflinské súvrstvie

Hoci sa celá paragenéza nevyskytla ani v jednej vzorke v úplnom zložení, nie sú pochybnosti o jej genetickom súvisi. Asociácia má znaky typickej hydrotermálnej mineralizácie, ktorá vzhľadom na to, že je vyvinutá vo všetkých súvrstviach vrtu DV-1, bude mať pravdepodobne epigenetický charakter. Teplotný režim fluidov, z ktorých možno odvodzovať celú paragenézu, bol nízko- a strednoteplotný, hoci zistený arzenopyrit, obvyčajne vznikajúci pri vyšších teplotách, tomu odporuje.

Identifikácia arzenopyritu je však neistá, a preto predbežne jeho prítomnosti vo vzorkách nemožno prikladať väčší význam.

Nefahkým problémom je otázka zdroja kovov vo fluidnej fáze pre vznik tejto paragenézy. V oblasti, kde je lokalizovaný vrt DV-1, mineralizované roztoky možno ťažko spájať s magmatickou činnosťou. Pri podrobnejšom riešení otázky zdroja prvkov hydrotermálnych roztokov bude potrebné chemicky analyzovať všetky minerálne fázy paragenézy a stanoviť izotopové zloženie síru v sulfidoch. V súčasnej situácii, keď tieto analytické údaje chýbajú, k otázke zdroja silne mineralizovaných roztokov, z ktorých sa vyzrážala epigenetická hydrotermálna mineralizácia vo vrte DV-1, nemožno zaujať konečné stanovisko.

VÝSLEDKY ŠTRUKTÚRNEHO VRTU DV-1 A JEHO VÝZNAM PRE KORELAČNÉ ŠTÚDIÁ S PODLOŽÍM VIEDENSKEJ PANVY, S CENTRÁLNYMI KARPATMI A VÝCHODNÝMI ALPAMI

Štruktúrny vrt DV-1 potvrdil, že v podloží triasových rifových a organogénnych karbonátových komplexov Brezovských Karpát leží súveká sekvencia odlišného, panvového typu. Sekvencia Brezovských Karpát (= jablonického príkrovu) patrí k odlišnej príkrovovej jednotke, tektonicky superponovanej na svojom, tiež alochtónnom podloží (teda nie k hlboko zakorenenému "ultrapieninskému valu", vytlačenému z podložia; J. SALAJ, 1982).

Sekvencia jablonického príkrovu je, tak ako silický, strážovský, veternícky, havranický a nedzovský príkrov v Západných Karpatoch alebo mürzalpský a ötscherský príkrov Východných Álp, nápadná zastúpením wettersteinských vápencov a organogénnych dolomitov. Tento znak sa považuje za typický pre vyššie (= južnejšie) príkrovy Centrálnych Karpát a Severných Vápencových Álp.

Sekvencia veterníckeho príkrovu Bielych hôr sa skladá z pelsónskych annaberských vápencov, vrchnopelsónsko-spodnoilýrskeho zámostského súvrstvia, ilýrsko-kordevolských reiflinských vápencov a kordevolsko-julského predrifového komplexu veterníckych vápencov. Neprítomnosť alebo len lokálne rudimentárne zastúpenie reingrabensko-lunzskej fácie vo veterníckom, havranickom a jablonickom príkrove býva tiež považovaná za znak "južnejších" jednotiek.

Sekvencia, prevrtaná vrtom DV-1, má afinitu s chočskou (bielovážskou) jednotkou. Mohutným vývojom svojich členov však pripomína skôr alpský lunzský príkrov. Neúplný sled julského (až spodnotuvalského?) lunzského (či skôr reingrabenského) súvrstvia má hrúbku 420 m, ilýrsko-julské reiflinské súvrstvie 226 m (minimálne dvojnásobok hodnôt, bežných v Karpatoch), vrchnopelsónske až spodnoilýrske zámostské súvrstvie okolo 20 m, gutensteinské súvrstvie (bez neznámej

najspodnejšej časti) presahuje hrúbku 275 m. Veľmi podobné mocné súbory hornín, priradených tiež k chočsko-lunzskému príkrovovému systému, boli navrátené v okolí Studienky, Lakšárskej Novej Vsi, Kuklova a Šaštína v podloží neogénnej výplne Viedenskej panvy. V rakúskej časti podložia Viedenskej panvy uvádzajú podobné vrstevné sledy A. KRÖLL - G. WESSELY (1975) z oblasti Aderklaa a Schönkirchen.

Prítomnosť ekvivalentov viacerých "alpských" litostratigrafických jednotiek (Knollenkalk, Aon-Schichten, Partnach-Schichten, Mürztaler Dolomit atď.) vo vrte DV-1 zdanlivo naznačuje užšie vzťahy k alpským a odlišnosti od karpatských vývojov. Nazdávame sa však, že väčšina týchto jednotiek je zastúpená i v karpatských profiloch (Zámotie, Svarín atď.) a ich rozoznanie je skôr otázkou aplikácie podrobnejšieho litostratigrafického štúdia. Takéto štúdium môže zotrieť viaceré z predpokladaných ostrých hraníc medzi "alpskými" a "karpatskými" vývojmi.

Štúdium ťažkých a ťavých minerálov i zastúpenia mikroprvkov v terigénne ovplyvnených súvrstviach sekvencie vrtu DV-1 naznačuje vzťahy k starej súši, tvorenej prevažne granitoidnými a ultrabázickými vyvrelinami, pokrytými mocným plášťom zvetralín. Transport (hlavne materiálu lunzského, respektíve reingrabenského súvrstvia) bol pomerne dlhý, ale rýchly a zrejme hromadný: rýchlosť sedimentácie tohto súvrstvia dosahovala 20 cm za tisíc rokov.

Najbohatšie spoločenstvá mikrofauny poskytli vrchnoanisské až spodnokarnské súvrstvia. Zvláštnosťou vrtu je výskyt jurských foriem konodontov a foraminifer v najvyšších polohách reiflinského súvrstvia. Pri pomerne veľkej a dosiaľ nedostatočne interpretovateľnej environmentálnej variabilite spoločenstiev mikrofauny konodontov tohto veku však ťažko možno rozhodnúť, či ide o znaky diachronizmu tohto faciálneho rozhrania, alebo či je mikrofauna najvyšších vápencových lavíc v iných profiloch zastúpená odlišnými, stratigraficky menej citlivými druhmi (podľa doterajších určení má byť vek rozhrania reiflinského a lunzského súvrstvia v Centrálnych Karpatoch i vo vrtných jadrách z podložia Viedenskej panvy kordevolský). Korelácia s údajmi o distribúcii súvekých konodontov vo východoalpských profiloch je obtiažna, pretože tam ide spravidla o kondenzované sekvencie.

Bohatá asociácia zvyškov mikroflóry pochádza z jurského intervalu, je dobre korelovateľná s výsledkami získanými vyhodnocovaním ekvivalentných súvrství v podloží Viedenskej panvy. Nedoriešenou ostáva interpretácia "tuvalských asociácií" vo vyššej časti lunzského súvrstvia.

Na základe kvantitatívneho zastúpenia ťavých minerálov, indexu kryštalinity a kvantifikácie napučiavajúcich smektitových vrstiev možno horniny lunzského (reingrabenského) súvrstvia označiť ako komplex postihnutý nižším stupňom diagenetickej premeny (pravdepodobne pri 100 až 250 °C). K podobným výsledkom dospel i výskum odrazu vitrinitu a premeny organických látok v horninách. Na základe týchto poznatkov môžeme súdiť, že premena nastala v rovnakej hĺbke (6-8 km) ako

v horninách podložia Viedenskej panvy, t. j. v dobe po presune príkrovov, ale ešte pred vyzdvihnutím malokarpatskej hrasti.

Strednotriasové karbonátové súvrstvia obsahujú zreteľnú asociáciu rudných minerálov (pyrit, galenit, sfalerit, celestín), ktorá vznikla epigenetickou nízкотеплотnou mineralizáciou. Identické zjavy sú známe v podloží Viedenskej panvy, a najmä v súvekých komplexoch Severných Vápencových Álp (bývajú vysvetľované okrem iného vytláčaním a migráciou roztokov pri tvorbe uhľovodíkov).

Stavba okolia vrtu s bohatým zastúpením retrošariáždnych a prešmykových štruktúr, do ktorých sú čiastočne zavlečené i vrchnokriedové a staromiocénne sedimenty, je zrejme ovplyvnená sávsko-štajerskou kompresiou. Dnešný styk jablonickej kryhy s komplexom bielovážsko-lunzskej jednotky sprostredkúva systém spätných prešmykov pozdĺž "peripieninského lineamentu", celkom tak, ako styk šupín vysokej, chočskej, veterníckej a havranickej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát.

VYSVETLIVKY K FOTOGRAFICKEJ PRÍLOHE

Fototab. 1 Makrofotografie nábrusov z "bridlíc s laminovanými siltovcami" lunzského súvrstvia z profilu vrtu DV-1

Obr. 1 Siltový ílovec, hĺbka 281 m, zväčš. 2,27 x

Obr. 2, 3 Laminovaný siltovec, hĺbka 474,5 m, zväčš. 0,8 x

Laminovaný siltovec, hĺbka 481 m, zväčš. 0,75 x

Vzostupné čeriny - naložená prúdovočerínová laminácia so zachovanou "záveternou" stranou lamín (typ A). Je diagnostická pre jednosmerne pôsobiace spomaľujúce suspenzné toky, vstupujúce do telesa stojacej vody. V lunzských pieskovcoch sa na povrchu prejavuje ako asymetrické čeriny so sínusovitými hrebeňmi, prečnievajúce z vrchných plôch pieskovcov jemného zrna. Naznačuje, že trakčná schopnosť suspenzného toku (turbiditného prúdu) pozvoľna odumierala, nakoľko čerínové nánosy sa neprepracovali ďalej do zložitých jazykovitých foriem. Smer uloženia je znázornený na obr. 1 sprava, na obr. 3 zľava.

Obr. 4, 5 Laminovaný siltovec, hĺbka 482,2 m, zväčš. 1,2 x

Laminovaný siltovec, hĺbka 482,5 m, zväčš. 0,9 x

Rovná, paralelná laminácia vzniká ukladaním zŕn z expandujúcich tokov. Je charakteristická pre vrchný režim toku s vysokými rýchlosťami, kde turbulencia je potlačená a povrch vrstevných telies je hladký - rovný. Podľa neúplného zachovania (najmä na obr. 5) nie je možné usudzovať, či sa táto laminácia utvorila spôsobom obvyklým pre turbiditný prúd.

Fototab. 2 Mikrofácie reiflinského súvrstvia vo vrte DV-1 (detritické vložky)

Obr. 1 Erozívny kontakt (rozmyv) v reiflinskom vápenci. Spodná časť je tvorená prakticky čistým mikritom s nepatrným podielom organického detritu (mudstone), po ostrom kontakte nasleduje poloha jemnodetritického vápenca so sparitovým tmelom a zreteľnou gradáciou detritu (grainstone). Výbrus č. 82, hĺbka 575 m, zväčš. 9 x

Obr. 2 Hrubodetritický až brekciovitý vápenec reiflinského typu s veľkými intraklastmi (floatstone). Klasty dosahujú maximálnu veľkosť 1 - 2 cm a sú zreteľne opracované. Výbrus č. 86, hĺbka 584 m, zväčš. 6 x

Obr. 3 Hrubodetritický biomikritový vápenec (floatstone) reiflinského typu. V mikritickej základnej hmote sú prítomné hlavne úlomky gastropódov, lastúrníkov, krinoidov a ostrakódov. Mnohé bio- a litoklasty sú čiastočne alebo úplne postihnuté mikritizáciou. Výbrus č. 122, hĺbka 675,2 m, zväčš. 6x

Obr. 4 Biomikritický, jemne laminovaný reiflinský vápenec. Typická pelagická mikrofácia s rádiolármi, filamentmi a jemným, bližšie neurčiteľným detritom (mudstone - wackestone). Výbrus č. 128, hĺbka 687,7 m, zväčš. 6x

Obr. 5 Dutinka v mikritickom reiflinskom vápenci, vyplnená hrubokryštalickým kremeňom a kalcitom. Pravdepodobne nejde o "rohovec", ale o hydrotermálnu (?) výplň. Výbrus č. 122, hĺbka 687,7 m, zväčš. 6x

Obr. 6 Biomikritický rádioláriový vápenec reiflinského typu so zreteľnou lamináciou detritu (wackestone). Výbrus č. 132, hĺbka 693,8 m, zväčš. 9x

(Foto: F. Martančík)

Fototab. 3 Asociácie ťažkých minerálov z vrtu DV-1

Obr. 1 Tabuľkovitý kryštál barytu z lunzského súvrstvia, pravdepodobne epigenetického pôvodu. Hĺbka 171 m, zväčš. 130x

Obr. 2-4 Formy výskytu pyritu v reiflinských vápencoch z hĺbky 545 m: 2-hexaedrický, 3-pentagonálno-dodekaedrický, 4-kolomorfny. Zväčš. cca 125x

(Foto: I. Holický)

Fototab. 4 Konodonty reiflinského súvrstvia

Obr. 1a, b, c *Metapolygnathus diebeli* (KOZUR et MOSTLER); hľuznaté rohovcové vápence, 625 m; archívne číslo: 4871, 4870, 4869/87; kordevol-jul, *G. tadpole* A-Z

Obr. 2a, b *Metapolygnathus mungoensis* DIEBEL; bituminózne rohovcové vápence, 681 m; archívne číslo: 4840, 4838/87, 158x, 154x; longobard; *G. mungoensis* A-Z

Obr. 3a, b *Gondolella auriformis* KOVÁCS; masívne rohovcové vápence, 545 m; archívne číslo: 4910, 4911/87; 155x, 133x; kordevol-jul; *G. tadpole* A-Z

Obr. 4a, b, c *Metapolygnathus diebeli* (KOZUR et MOSTLER); hľuznaté rohovcové vápence, 625 m; archívne číslo: 4873, 4872/87, 148x, 157x, 154x; kordevol - jul, *G. tadpole* A-Z

Obr. 5a, b, c *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV et STEFANOV) masívne rohovcové vápence; 143 m; archívne číslo 4926; 4925; 4927/87; 131x, 111x, 129x; jul; *G. auriformis* A-Z

Obr. 6 *Gladigondolella malayensis* NOGAMI; masívne rohovcové vápence; 540 m; archívne číslo: 4949/87; 80x; kordevol - jul; *G. tadpole* A-Z

(Foto: I. Holický)

Fototab. 5 Celestín zo zámostského súvrstvia vrtu DV-1

Obr. 1 Idiomorfný kryštál celestínu z hĺbky 821 m, zväčš. 50 x.

Obr. 2 Idiomorfný kryštál celestínu z hĺbky 821 m, zväčš. 175 x.

Obr. 3 Detail kavernózneho povrchu kryštálu celestínu z hĺbky 821 m, zväčš. 1250 x

(Foto: I. Holický)

Fototab. 6 Galenit a sfalerit z gutensteinského súvrstvia

Obr. 1 Agregát kryštálov galenitu z hĺbky 852 m, zväčš. 325x

Obr. 2 Galenit s kavernóznym povrchom. Galenit bol pravdepodobne korodovaný kyselinou octovou. Hĺbka 852 m, zväčš. 150x

Obr. 3 Agregát kryštálov sfaleritu. Hĺbka 852 m, zväčš. 160x

(Foto: I. Holický)

LITERATÚRA

- ALTIMER, D. - ZANINETTI, L. 1981: Le Trias dans la région de Pinarbasi, Taurus oriental, Turquie. - Riv. ital. Paleont. Stratigr., 86, 4, Milano, 705-760.
- ANDRUSOV, D., 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpát (Stratigraphie du Trias des Carpathes slovaques). - Věst. Stát. geol. Úst., 11, Praha, 54-55.
- ANDRUSOV, D., 1936: Subtatranské příkrovy Západních Karpát. - Carpathica, 1.B, Praha, 1.36.
- ANDRUSOV, D., 1943: Výskyt přírodních živíc na Slovensku I. a II. (Všeobecné poznámky, Papradno). - Práce Štát. geol. Úst., 8, Bratislava, 1-45.
- ANTONESCU, E., 1970: Étude de la microflore de l'Anisien de la vallée du Cristian (Braşov). - Mém. Roum. Acad., geol., 13, Bucureşti, 1-50.
- ÁRKAI, P., 1983: Very low-grade and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. - Acta geol. hung., 26, 1-2, Budapest, 83-101.
- ARTHABER, G. von, 1906: Die alpine Trias des Mediterran - Gebietes. - In: Frech, F., Das Mesozoicum I., Trias, Lethacea geogr. II, 1, Stuttgart, 223-472.
- ASSERETO, R., 1971: Die Binodosus Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlichen Gegensätze. - Sitz.-Ber. Akad. Wiss. 1, 178, Wien, 25-53.
- BALOGH, K., 1976: Pelecypods from Late Triassic of the southern Gemicum I. - Acta mineral. petrogr., 22, 2, Szeged, 285-296.
- BALOGH, K. - KOVÁCS, S., 1981: The Triassic sequence of the borehole Szölösárdó 1. (Hung.) Magy. all. földt. Intéz. évi Jelent., Budapest, 1979, 39-53.
- BECHSTÄDT, Th. - MOSTLER, H., 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. paläont. Mitt. Ibk. 4, 5, 6, Innsbruck, 1-74.
- BARVÍŘ, V. - RESSLER, J., 1970: Stanovení střední odraznosti světelné u typů černých uhlí. - Vydav. Ústavu pro normalizaci a měření, 12, Praha.
- BECHSTÄDT, T. - BRANDNER, E. - MOSTLER, H. - SCHMIDT, K., 1978: Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. - Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh. 156, 2, Stuttgart, 15-178.
- BECK-MANAGETTA, P., 1964: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich. - Geol. Bundesanst., Wien.
- BEGAN, A. - HANÁČEK, J. - MELLO, J. - SALAJ, J., 1982: Geologická mapa

- Myjavskej pahorkatiny a severnej časti Malých Karpát (Brezovské a Čachtické Karpaty) a vysvetlivky. - Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1-247.
- BEGAN, A. - HANÁČEK, J. - MELLO, J. - SALAJ, J., 1982: Regionálne geologické mapy Slovenska 1:50 000, Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEHRENS, M., 1973: Schwermineralverteilung und Sedimentstrukturen in der Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). - Jb. Geol. Bundesanst., 116, Wien, 51-83.
- BENCINI, A. - TURI, A., 1974: Mn-distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, northern Apennines. - J. sed. Petrology, 44, Tulsa, 774-782.
- BIELY, A. - BYSTRICKÝ, J. - MELLO, J., 1980: Problematika hronika a „gemerika“ v Malých Karpatoch a vo Viedenskej panve. In: Materiály XXVIII. celoštát. geol. konf. Slov. geol. spoločnosti. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17-45.
- BITTNER, A. von, 1895: Revision der Lamellibranchiaten von Sect. Cassian.-Abh. geol. Reichsanst., 18, Wien, 1-235.
- BORZA, K. - MASARYK, P. - JENDREJÁKOVÁ, O. - FRANČU, J. - LINTNEROVÁ, O., 1985: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Kuklov-3. - Manuskript-archív Geol. Úst. SAV, Bratislava, 69.
- BRAND, U. - VEIZER, J., 1980: Chemical diagenesis of multicomponent carbonate systems, 1: trace elements. - J. sed. Petrology, 50, Tulsa, 1219-1236.
- BROENNIMANN, P. - ZANINETTI, L. - MOSTHAGHIAN, A. - HUBER, H., 1974: Foraminifera and microfacies of the Espahk Formation Tabas area, east-central Iran. - Riv. ital. Paleont. Stratigr., 80, 1, Milano, 1-48.
- BYSTRICKÝ, J. - MAHEL, M., 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. - Geol. Zbor. Geologica carpath., 21, 1, Bratislava, 191-196.
- BYSTRICKÝ, J., 1973: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). Miner. slov., 5, Spišská Nová Ves, 1-7.
- CAFFIERO, B. - De CAPOA BONARDI, P., 1982: Biostratigrafia del Trias pelagico della Sicilia. - Bull. Soc. paleont. 21, 1, Modena, 35-71.
- CARPANTER, A. B. - TROUT, M. L. - PICKETT, E. E., 1974: Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead-and-zinc-rich oil field brines in Central Mississippi. - Econ. Geol. 69, 8, New Haven, 1191-1206.
- COURTIN, B. - ZANINETTI, L. - ALTIMER, D. - DECROUEZ, D., 1982: Sur l'existence de calcaires de plateforme à foraminifères triassiques en Othrys Occidentale (Grèce continentale), importances paléogéographiques. - Rev. Paléobiologie, 1-2, Genève, 13-28.
- De CAPOA BONARDI, P., 1970: Le Daonelle e le Halobie della Lucania (Appennino Meridionale). - Mem. Soc. Natur. Nap. suppl. al Boll., 78, Napoli, 1-140.
- DUNHAM, R. J., 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional

- texture. In: HAM W. E. (ed): Classification of carbonate rocks. - Amer. Assoc. Petrol., Geologists Mem. 1, Tulsa, 108-121.
- DVOŘÁKOVÁ, V., 1987: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu DV-1 Dobrá Voda. - Manuskript-archív, Geofyzika, n.p. Brno, závod interpretace a výpočetní techniky, Brno, 37.
- ENCHEVA, M., 1972: Les fossiles de Bulgarie II. Le Trias. - Acad. Bulg. Sci., Sofia, 56-152.
- ESPITELIÉ, J. - LAPORTE, J. L. - MADEC, M. - MARQUIS, R. - LEPTAT, O. - PAULET, J. - BOUTEFÉU, A., 1977: Méthode rapide de caractérisation des roches meres, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. - Rev. l'Inst. franc. Pétrole, 32, 1, Paris, 23-43.
- FLÜGEL, E. - KIRSCHMAYER, M., 1963: Typokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. - Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, 93, Graz, 106-136.
- FRITZ, P. - KATZ, A., 1972: The sodium distribution of dolomite crystals. - Chem. Geol., 10, Amsterdam, 237-244.
- GARRELS, R. M. - CHRIST, C. L., 1965: Solutions, minerals and equilibria. - Izd. Mir., Moskva, 367.
- GARRELS, R. M. - MacKENZIE, F. T., 1974: Evolucia osadočných porod (Evolution of sedimentary rocks). - Mir, Moskva, 270.
- GAZDŽICKI, A. - ZAWIDZKA, K., 1973: Triassic foraminifers assemblages in the Choč Nappe of the Tatra Mts. - Acta geol. pol., 23, 3, Warszawa, 483-490.
- GAZDŽICKI, A. - KOZUR, H. - MOCK, R., 1979: The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. - Geologia, 22, 2, Ljubljana, 71-112.
- GESSNER, D., 1966: Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typokalität Grossreifling an der Enns (Nördliche Kalkalpen). - Z. Dtsch. geol. Gesell., 116 (1964), 3, Hannover, 696-708.
- GLAZEK, J. - TRAMMER, J. - ZAWIDZKA, K., 1973: The Alpine microfacies with Glomospira densa (Pantič) in the Muschelkalk of Poland and some related paleogeographical and geotectonic problems. - Acta geol. pol., 23, 3, Warszawa, 463-482.
- GRUBER, B., 1976: Neue Ergebnisse auf dem Gebiete der Ökologie, Stratigraphie und Phylogenie der Halobien (Bivalvia). - Mitt. Geol. Gesell. Bergbaustud. Österr., 23, 181-198.
- GUEMBEL, C. W., 1861: Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes (Obere Abteilung des Keupers in dem Alpen). - Gotha, Justus Perthes Verl., 970, Wien, 42.
- HANÁČEK, J., 1954: Geológia Nédzovského pohoria. - Geol. zborník, 6, 1-4, Bratislava, 59-83.

- HAUER, F. V., 1869: Geologische Übersichtskarte der Österreichischen-ungarischen Monarchie, pts. I, II. - Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 19, Wien, 1-58.
- HOVORKA, D., 1975: The lithology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). - Krystalinikum, 11 C, Praha, 87-99.
- JABLONSKÝ, E., 1974: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus Wettersteinkalk einiger Gebirge der Westkarpaten. - Acta Univ. Com., Geol. Geogr., 26, Bratislava, 189-202.
- JAFFREZO, M. - RENARD, M., 1979: Elements en traces de calcaires dasycladales et charophytes. - Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 3, Pau, 640-649.
- JENDREJÁKOVÁ, O. - MICHALÍK, J. - PAPŠOVÁ, J., 1981: Príspevok ku stratigrafii strednotriasových karbonátov hronika (chočský príkrov Horehronia, Západné Karpaty). - Zemní Plyn Nafta, 26, 4, Hodonín, 611-624.
- JIRÍČEK, R., 1981: Vývoj a stavba podloží Vídeňské pánve. - Zemní Plyn Nafta, 26, Hodonín, 361-383.
- JUDOVIČ, J. E., 1981: Regionálna geochimija osadočných toľšč. - Izd. Nauka, Leningrad, 276.
- KABINA, P. - ZAORÁLEK, T., 1986: Geologická dokumentácia vrtu DV-1 Dobrá Voda. - Manuskript-archív Geologický prieskum, n.p., Spišská Nová Ves, závod Turčianske Teplice.
- KINSMAN, D. J. Jr., 1969: Interpretation of Sr^{2+} concentration in carbonate minerals and rocks. - J. sed. Petrology, 39, Tulsa, 486-508.
- KIPARISOVA, L. D., 1972: Paleontologičeskoje obosnovanie stratigrafii triasovych otloženij Primorskogo kraja. - 2: Pozdnetriasovyje dvustvorčatyje molljuskij i obščaja stratigrafija. - Trudy VSEGEI, N. S., 181, Moskva, 1-225.
- KITTL, E., 1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. - Res. wiss. Erforsch. Balatonsees, Paleont. Anh. 2, Wien, 1-229.
- KLAUS, W., 1960: Sporen der karnische Stufe der ostalpinen Trias. - Jb. Geol. Bundesanst., 5, Wien, 107-183.
- KOCHANOVÁ, M., 1967: K problému hranice réttettang v Západných Karpatoch. Zur Rhaet-Hettang-Grenze in den Westkarpaten. - Sbor. geol. věd, Rad ZK, 7, Bratislava, 7-102.
- KOCHANOVÁ, M. - KULLMANOVÁ, A. - SNOBKOVÁ, P., 1976: Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom. - Geol. Práce, Spr., 65, Bratislava, 53-67.
- KOCHANOVÁ, M. - MICHALÍK, J., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámostie Limestones (Upper Pelsonian-Lower Illyrian) of the Choč Nappe at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathian). - Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 4, Bratislava, 502-531.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. - PANTIČ, S., 1966: Meandrospira u donjem i srednjem triasu i neki popratni fosili u Dinaridima. - Geol. Vest., Zagreb, 19, 15-28.

- KOTÁSEK, J. - KRS, M., 1965: Paleomagnetic study of tectonic rotation in the Carpathian mountains of Czechoslovakia. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1, 1, Amsterdam, 39-49.
- KOVÁCS, S., 1977: New conodonts from the North-Hungarian Triassic. - *Acta mineral. petrogr.*, 23, 1, Szeged, 77-90.
- KOVÁCS, S. - KOZUR, H., 1980: Some remarks on Middle and Upper Triassic platform conodonts. - *Recent Researches Geol.* 5, Delhi, 541-581.
- KOVÁCS, S. - KOZUR, H., 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. - *Geol.-paläont. Mitt.*, 10, 2, Innsbruck, 47-78.
- KOVÁCS, S., 1983: On the evolution of the excelsa-stock in the Upper Ladinian-Carnian (Conodonta, Genus Gondolella, Triassic). - *Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys Trias*, 5, Wien - New York, 107-119.
- KOVÁCS, S. - PAPŠOVÁ, J., 1984: Conodonta from the Paraceratites binodosus Zone (Middle Triassic) from the Mecsek Mts., southern Hungary and from the Choč Nappe of the Low Tatra Mts., Czechoslovakia. - *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 37, 1, Bratislava, 59-75.
- KOZUR, H., 1980: Revision der Conodontenzonierung der Mittel und Obertrias des Tethyalen Faunenreichs. - *Geol. paläont. Mitt.*, 10, 3, 4, Innsbruck, 79-172.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1963: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. - *Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 1, 172, 6, 8, Wien, 351-380.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. - TOLLMANN, A., 1964: Das mittelostalpine Rhät Standardprofil aus dem Stangalm - Mesozoikum (Kärnten). - *Mitt. Geol. Gesell.*, 56, 2, Wien, 539-589.
- KRÖLL, A. - WESSELY, G., 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. - *Erdöl-Erdgas-Z.*, 89, Wien, 400-413.
- KRUMBECK, L., 1924: Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden der Trias von Timor. - *Paläont. von Timor*, 13, Stuttgart, 1-275.
- KRYSTYN, L. - SCHÖLNBERGER, W., 1972: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. *Exkursionsführer zur Tagung Paläont.* - Gesellschaft in Graz, Graz, 61-106.
- KRYSTYN, L., 1973: Zur Ammoniten und Conodontenstratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut-Österreich). - *Verh. Geol. Bundesanst.*, 1, 3, Wien, 113-153.
- KRYSTYN, L., 1978: Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. (Beitr. zur Biostratigraphie der Tethys-Trias). - *Schr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 4, Wien, 37-75.
- KRYSTYN, L., 1980: Triassic conodont localities of the Salzkammergut region. - *Abh. geol. Bundesanst.*, 35, Wien, 61-98.
- KRYSTYN, L., 1983: Das Epidaurus-profil (Griechenland): ein Beitrag zur Conodonten-

- Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unternkarn. - Neue Beitr. zur Biostratigraphie der Tethys Trias, 5, Wien-New York, 231-258.
- KÜBLER, B., 1967: La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme. - Étages tectoniques, Colloque du Neuchâtel, Neuchâtel, 105-122.
- KÜBLER, B., 1968: Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - Bull. Cent. Rech., 2, Pau, 385-397.
- KULLMANOVÁ, A. - KOCHANOVÁ, M. - SNOPKOVÁ, P. - SAMUEL, O., 1969: O dvojakom veku „lunských vrstiev“ v podloží neogénu Viedenskej panvy. - Geol. Práce, Spr., 50, Bratislava, 1-64.
- KYSELA, J. et al., 1982: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-74. - Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 238.
- KYSELA, J. et al., 1983a: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod-75. - Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33.
- KYSELA, J. et al., 1983b: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti Viedenskej panvy. - Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 76.
- KYSELA, J. et al., 1984: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka-83. - Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 44.
- LAIČÁK, Š., 1986: Vyhodnotenie karotážneho merania vo vrte DV-1 Dobrá Voda. - Manuskript-archív Geol. prieskum, n.p., Spišská Nová Ves, 16.
- LEŠKO, B. - ĐURKOVIČ, T. - GAŠPARIKOVÁ, V. - KULLMANOVÁ, A. - SAMUEL, O., 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. - Geol. Práce, Spr., Geol. Úst. D. Štúra, 70, Bratislava, 35-56.
- LÓCZY, L., 1915: Az Északnyugati Kárpátok Vágújhely-Ószombat-Jablánc közötti vidékének geológiai viszonyai. (Die geologische Verhältnisse der Gegend zwischen Vágújhely, Ószombat und Jablánc in dem Nordwestkarpathen). - Magy. Kir. földt. Intéz. évi Jelent., Budapest, 141-207.
- LOPATIN, V. V., 1983: Obrazovanie gorjučich iskopajemych. Izd. Nedra, Moskva, 191.
- MÄDLER, K., 1964: Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. - Beitr. geol. J., Hannover, 1-147.
- MAHEL, M. - KOCHANOVÁ, M., 1964: La position du Rhétien dans les Carpathes Occidentales. - Int. géol. Cong.: Colloque de Jurassique, Comptes et Mémoires, Luxembourg, 649-653.
- MAHEL, M. et al., 1972: Geologická mapa Malých Karpát. - Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M., 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. - Miner. slov., 11, 1, Bratislava, 1-20.
- MAHEL, M., 1987: The Malé Karpaty Mts. - constituent of the transitional segment be-

- tween the Carpathians and Alps; important tectonic window of the Alpides. - Mineral. slov., 19, 1, Bratislava, 1-27.
- MANN, H. - FYFE, W. S., 1985: Uranium uptake by algae: experiment and natural environments. - *Canad. J. Earth Sci.*, 22, Ottawa, 1899-1903.
- MARSCHALKO, R. - PULEC, M., 1967: Sedimentology of the Lunz Beds. - *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 18, 2, Bratislava, 331-344.
- MARSCHALKO, R., 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. - *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 49-81.
- MASARYK, P. - PUŠKÁROVÁ, K. - BUČEK, S., 1984: Contribution to stratigraphy of the Reifling limestones of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). - *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 2, Bratislava, 241-258.
- MICHALÍK, J., 1984: Some remarks on the interpretation of geological development and structure of the northwestern part of Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). - *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, Bratislava, 489-504.
- MICHALÍK, J. - BORZA, K. - KÖHLER, E. - BUČEK, S. - BYSTRICKÝ, J. - JENDREJÁKOVÁ, O. - MASARYK, P., 1986: Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalít v podloží Viedenskej panvy. - *Manuskript-archív Geol. Úst. CGV SAV*, Bratislava, 377.
- MILLER, H., 1971: Die Fazies des Partnachkalkes und seiner Äquivalente an der Basis des Wettersteinkalkes. - *Mitt. Bayer. St.-Samml. Paläont.*, 11, München, 267-277.
- MIŠÍK, M., 1986: Fluorit a celestín z karbonatických hornín triasu z podložia Viedenskej panvy. - *Miner. slov.*, 18, 3, Bratislava, 259-266.
- MOCK, R., 1974: Feinstratigraphische Untersuchungen in der Trias der Westkarpaten mit Hilfe von Conodonten. - *Proc. Xth Congr. CBGA, Sect. Strat. Paleont.*, 1, Bratislava, 149-155.
- MOJSISOVICS, E. von, 1874: Über die Triadischen Palecypoden-Gattungen Daonella und Halobia. - *Abh. Geol. Reichsanst.*, 6, Wien, 1-38.
- MORROW, D. W. - MAYERS, I. R., 1978: Simulation of limestone diagenesis - a model based on strontium depletion. - *Canad. J. Earth Sci.*, 15, Ottawa, 376-396.
- ORAVECZNÉ-SCHEFFER, A., 1968: A Miliolacea föcsalád (Foraminifera) képviselői a Bakonyzúcs-1 sz. hárás karni képződményeiben. - *Magy. all. földt. Intéz. évi Jelent.*, Budapest, 89-105.
- ORLOWSKA-ZWOLIŃSKA, T., 1983: Palynostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. - *Prace Inst. geol.*, 104, Warszawa, 1-76.
- PANTIČ, S., 1967: Triassic microfossils of Northwestern Montenegro. *Geol. Glas.*, 5, Zagreb, 89-99.
- PAPŠOVÁ, J. - PEVNÝ, J., 1982: Finds of conodonts in Reifling limestone of the West Carpathians (the Choč and the Strážov nappes). - *Západ. Karpaty, sér. Paleont.* 8, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 77-90.

- PAPŠOVÁ, J. - GAÁL, L., 1984: Conodonts from Pelsonian-Cordevolian basinal limestones of Choč - and Silica-nappes. - *Západ. Karpaty, sér. Paleont.* 9, Bratislava, 155-164.
- PLANDEROVÁ, E.: Palynomorphs from Lunz beds and from black clayey shales in basement of Vienna Basin (borehole LNV-7). - *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 3, Bratislava, 267-294.
- PLANDEROVÁ, E., 1983: Palynologické vyhodnotenie vrstov z podložia Viedenskej panvy. - *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 32.
- PERŽEL, M., 1964: Geológia Jablonicko-Prašníckeho pohoria. - *Geofond, Bratislava*.
- PERŽEL, M., 1966: Stratigraphie der Trias der Chočdecke des Biele pohorie der Malé Karpaty. - *Geol. sbor. Slov. Akad. Vied*, XVII, 11, Bratislava, 157-166.
- PETTIJOHN, E. J., 1975: Sedimentary rocks. - Harper and Row, New York, 628.
- PRABAU, M. K. - WEBBER, G. R., 1984: Origin of quartz-feldspathitic gneisses at Moutaban-les-Mines, Quebec. - *Canad. J. Earth Sci.*, 21, Ottawa, 336-345.
- PRIECHODSKÁ, Z., 1983: Výskum ťažkých minerálov z pieskovcov lunzských vrstiev a vrchnej kriedy z vrstov hĺbených do podložia Viedenskej panvy. - *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 28.
- PUPIN, J. P. - TURCO, G., 1972: Une typologie originale du zircon accessoire. - *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.*, 95, 3, Paris, 348-359.
- REYNOLDS, R. C. - HOWER, J., 1970: The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. - *Clays and Clay Miner.*, 18, New York, 25-36.
- ROJKOVIČ, I. - HOVORKA, D. - KRIŠTÍN, J., 1978: Spinel group minerals in the West Carpathian ultrabasic rocks. - *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 29, 2, Bratislava, 253-274.
- SALAJ, J., 1960: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. - *Geol. Práce, Zpr.*, 18, Bratislava, 119-130.
- SALAJ, J., 1961: Gosauská krieda. - In: *Zjazdový sprievodca XII. zjazdu čs. spol. min. geol.*, Bratislava, 68-70.
- SALAJ, J., 1962: Mikrobiostratigrafia danu gosauskej kriedy a centrálného paleogénu Myjavskej pahorkatiny. - *Geol. Práce, Zpr.*, 24, Bratislava, 199-204.
- SALAJ, J., 1965: Zpráva o geologickom výskume na liste Myjava. - *Zpr. geol. výsk.*, Bratislava, 56.
- SALAJ, J., 1966: O možnostiach výskytu ropy v mezozoiku Západných Karpát. - *Geol. Průzk.*, 12, Praha, 414-416.
- SALAJ, J. - JENDREJÁKOVÁ, O., 1967: Die Foraminiferen aus der Oberen Trias der Westkarpaten. - *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 18, 2, Bratislava, 311-313.
- SALAJ, J. - BIELY, A. - BYSTRICKÝ, J., 1967: Die Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. - *Geol. Práce, Zpr.*, 42, Bratislava, 119-136.
- SALAJ, J., 1978: Mikrobiostratigrafia triasu Západných Karpát Slovenska na základe fo-

- raminifer vo vzťahu k triasu tetýdnej oblasti. - Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 130.
- SALAJ, J., 1982: Mesozoic paleogeographic development in the northwestern part of the West Carpathians of Slovakia. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 39, 3, Amsterdam, 203-229.
- SALAJ, J. - BEGAN, A., 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská Pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). - *Zitteliana*, 10, München, 173-181.
- SALAJ, J. - BORZA, K. - SAMUEL, O., 1983: Triassic foraminifers of the West Carpathians. - *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 213.
- SALAJ, J. - BEGAN, A., 1986: Príspevok k tektonike bradlového a klpského pásma stredného Považia. - *Region. geol. Západ. Karpát*, 21, Bratislava, 101-104.
- SALAJ, J. - PRIECHODSKÁ, Z., 1986: Problematika ťažkých minerálov z kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny (stratigrafia a porovnanie so Severnými Vápencovými Alpami). - *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 78.
- SASS, E. - KATZ, A., 1982: The origin of platform dolomites: new evidence. - *Amer. J. Sci.*, 282, New Haven, 1184-1213.
- SAXENA, S. K., 1966: Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. - *Sedimentology*, 6, Amsterdam, 1-33.
- SCHEURING, B., 1970: Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bölchentunnel (Solothurner Jura). - *Schweiz. paläont. Abh.*, 88, Basel, 1-119.
- SENOWBARI-DARYAN, B., 1983: Zur Gattung *Pseudocucurbita* Borza et Samuel, 1978 (= pro *Cucurbita* Jablonsky 1973) und Beschreibung vergleichbarer problematischer Organismen aus der Obertrias des alpin-mediterranen Raumes. - *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 88, 2, Milano, 181-250.
- SUMMESBERGER, H. - WAGNER, L., 1971: Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich; Mitteltrias). - *Ann. Naturhist. Mus.*, 75, Wien, 343-356.
- ŠMERAL, J. - URBÁNEK, J., 1986: Stanovení organického a minerálního uhlíku z jedné navážky horninového vzorku. - *Zemní Plyn Nafta*, 31, 2, Hodonín, 199-203.
- SMITH, J. P., 1927: Upper Triassic marine invertebrate faunas of North America. - *Geol. Surv. Profess. Papers*, 144, Washington, 135.
- ŠKORŇ, J., 1984: X-ray powder diffraction identification of illitic materials. - *Clays and Clay Miner.*, 32, New York, 337-349.
- STRNAD, M. - KOTÁSEK, V. - PAŠIAK, J., 1981: Využití pyrolýzy hornin při naftové prospekci. - *Zemní Plyn Nafta*, 26, 3, Hodonín, 425-440.
- ŠTÚR, D., 1860: Bericht über die geologische übersicht-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. - *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst.*, 11, 1, Wien, 17-151.

- TISSOT, B. - WELTE, D., 1978: Petroleum formation and occurrence. - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 537.
- TOLLMANN, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikum. - F. Deuticke Verl., Wien, 580.
- TRIFONOVA, E., 1972: Lower Anisic Foraminifera from Bukhowzi village, north-east Bulgaria. - Mitt. Gesell. Bergbaustud. Ib., 21, Innsbruck, 505-509.
- TRIFONOVA, E., 1978: Foraminifera zones and subzones of the Triassic in Bulgaria. II.: Ladinian and Carnian. - Geol. na Balkanite, 8, 4, Sofia, 49-64.
- UROŠEVIĆ, D. - RADOVANOVIĆ, Z., 1972: Contribution a connaissance du développement des sédiments triassiques dans la gorge d'Ovčar-Kablar. - Geol. An. Balkan. Poluostr., 37, 2, Beograd, 29-31.
- VASSOJEVIĆ, N. B. - KORČAGINA, Ju. I. - LOPATIN, N. V. - ČERNYŠEV, V. V., 1969: Glavnaja faza nefteobrazovanija. - Vest. Mosk. Univ., 6, Moskva, 3-27.
- VEIZER, J. - LEMIEUX, J. - JONES, B. - GIBLING, M. - SAVELLE, J., 1978: Paleosalinity and dolomitization of a Lower Paleozoic carbonate sequence, Somerset and Prince of Wales Islands, Arctic Canada. - Canad. J. Earth Sci., 15, Ottawa, 1448-1461.
- VEIZER, J. - DEMOVIĆ, R., 1984: Strontium as a tool in facies analysis. - J. sed. Petrology, 44, Tulsa, 93-115.
- VESELSKÝ, J. - ŽABKA, M., 1976: Poznatky pri použití metody ťažkých frakcií z drve nej horniny pri štúdiu akcesorických minerálov granitoidov Malých Karpát. - Acta geol. geogr. Univ. Comen., 28, Bratislava, 155-170.
- WACHTEL, G. - WESSELY, G., 1981: Die Tiefbohrung Berndorf-1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. - Mitt. Österr. geol. Gesell., 74-75, Wien, 137-165.
- WEAVER, C. E., 1960: Possible uses of clay minerals in search for oil. - Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 44, 9, Tulsa, 1505-1518.
- WEAVER, C. E. - BECK, K. C., 1971: Clay water diagenesis during burial: how mud becomes gneiss. - Geol. Soc. Amer. Spec. pap., 134, Washington, 96.
- WEAVER, C. E. - POLLARD, L. D., 1975: The chemistry of clay minerals. - Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 213.
- WEAVER, C. E., 1984: Shale-slate metamorphism in Southern Appalachians. - Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 239.
- WESSELY, G., 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens: Verbindung und Vergleiche. - Mitt. Geol. Gesell., 66-67, Wien, 265-287.
- WESSELY, G., 1983: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seine Randzone. - Mitt. Österr. geol. Gesell., 76, Wien, 27-68.
- WHITE, A. F., 1978: Sodium coprecipitation in calcite and dolomite. - Chem. Geol., 28, Amsterdam, 65-72.

- ZANINETTI, L. - BROENIMANN, P. - BOZORGNIA, F. - HUBER, H., 1972: Étude lithologique et micropaléontologique de la Formation l'Elika dans la coupe d'Aruh, Alborz Central, Iran septentrionale. - Arch. Sci. Phys. natur., 25, 2, Genève, 215-249.
- ZANINETTI, L., 1976: Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mesogéen européen et asiatique. - Riv. ital. Paleont. Stratigr., 82, 1, Milano, 1-258.
- ZANINETTI, L. - DAGER, Z., 1978: Biostratigraphie intégrée et paléoécologie du Trias de la Péninsule de Kocaeli (Turquie). - Eclogae geol. Helv., 71, 1, Basel, 85-104.

I

281m



474m



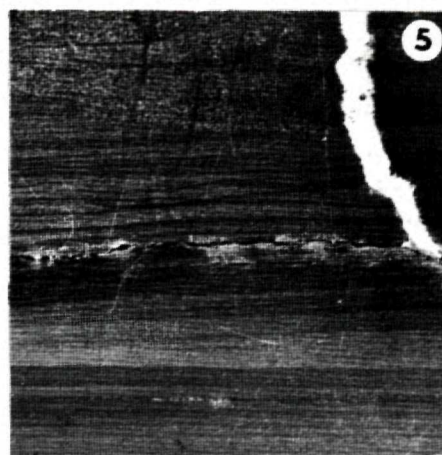
481m



482m



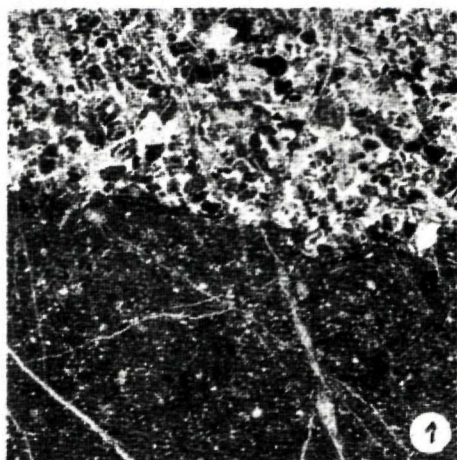
482m



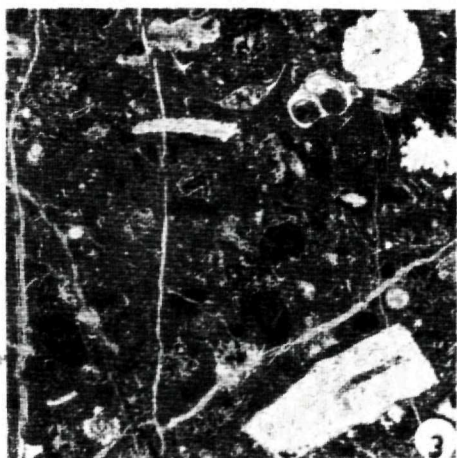
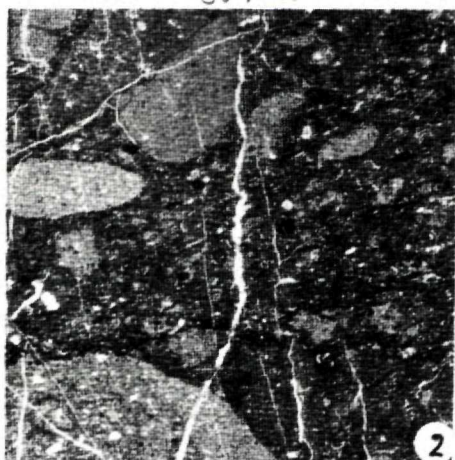
lans

II

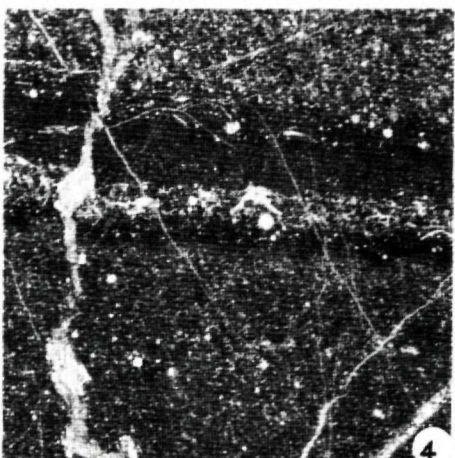
T75m



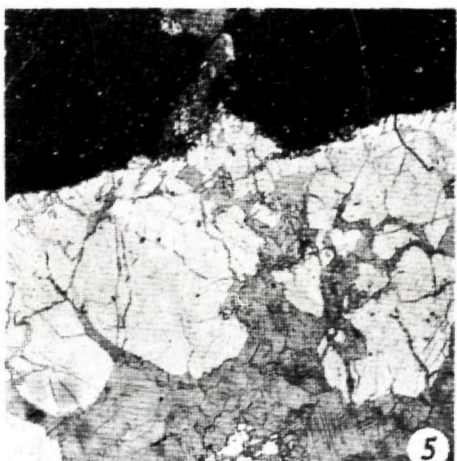
584 m



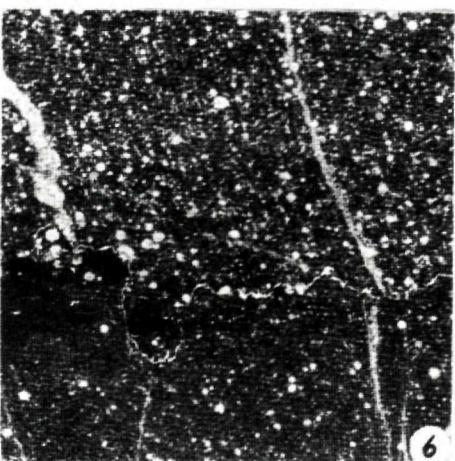
675m



682m



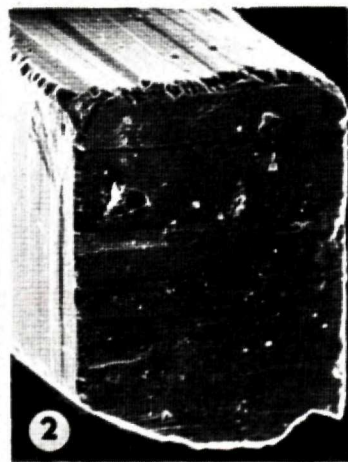
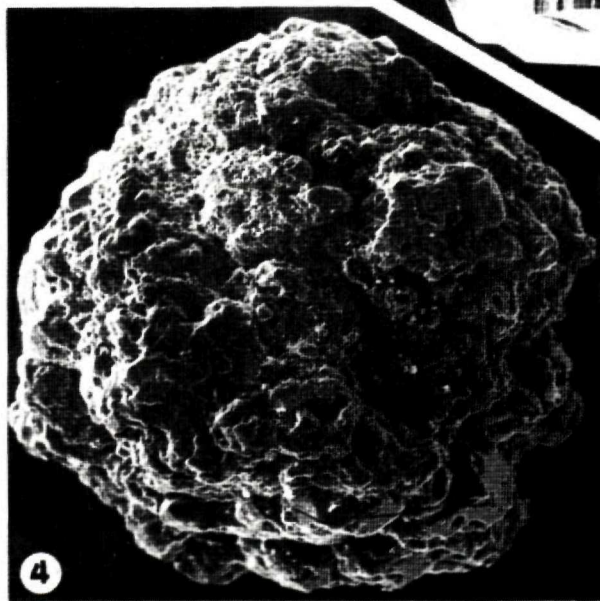
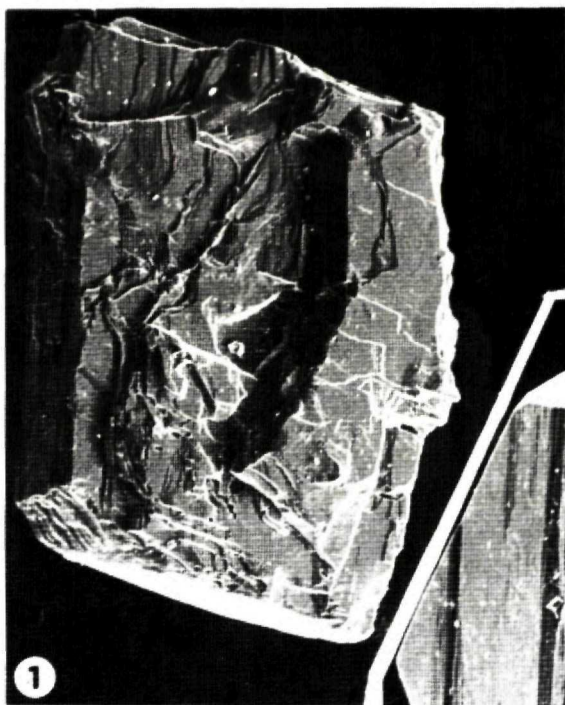
682m

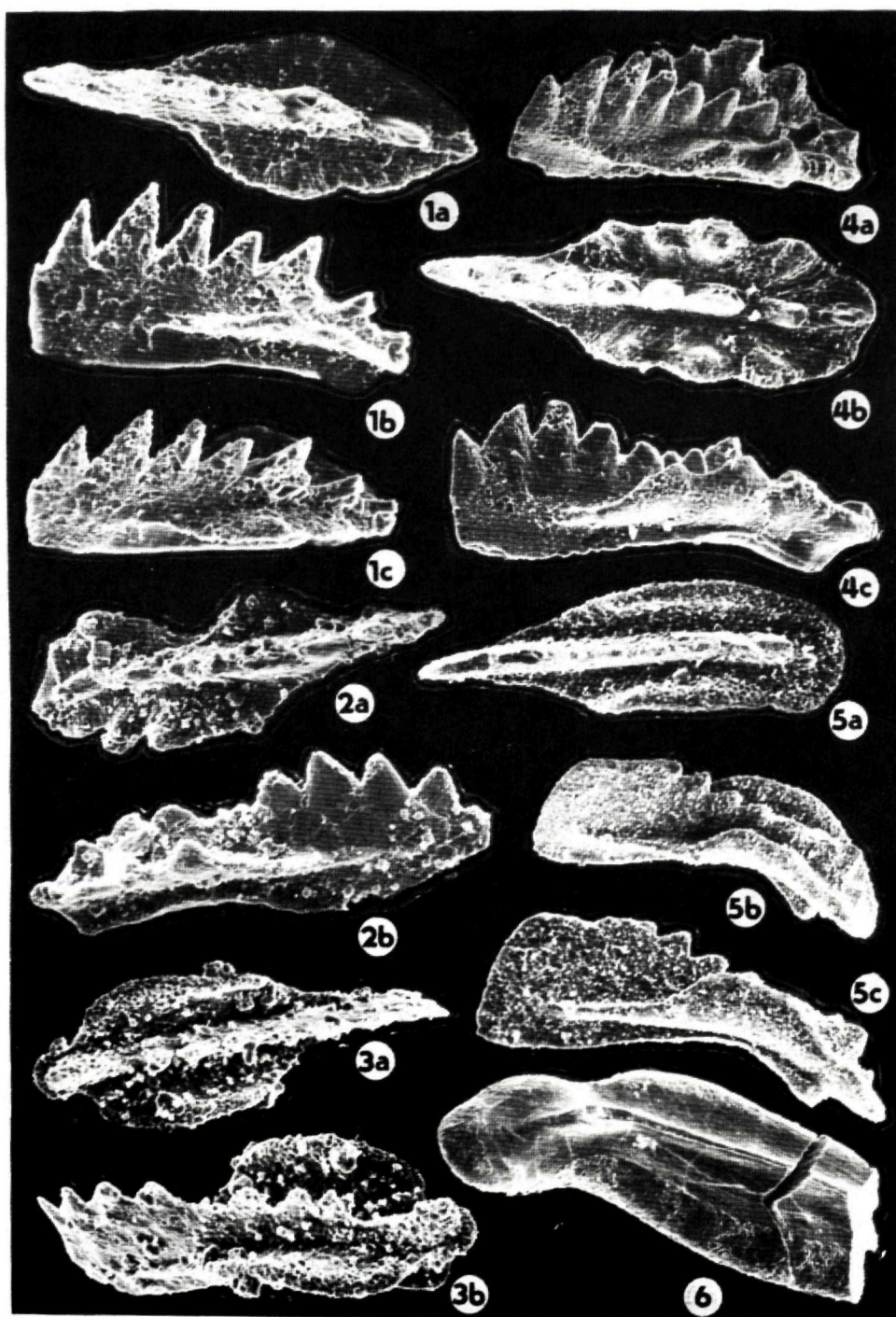


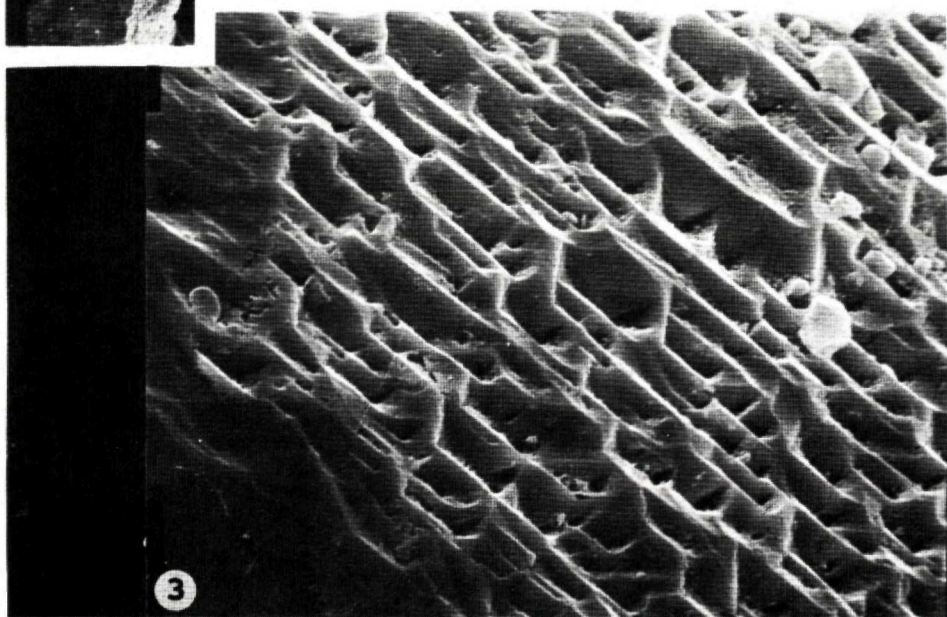
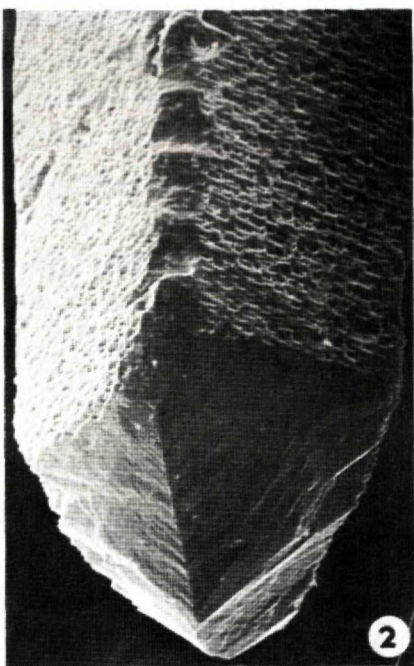
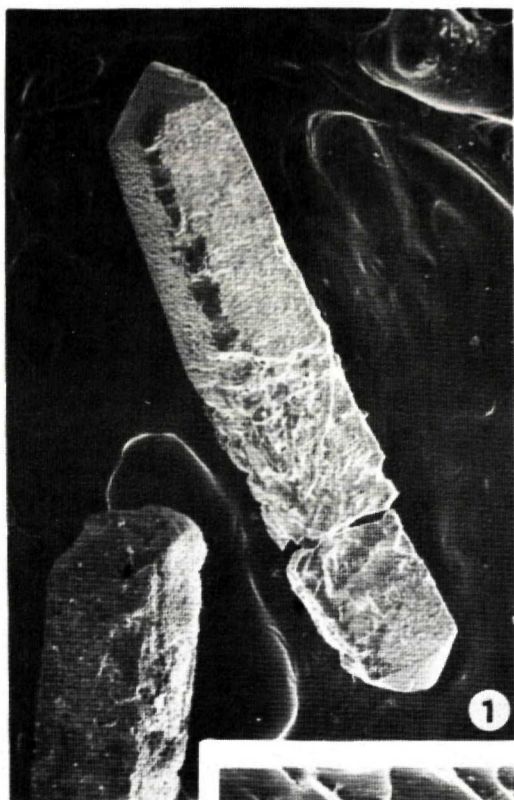
694m

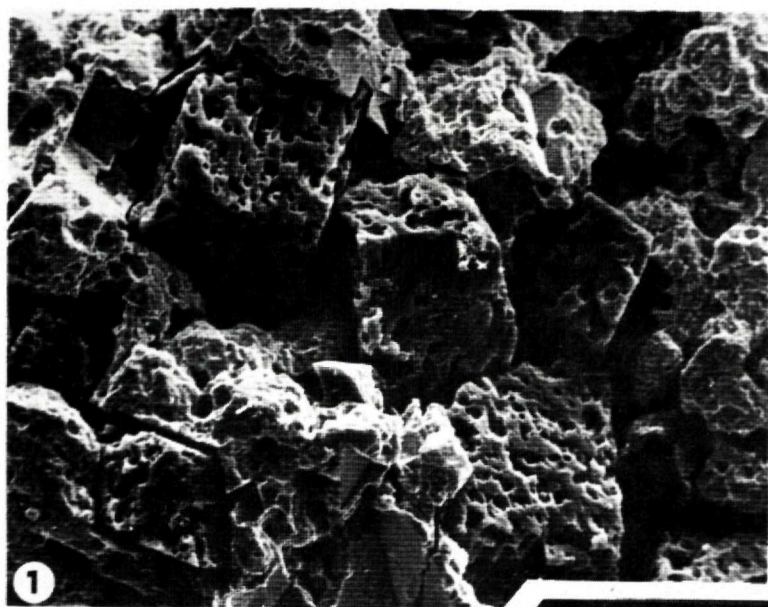
Feilb...

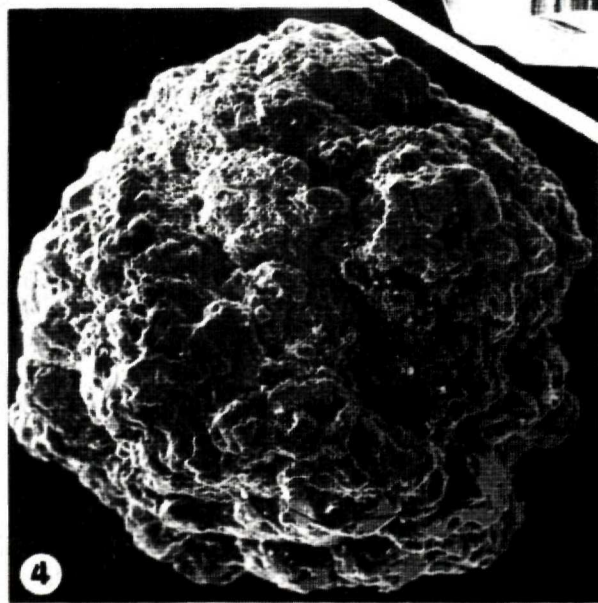
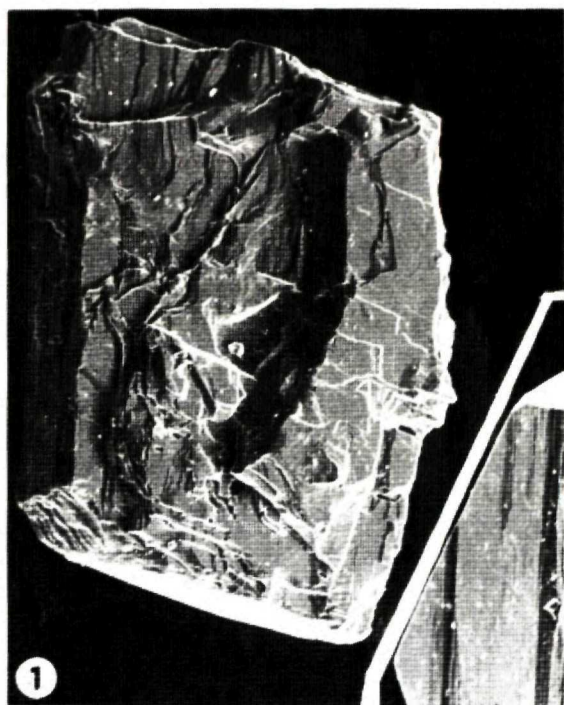
III

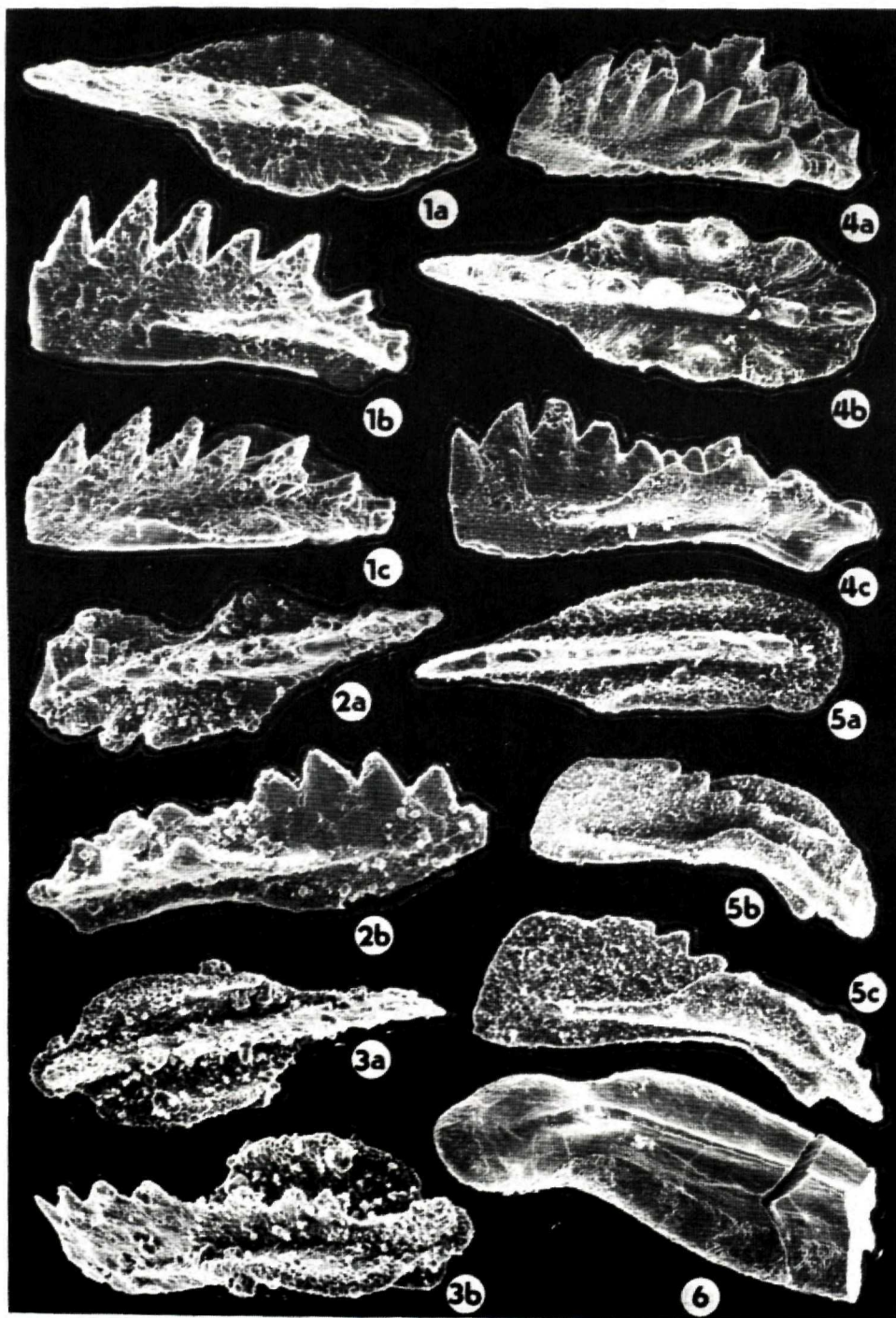


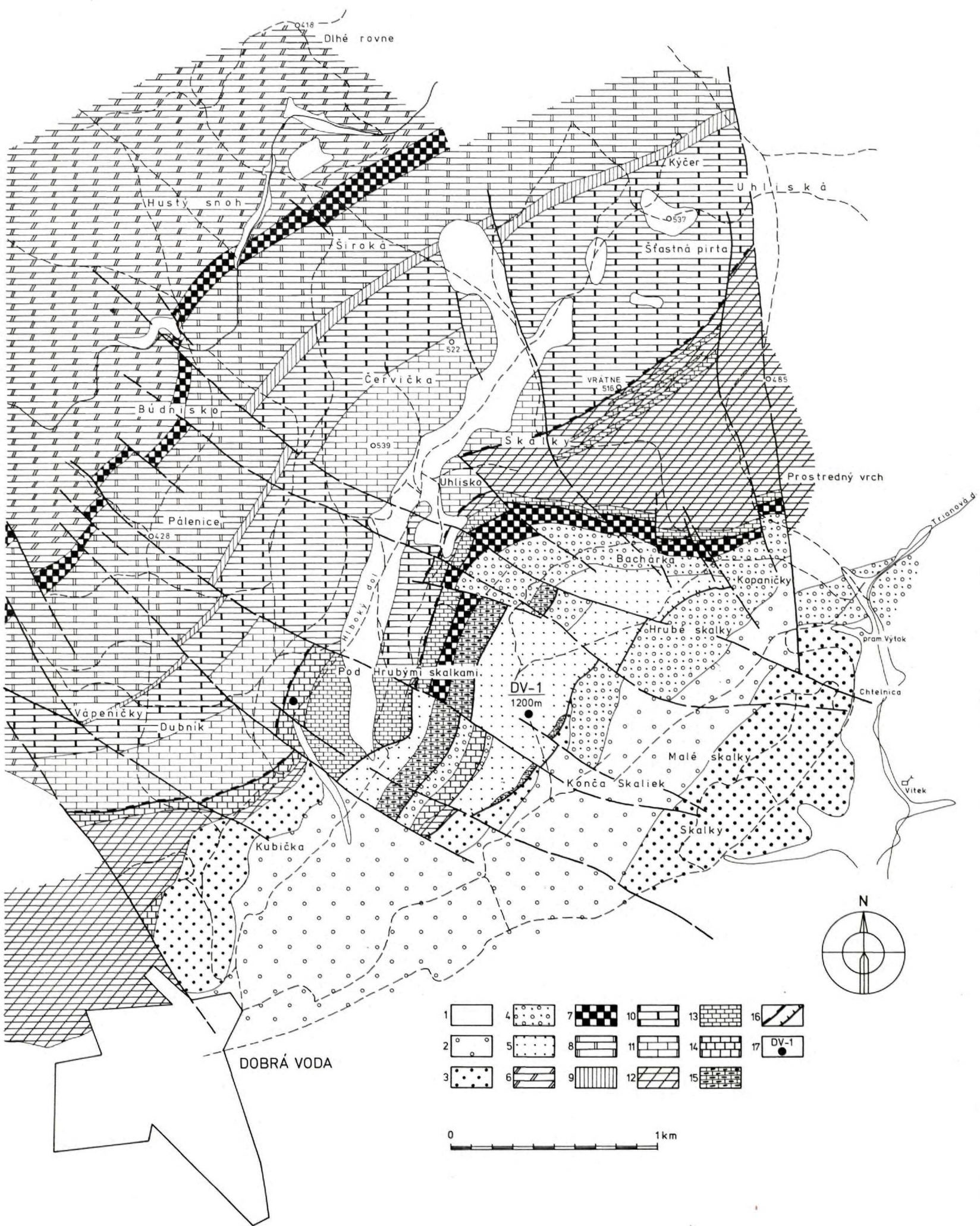






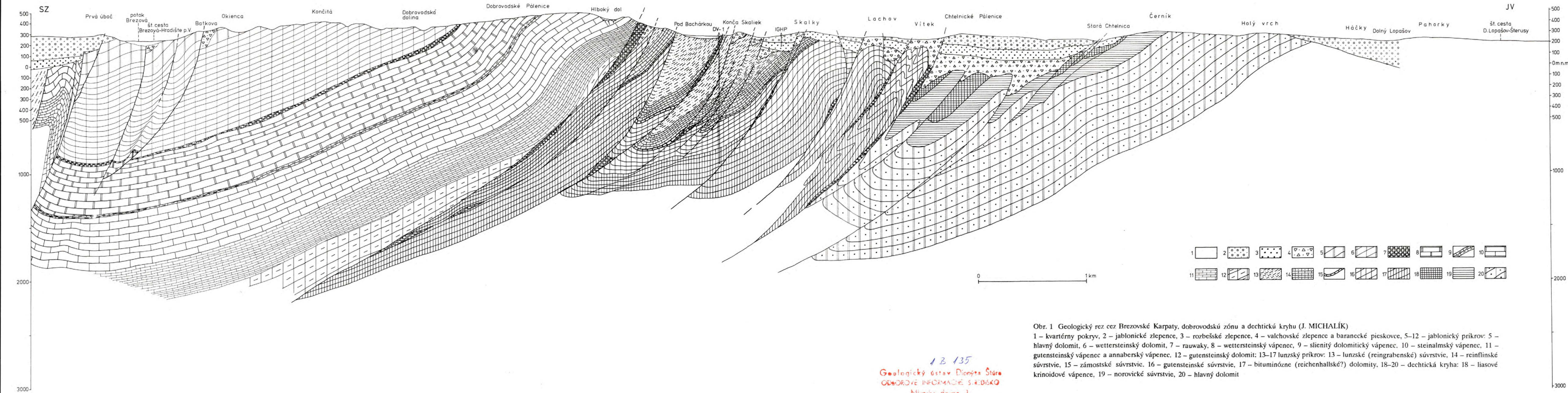






Obr. 2 Geologická mapa okolia vrtu DV-1, mierka 1:10 000 (J. MICHALÍK)

1 – kvartérny pokryv, 2 – jablonické zlepence, 3 – rozbežské zlepence, 4 – baranecké pieskovce a valchovské zlepence, 5 – lunzské (reingrabenské) súvrstvie, 6 – wettersteinský dolomit, 7 – rauwaky, 8 – wettersteinské vápence, 9 – slienité vápence, 10 – steinalmské vápence, 11 – annaberské vápence, 12 – mariáfske dolomity (ramsauske?), 13 – gutensteinské vápence, 14 – zelenkastosivé vápence neistej príslušnosti, 15 – reiflinské rohovecové vápence, 16 – hlavné a vedľajšie prešmyky, 17 – lokalizácia vrtu DV-1



Obr. 1 Geologický rez cez Brezovské Karpaty, dobrovodskú zónu a dechtickú kryhu (J. MICHALÍK)

1 - kvartérny pokryv, 2 - jablonické zlepenec, 3 - rozbežské zlepenec, 4 - valchovské zlepenec a baranček pieskovce, 5-12 - jablonický príkrov: 5 - hlavný dolomit, 6 - wettersteinský dolomit, 7 - rauwaky, 8 - wettersteinský vápenec, 9 - slienitý dolomitický vápenec, 10 - steinalmský vápenec, 11 - gutensteinský vápenec a annaberský vápenec, 12 - gutensteinský dolomit; 13-17 lunzský príkrov: 13 - lunzské (reingrabenské) súvrstvie, 14 - reinflinské súvrstvie, 15 - zámotské súvrstvie, 16 - gutensteinské súvrstvie, 17 - bituminózne (reichenhallské?) dolomity, 18-20 - dechtická kryha: 18 - liasové krinoidové vápenec, 19 - norovické súvrstvie, 20 - hlavný dolomit

1 B 135
Geologický ústav Dionýza Štúra
ODPOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynska dolina 1
817 04 BRATISLAVA
2. 27