

1 B 107 b

no. 57/88

ZAPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS ISSN 0139-8288

geológia 11

ZAPADNÉ KARPATY • GEOLÓGIA 11

Tematická skupina 03/9
Cena brož. výtlačku Kčs 29,—

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1988

Nepredajný exemplár

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020327

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 11

Geologický ústav Dionýza Štúra
OBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1988

Geologický ústav D. Stúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1B 1076

kat. čís.: 517/1988

Kčs kúpa: 26.-

Kčs vým.: —

Kčs dar: —

VEDECKY REDAKTOR
RNDr. JÁN GAŠPARIK, CSc.

ODBORNÝ RECENZENT
RNDr. JOZEF SALAJ, DrSc.

REDAKČNÝ OKRUH
Člen korešpondent OTO FUSÁN, RNDr. JÁN GAŠPARIK, CSc., RNDr. PETER REICHWALDER, CSc.,
RNDr. DIONÝZ VASS, DrSc.

**ZÁPADNÉ
KARPATY
SÉRIA**

geológia 11

JÁN KYSELA — ANNA KULLMANOVÁ et al.

Podložie slovenskej časti viedenskej panvy

SPOLUAUTORI

OLGA FEJDIOVÁ, VIERA GAŠPARIKOVÁ, JARMILA PAPŠOVÁ, EVA PLANDEROVÁ, ZORA PRIECHODSKÁ,
ONDREJ SAMUEL, PAULÍNA SNOPKOVÁ, EVA ŽÁKOVÁ

OBSAH — CONTENTS — INHALT

KYSĽA, J.: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy	7
KULLMANOVÁ, A.: Mikrofaciálno-petrografické vyhodnotenie mezozoických hornín v hlbinných vrtoch v podloží neogénu viedenskej panvy	53
PLANDEROVÁ, E.: Palinologické vyhodnotenie bridličnatých sedimentov z vrtoch v podloží viedenskej panvy	79
SNOPKOVÁ, P.: Palinologický výskum sedimentov z podložia neogénu viedenskej panvy	93
SAMUEL, O.: Mikrobiostratigrafická rekognoskácia vrtoch podložia viedenskej panvy	107
GAŠPARIKOVÁ, V.: Vápnitý nanoplanktón z podložia viedenskej panvy	117
PAPŠOVÁ, J.: Nálezy konodontov z podložia neogénu viedenskej panvy	123
PRIECHODSKÁ, Z.: Výskum ťažkých minerálov v pieskovcoch lunszkých vrstiev a vrchnej kriedy z vrtoch hĺbených do podložia viedenskej panvy	129
FEJDOVÁ, O.: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z vrtoch LNV-3, LNV-7, Šaštin-10, Šaštin-12, Závod-74	143
ŽÁKOVÁ, E.: Evapority z podložia neogénu viedenskej panvy	149
Literatúra	155
Anglické resumé (Reinterpretation of the pre-Neogene basement tectonic structure Slovak part of Vienna Basin)	161

Ján Kysela

Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy

3 obr. (1—3), 6 fotografických tabuliek (I—VI)

Úvod

Končí sa ďalšia desaťročná etapa výskumu predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy, motivovaná snahou objaviť ložiská kvapalných alebo plyných uhľovodíkov. Táto snaha bola počas poslednej etapy korunovaná úspechom. Boli objavené plyné ložiská na lokalite Závod a Borský Jur.

Od začiatku výskumu (r. 1962) vyhľadávania ložísk sa pracovníci GÚDŠ podielali na riešení čiastkových problémoch geologickej stavby predneogénneho podložia. V roku 1973 A. BIELY s kolektívom spolupracovníkov GÚDŠ zhodnotil stav preskúmanosti podložia za celé uplynulé obdobie. Od tohoto obdobia špecialisti GÚDŠ spolupracovali na projektovej príprave (M. MAHEL, J. SALAJ, A. BIELY, J. KYSELA) a vyhodnocovali vrtný materiál (A. KULLMANOVÁ, J. SALAJ a i.). Geologické zhodnotenie vrtoz poskytovali formou samostatných správ a v zmysle dvojstrannej dohody z roku 1982 ich poskytujú naďalej.

Na záver desaťročnej etapy je však potrebné zhrnúť nové poznatky, z aspektu nových výsledkov a pomocou nových metód prehodnotiť staršie vrty a vypracovať novú objektívnejšiu alternatívu riešenia geologickej stavby podložia. Robíme tak v rámci štátnej úlohy: Geologický výskum perspektívnych oblastí na výskyt ropy a zemného plynu, ktorej riešiteľom je GÚDŠ Bratislava. Nové riešenie, doložené bohatším faktografickým materiálom, by malo byť základňou pre určenie stratégie vyhľadávania a prieskumu ložísk uhľovodíkov. Považujeme za potrebné na tomto mieste zdôrazniť, že užitočnejšia a plodnejšia je užšia spolupráca, zahŕňajúca aj účasť na projektovej príprave vrtoz, prípadne priamu účasť na schvaľovaní projektových vrtoz.

Od r. 1973 doteraz bolo do predneogénneho podložia viedenskej panvy vyhlbených 22 vrtoz, zahrňujúc do tohto počtu dovrtanie hlbokého vyhľadávacieho vrtu Lakšárska Nová Ves-7, hlboké vyhľadávacie vrty Šaštín-12, Závod-73 a z technických príčin zatiaľ neukončený vrt Studienka-83, ako aj plytšie prieskumné vrty na štruktúrach Smolinské, Kovalov, Šaštín, Borský Jur a Závod (obr. 1).

Predložená práca obsahuje litostratigrafické litofaciálne (biostratigrafické a petrologické) poznatky, ako aj poznatky z izotopového výskumu, získané štúdiom geologického materiálu z vrtoz odvrátených v období 1973—1982 a z niektorých vybraných vrtoz odvrátených v starších etapách prieskumu. Obsahuje tiež biostratigrafický, litofaciálny a petrologický dokumentačný mate-

riál. Na základe tohto materiálu a nových výsledkov povrchového a hlbinného výskumu v susediacich oblastiach predkladáme alternatívu riešenia geologickej stavby predneogénneho podložia panvy (obr. 2).

Je zrejmé, že štúdiá zodpovedá súčasnému stavu poznatkov, nie je teda konečným riešením. V budúcnosti bude upresňovaná a modifikovaná podľa výsledkov vrtného prieskumu, zdokonalených a rozšírených geologických metód, ako aj zdokonalených a rozšírených geofyzikálnych metód a ich interpretačných postupov.

Obsah

Litostratigrafická charakteristika hornín vo vybraných vrtoch z predneogénneho podložia viedenskej panvy	9
Vrt Kúty-7	9
Vrty Štefanov-140, 170, 205, 404 a Letničie-1	10
Vrt Koválov-5	10
Vrt Bištava-1	11
Vrty Bištava-2, -3	11
Vrty Smolinské-7, -8, -22, -26, -28	11
Vrt Smolinské-27	12
Vrt Smolinské-21	13
Vrt Smolinské-14	13
Vrt Smolinské-17	13
Vrt Smolinské-19	14
Vrt Smolinské-20	14
Vrt Šaštín-10	15
Vrt Šaštín-12	15
Vrt Šaštín-13	19
Vrt Koválov-6	19
Vrt Závod-57	20
Vrt Závod-68	20
Vrt Studienka-3	22
Vrt Studienka-39	22
Vrt Studienka-37	23
Vrt Studienka-83	25
Vrt Lakšárska Nová Ves-2	25
Vrt Lakšárska Nová Ves-4	26
Vrt Lakšárska Nová Ves-6	26
Vrt Lakšárska Nová Ves-7	26
Vrt Lakšárska Nová Ves-3	27
Vrt Lakšárska Nová Ves-5	28
Vrt Studienka-5	29
Vrt Závod-72	30
Vrt Závod-73	30
Vrt Závod-74	31
Vrt Závod-75	32
Vrt Závod-76	33
Vrt Závod-123	34
Interpretácia tektonickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy a jej problémy	34
Záver	48

Litostratigrafická charakteristika hornín vo vybraných vrtoch z predneogénneho podložia viedenskej panvy

Pri interpretácii stratigrafických profilov vrtoch odvrátených v starších etapách výskumu sme používali pracovný postup zahrňujúci štúdium prvotnej dokumentácie, ktorá obsahovala prvotný opis jadier, a pôvodné vyhodnotenie výbrusového a výplavového materiálu, prípadne iné špeciálne vyhodnotenia. Porovnávali sme ich navzájom a tiež s výsledkami z neskorších etáp výskumu v chronologickom poradí. Ak boli ešte zachované jadrá, prezreli sme ich a odobrali sme doplnujúce, prípadne kontrolné vzorky. Treba však poznamenať, že vzhľadom na stav skladu hmotnej dokumentácie vo Veľkých Levároch, úmerne s dĺžkou uskladnenia geologického materiálu vzrastá riziko znečistenia vzoriek a následne, ak to nerozoznáme pri odbere vzoriek, aj riziko získania mylných informácií. Tieto sa potom môžu preniesť do geologickej interpretácie a znehodnotiť ju. Vo viacerých prípadoch sme zistili v jednej vzorkovnici jadrá rôznych priemerov, ktoré evidentne nepatria k sebe a ich spoločný výskyt je výsledkom znečistenia. Riziko mylných informácií možno eliminovať, ak sú horniny odlišné (napr. neogénne sedimenty versus predneogénne), je to však problematické, ak sú horniny litologicky analogické alebo zhodné.

Pre objektívne posúdenie skutočnosti zapožičali sme si (vďaka pochopeniu pracovníkov MND) pôvodný výplavový a výberový materiál a tiež materiál výbrusový a porovnali sme ho s materiálom, ktorý zhromaždili a spracovali špecialisti GÚDŠ. Používajúc tento pracovný postup zistili sme niekoľko rozporov, na ktoré poukážeme pri opise jednotlivých vrtoch.

U vrtoch, ktoré vyhodnotili pracovníci GÚDŠ v poslednom období (1982, 1983), uvádzame skrátenú verziu geologického zhodnotenia. Podrobne sú výsledky uvedené v správach odovzdaných MND Hodonín. U vrtoch, ktoré neuvádzame v tejto kapitole, preberáme interpretáciu, ako ju navrhol A. BIELY et al. (1973).

Vrt Kúty-7

Zastihol podložie v dvoch návrtoch (2218—2221 m a 2277—2282 m). Podľa pôvodného opisu sa v prvom jadre nachádzajú zelenosivé, slienité, jemne piesčité íly, ktoré majú charakter zlepenca (úlomky 1—3 cm, zrejme rozvrátené, J.K.) a zelenosivé, pevné čriepkovito odlučné slienité ílovce. V druhom jadre sú prítomné podľa pôvodného opisu kusy piesčitého, jemne sfudnatého ílovca a sivého jemnozrnného vápenatého pieskovca, s vložkou zlepenca s valúnmi priemeru 1 cm. Sú vytvorené z jemnozrnného pieskovca a vápenca so slienito-ílovitým tmelom (zrejme rozvrátené, J.K.).

A. BIELY et al. (1973) už neuvádzajú pieskovce, iba sivozelené slieňovce a bridlice, s vložkami zelenosivých škvŕnitých vápencov, v ktorých A. KULLMANOVÁ zistila rádioláriovú mikrofáciu a O. SAMUEL preukázal spoločenstvo

aglutinovaných foraminifer s druhom *Haplophragmoides nonioninoides*, ktoré poukazuje na albský vek vrstiev. Podľa A. BIELEHO et al. (l.c.) možno korelovať tieto horniny s globigerínovo-rádioláriovými vrstvami albu kysuckej série. Tomu však odporuje pôvodne uvádzaná prítomnosť pieskovcov a biofaciálny charakter foraminiferového spoločenstva.

Zvyšky vrtných jadier sú ešte zachované. Jadro č. 2 obsahuje skutočne úlomky zelenosivých pieskovcov, ako je to uvedené v pôvodnom opise. Podľa rovnakých kritérií, ako uvádza A. BIELY et al. (1973), nemôžeme teda považovať horniny za globigerínovo-rádioláriové vrstvy kysuckej série, ktoré pieskovce neobsahujú. Litostratigrafickým charakterom podobné horniny sú známe od Hluku (porov. T. BUDAY et al. 1963) a z vrtu Gbely H 6 (l.c.); tieto sú zaraďované do bielokarpatskej jednotky. Zodpovedá tomu aj biofaciálny charakter foraminiferového spoločenstva (porov. učenia M. HOLZKNECHTA 1973). V tomto prípade sa teda vraciame k interpretácii T. BUDAYA—E. NEMČÍKA—V. ŠPIČKU (1967).

Vrty Štefanov-140, -170, -205, -404 a Letničie-1

Navrúti v predneogénnom podloží flyšové súvrstvie pozostávajúce zo striedajúcich sa sivých a tmavosivých vápencových ílovcov a tenkých jemnozrnných pieskovcov a siltovcov, viac alebo menej vápenatých. Ojedinele sa vyskytujú pieskovce v hrubších vrstvách. Relikty obsahujú chudobné aglutinované spoločenstvá, miestami sprevádzané globotrunkánami, ktoré, ak sú autochtónne, preukazujú kampaňsko-mástrichtský vek (porov. so správou O. SAMUELA).

Podľa A. BIELEHO et al. (l.c.) súvrstvie nezodpovedá žiadnemu z vývojov bradlového pásma, autori uvažujú skôr o komplexe patriacom magurskej zóne. Podľa E. MENČÍKA in F. NĚMEC—A. KOCÁK (1976) nie sú však takéto horniny známe ani z bielokarpatskej jednotky. Myslíme si, že litologickým charakterom a biofaciálnym charakterom mikrofauny sa vrstvy podobajú horninám navrátnym vo vrte Blatnička-1 (E. MENČÍK—V. PESL 1966) v hĺbke 250—360 m, ktoré neskôr nazval V. PESL (1968) svodníckymi vrstvami. Tam však neobsahujú globotrunkány a sú pokladané za paleocénne, čiže mohli by zodpovedať len časti vzoriek navrátnych na štruktúre Štefanov. Obdobné horniny poznáme z autopsie z okolia Novej Bošáče a Klanečnice, kde rovnako obsahujú nepreukazné aglutinované foraminifery a výnimočne globigeríny z okruhu *G. triloculinooides*. Spofahlivejšie kritérium než litologickú podobnosť a biofaciálny charakter foraminiferových spoločenstiev však nateraz nemáme k dispozícii. Vzhľadom na pozíciu vrtov a litologický charakter predpokladáme, že horniny sú skôr súčasťou bielokarpatskej jednotky než bradlového pásma.

Vrt Koválov-5

Predneogénne podložie bolo vo vrte zachytené tromi jadrmi z hĺbok 1098—1103 m, 1250—1255 m a 1295—1300 m. Nachádza sa v nich flyšové súvrstvie

pozostávajúce z tmavosivých a zelenosivých slabo vápenatých ílovcov a prachovcov, ktoré sa striedajú so sivými jemnozrnnými pieskovecami do hrúbky 5 cm. Horniny sú intenzívne zvrásnené. Relikty obsahujú foraminifery, ktoré ich datujú na santón—kampán (porov. O. SAMUEL). Z rovnakých vzoriek uvádza V. GAŠPARIKOVÁ nanoplanktón reprezentovaný druhmi *Watznaueria barnesae* a *Nannoconus* sp., ktoré podľa autorky dokladajú spodnokriedový vek. Vzhľadom na litologický charakter a foraminiferovú mikrofaunu predpokladám, že druh *Nannoconus* sp. je redeponovaný. Litostratigraficky sú sedimenty identické s flyšom zo štruktúry Štefanov. Obdobne uvažujeme skôr o príslušnosti k bielokarpatskej jednotke než k bradlovému pásmu.

Vrt Bištava-1

Z podložia bolo odobrané jediné jadro z hĺbky 1215—1220 m, ktoré už nie je zachované. Podľa pôvodného opisu obsahovalo pestré, červeno a fialovo škvrnité vápenaté ílovce. Podľa určenia O. SAMUELA (1973, 1983) spoločensvá obsahujú úlomok druhu *Cyclammina* sp. (cf. *Cyclammina amplectens*), ktorý sa začína objavovať v spodnom eocéne a vyskytuje sa hlavne v strednom eocéne. Z povrchu poznáme tento druh zo sedimentov myjavskej skupiny. Uvádza sa tiež z pestrých ílovcov bielokarpatskej jednotky od Dohnian (porov. O. SAMUEL 1961). Po odvrtaní vrtu Koválov-6, v ktorom boli zistené dolomity triasového veku, sa vrt Bištava-1 pozične ocitol v situácii, ktorú na povrchu nepoznáme. Vyplýva z nej však, že pestré ílovce môžu skôr patriť vonkajším tektonickým jednotkám. V našom prípade skôr k bradlovému pásmu alebo k bielokarpatskej jednotke než k myjavskej skupine.

Vrty Bištava-2, -3

Oba navrtali v podloží pestré sliene, vrt Bištava-3 tiež polymiktné, exotické zlepence a pieskovce. Pestré pelity obsahujú globotrunkánovú mikrofaunu kampánskeho veku (O. SAMUEL), podľa výbrusového materiálu ich možno upresniť na vrchnokampánsky vek (tab. I, obr. 1). Horniny sú zaraďované podľa litologického charakteru a „vonkajšej“ pozície do bradlového pásma (A. BIELY et al. 1973). Vrchnokampánske pestré sliene sa na povrchu nachádzajú len v čorštýnskej a kysuckej jednotke bradlového pásma.

Vrty Smolinské-7, -8, -22, -26, -28

Navrtali v predneogénnom podloží strednozrnné až hrubozrnné sľudnaté pieskovce a drobnozrnné až strednozrnné polymiktné zlepence. Výrazne v nich prevládajú zrná a valúny kremeňa a kryštalickej bridlic nad karbonátovými (dolomitovými a vápencovými) zrnami a valúnmi. Vo vrtoch Smolinské-8 a -22

sme v nich zistili úlomky a jeden celý exemplár foraminifery *Orbitoides* sp. (tab. I, obr. 2, 3, 4). Foraminifery, resp. ich úlomky sú silne korodované blokovým rozpúšťaním. Ak by neboli redeponované, možno uvažovať o vrchnosenónskom veku. Vo vrte Smolinské-22 (j.č. 4 a 6, hĺbka 1796—1798 m a 2001—2005 m) psefity obsahujú úlomky červených vápenatých ílovcov, v ktorých M. HOLZKNECHT (1979) určil aglutinované spoločenstvo foraminifer v prvom jadre s jediným exemplárom rodu *Globigerina* sp. Považuje ich za eocéne. Keďže úlomky orbitoidných foraminifer sa nachádzajú v jadre č. 5 (hĺbka 1939—1943 m) a psamity majú rovnaké materiálové zloženie, možno uvažovať aj o redepozícii foraminifer. Podložie polymiktných psamitov a psefitov bolo navŕtané len vo vrte Smolinské-22 v jadre č. 7 (hĺbka 2094—2100 m). Reprezentujú ho zelenosivé ílovité vápence s globotrunkánovou mikrofaunou kampánsko-mástrichtského veku (porov. tab. I, obr. 5, správa O. SAMUELA a A. KULLMANOVEJ). Či však ide o podložie normálne, t. j. jednu sukcesiu, alebo tektonicky sa stýkajúce dve sukcesie, nemožno zatiaľ posúdiť. Podľa „vonkajšej“ pozície možno horniny zaradiť buď k bradlovému pásmu, alebo k bielokarpatskej jednotke. Na povrchu poznám z autopsie rovnaké horniny z oblasti severozápadne od Nového Mesta n/Váhom. Tiahnu sa v pruhu širokom približne 1—2 km od údolia Klanečnice (Bučkovec) až k osade Ličke pri ceste na Javorinu. Tam obsahujú tiež valúny paleogénnych rífových vápencov (ústna informácia M. MIŠÍKA 1980). V celom pruhu sa nachádzajú polymiktné pieskovce a zlepenec, v ktorých prevláda kremeň a kryštalické bridlice. S nimi sa vyskytujú bradlá vápencov a slieňov, litologickým charakterom zodpovedajúce horninám z čorštynskej a pruskej sukcesie (v zmysle opisu A. BEGANA 1970) na liste Drietoma. Či vystupujú ako olistolity, alebo sú normálnym podložím pruhu zlepenecov, vzhľadom na slabé odkrytie terénu neviem jednoznačne posúdiť, je však zrejmé, že pri osade Ličke vystupujú v pokračovaní (? v nadloží) senónskych slieňov čorštynskej jednotky. Predpokladám preto, že patria skôr k bradlovému pásmu než k bielokarpatskej jednotke. Rovnako uvažujem aj o pomeroch v predneogénnom podloží viedenskej panvy. Záverom ešte pripomeňme, že A. BEGAN—J. HANÁČEK—J. MELLO—J. SALAJ (1982) začleňujú na povrchu tieto sedimenty k rašovskej skupine, t. j. považujú ich za vrchnokriedové a transgresívne ležiace na svojom podloží.

Vrt Smolinské-27

Navŕtal podložie jediným jadrom v hĺbke 1558—1562 m. Nachádzajú sa v ňom tmavošedé až čierne bridličnaté, vápenaté ílovce a sliene, spolu so zelenými, škvrnitými slieňmi a slieňovcami. Horniny v jadre sú miestami silne tektonicky porušené. Podľa RTG-analýzy obsahujú tmavé sliene kalcit, kremeň, illit, málo kaolinitu, náznak dolomitu a montmorillonitu. Zelené škvrnité sliene obsahujú kalcit a málo kremeňa. Z výbrusov zo zelených škvrnitých slieňov určil J. SALAJ (in A. KULLMANOVÁ) foraminifery spodného-stredného albu. Z výplavov z toho istého litotypu určil O. SAMUEL rekryštalizované hedbergely, z tmavých slieňov určil vápenatý a aglutinovaný bentos spodného—stredného albu.

V. GAŠPARIKOVÁ uvádza tiež vrchnoalbský nanoplanktón s poznámkou, že spoločenstvo tohto biofáciálneho charakteru sa vyskytuje v kysuckej jednotke. Naproti tomu biofáciálny charakter foraminiferových spoločenstiev nie je typický pre kysuckú jednotku, v ktorej dominuje planktón. Odlišné údaje nás nútia uvažovať o alternatívnom riešení tektonického zaradenia, buď ku kysuckej jednotke alebo k vnútornejším tektonickým jednotkám (? klapskej).

Vrt Smolinské-21

Navráta podložie v jadre č. 3 (hĺbka 1495—1500 m), ktoré obsahuje tmavosivé až čierne tektonicky silne postihnuté sliene a vápenaté ílovce s úlomkami čiernych škvrnitých ílovcov, podľa pôvodného opisu tiež pieskovcov. Podľa RTG-analýzy sú v slieňoch prítomné: kremeň, kalcit, málo illitu, kaolinitu a veľmi málo živca. Podľa výbrusového materiálu nie je možné horniny stratigraficky zaradiť. Výplavy poskytli chudobné spoločenstvo foraminifer, indikujúcich pravdepodobne albský vek (O. SAMUEL). Vzhľadom na litologický charakter a biofáciálny charakter foraminiferového spoločenstva zaraďujeme navrátané horniny k niektorej jednotke nachádzajúcej sa vnútornejšie od kysuckej jednotky. Do úvahy prichádza klapský, manínsky, krížňanský alebo aj frankenfelský príkrov. O konečnom riešení nemôžeme v tomto štádiu výskumu smolinskej oblasti rozhodnúť.

Vrt Smolinské-14

Navráta v podloží sivé bridličnaté slieňovce s niekoľkými vložkami pieskovcov a pod nimi ílovité vápence s hedbergelami a nanokónami (porov. A. BIELY et al. 1973). Slieňovce obsahujú aglutinované spoločenstvo foraminifer s druhom *Haplophragmoides nonioninoides* (O. SAMUEL 1973, 1983), ktoré preukazuje hlavne spodnoalbský vek. Podložné vápence s nanokónovou mikrofáciou zaraďuje A. KULLMANOVÁ in A. BIELY et al. (1973) do neokómu. Tektonicky zaraďujú autori vápence (l.c.) buď do bradlového pásma, alebo, ak sú spojené do jednej sukcesie s flyšovým súvrstvom, do manínskeho, prípadne krížňanského príkrovu. Druhú alternatívu pokladáme za pravdepodobnejšiu.

Ako porovnávací materiál sme mali k dispozícii svetlosivé vápence z vrtu Matzen-375; obsahujú tiež hedbergelovo-nanokónovú mikrofáciu. Sú však interpretované ako súčasť frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému, čiže v našom prípade, podľa mikrofáciálnej analógie nemôžeme vylúčiť ani príslušnosť k niektorým zo zošupinovaných alpských príkrovov. Pozícia vrtu takémuto riešeniu neodporuje.

Vrt Smolinské-17

Navráta v predneogénnom podloží škvrnité slienité vápence a sliene, hlbšie potom tmavosivé a sivé, zelenkavé, tektonicky porušené sliene a slieňovce, so slabými vrstvičkami škvrnitých sivozelených vápencov (A. BIELY et al. 1973).

Pelity obsahujú mikrofaunu spodného albu, reprezentovanú druhmi: *T. roberti*, *H. trocoidea* a bentosovými druhmi *Epistomina*, *Discorbis*, *Glomospirella*, *Haplophragmoides* (porov. O. SAMUEL 1973 a M. HOLZKNECHT 1973). Podľa posledného určenia O. SAMUELA obsahujú aj vrchnoalbské formy. Horniny zaraďuje A. BIELY et al. (1977) ku globigerínovo-rádioláriovým vrstvám kysuckej jednotky. Litofaciálnym charakterom sú im síce podobné, avšak biofaciálnym charakterom foraminiferového spoločenstva a mikrofaciálnym charakterom karbonátov im nezodpovedajú (porov. E. SCHEIBNER 1958, 1967, S. ALEXANDROVICZ 1966, M. MIŠÍK 1966, J. KYSELA 1975). Tieto rozpory nás nútia byť opatrnejšími pri litostratigrafickej a tektonickej interpretácii. Podobné horniny sú známe z krížňanskej jednotky pri H. Moštenci (porov. K. BORZA 1980). Druh *Colomiella recta* sme v karbonátoch z vrtu nenašli, čo však môže byť zapríčinené malým počtom výbrusov. Mikrofaciálne ide o horniny veľmi podobné (tab. II, obr. 1). Litostratigrafickú a tektonickú príslušnosť sedimentov interpretujeme, už aj vzhľadom na pozíciu vrtu, alternatívne. Za súčasného stavu poznatkov ich môžeme považovať za súčasť manínskeho príkrovu (sensu M. MAHEL 1978) alebo (sensu D. ANDRUSOV 1972) krížňanského príkrovu alebo tiež kysuckej jednotky.

Vrt Smolinské-19

Navráta v predneogénnom podloží svetlosivé a zelenkasté vápence s rádioláριοvo-nanokónovou mikrofaciou, ktoré A. KULLMANOVÁ in A. BIELY et al. (1973) zaraďuje do neokómu (tab. II, obr. 2, 3). Vyskytujú sa aj vápence s rádioláριοvo-spongiovou mikrofaciou (tab. II, obr. 4). Chudobné foraminiferové spoločenstvá svedčia najskôr o vrchnoalbskom až albskom veku (O. SAMUEL). Hlbšie, až do konečnej hĺbky vrtu, boli zistené podobné horniny, striedajúce sa s bridličnatými vápenatými ílovcami. Karbonáty sú charakterizované rádioláριοvo-spongiovou mikrofaciou. Pelity obsahujú mikrofaunu s planktónovými druhmi *T. ex gr. roberti* a sporadickými ancestrálnymi formami druhu *Thalmaninella ticinensis praeticinensis*, ktoré indikujú strednoalbský vek (určil O. SAMUEL). Prítomný je aj vápenatý a aglutinovaný bentos. Litostratigrafickú a tektonickú príslušnosť hodnotíme rovnako ako vo vrte Smolinské-17.

Vrt Smolinské-20

Preskúmal podložie dvoma jadrami (č. 5, 6, hĺbka 1350—1353 m a 1395—1400 m). Nachádzajú sa v nich tektonicky intenzívne porušené sliene a vápenaté ílovce. Podľa RTG-analýzy obsahujú kremeň, kalcit, málo kaolinitu, illitu, dolomitu a montmorillonitu. Planktónová mikrofauna sprevádzaná vápenatým a aglutinovaným bentosom (určil O. SAMUEL) indikuje vrchný alb. V. GAŠPARIKOVÁ uvádza podľa nanoplanktónového spoločenstva albský vek. Podľa litologického charakteru a biofaciálneho charakteru foraminiferových spoločenstiev

zaraďujeme horniny k jednotkám vnútornejším než kysucká. Alternatívne ich možno považovať za súčasť klapského, manínskeho, krížňanskeho alebo frankfelského prikrovu.

Vrt Šaštín-10

Rozhranie medzi neogénom a predneogénnym podložím vo vrte je stále problematické.

Pôvodne A. KULLMANOVÁ et al. (1969) predpokladali, že sa nachádza v hĺbke 1725 m; pod ním sa nachádzali paleogénne sedimenty až do hĺbky 2170 m. Neskôr A. ZAPLETALOVÁ zistila v jadre č. 2 (1744—1949 m) silikoplacentíny preukazujúce vrchnoegenburský vek. V roku 1973 E. PLANDEROVÁ určila z jadra č. 5 (1873,6—1878,0 m) sporomorfy oligocénneho veku (porov. A. BIELY et al. 1973). Ílovce z jadra č. 8 (1961—1967 m) obsahovali podľa V. GAŠPARIKOVEJ (1973) chudobné aglutinované spoločenstvo, ktoré preukazuje paleogénny vek. Obdobné spoločenstvo uvádza M. HOLZKNECHT (1973) z jadra č. 5, 7, 8. V posledne menovanom jadre uvádza tiež druh *Hedbergella cf. gaultina* a považuje ho za redeponovaný. A. BIELY et al. (1973) predpokladajú, že rozhranie neogénu a podložia sa nachádza medzi jadrami č. 2 a 5. A. BIELY (1978) toto rozhranie kladie do hĺbky 1860 m, tesne nad jadrom č. 5 a bázu paleogénu uvádza z hĺbky 2020 m.

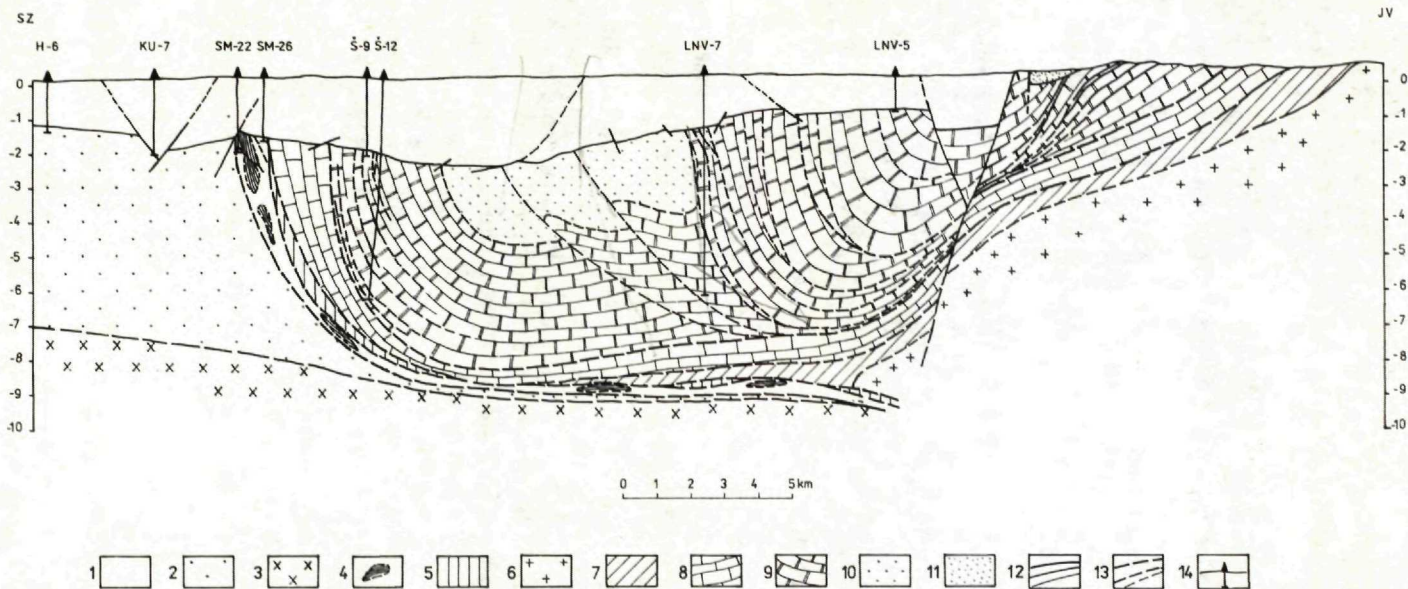
Jadrá z hĺbky 1860—2020 m (j.č. 5—10) už nie sú zachované. Podľa pôvodného opisu sa v nich nachádzali polymiktné a karbonátové zlepenice striedajúce sa so sivými, tmavosivými, žltohnedými a sivozelenými vápenatými ílovcami. V jadre č. 10 sa nachádzali dolomitové brekcie a polymiktné zlepenice.

Litologickým charakterom sú tieto horniny podobnejšie egenburským sedimentom navrtaným vo vrtoch Šaštín-11 a Šaštín-12 než sedimentom paleogénnym. Obdobná je aj ich hrúbka. Podľa A. BIELEHO et al. (1973) sú litofaciálne odlišné od paleogénu myjavskej pahorkatiny a aj k predpaleogénnym sedimentom majú iný vzťah. Z jadra č. 8 určil O. SAMUEL aglutinované foraminifery, sprevádzané druhom *Helvetoglobotruncana* sp. vyskytujúcim sa v turóne. Foraminifery sú sfarbené do červena. Sfarbenie nezodpovedá pôvodnému opisu sfarbenia sedimentu. Sú to snáď redepozity do neogénnych sedimentov, alebo ide o znečistenie vzorky? Na opačnej strane nevieme vyriešiť problém jednoznačne, a preto stratigraficky zaraďujeme horniny v úseku 1860—2020 m alternatívne buď do paleogénu—oligocénu, alebo do najspodnejšieho miocénu.

Hlbšie, počínajúc jadrom č. 11 (2064—2069 m), boli navrtané karbonátové brekcie, lunzské vrstvy a vápence, ktoré A. BIELY et al. (1973) považujú za trias chočského prikrovu. Karnský vek pieskocov z jadra č. 37 (2641—2645 m) potvrdil pri revízii výbrusového materiálu J. SALAJ (in O. FEJDIOVÁ).

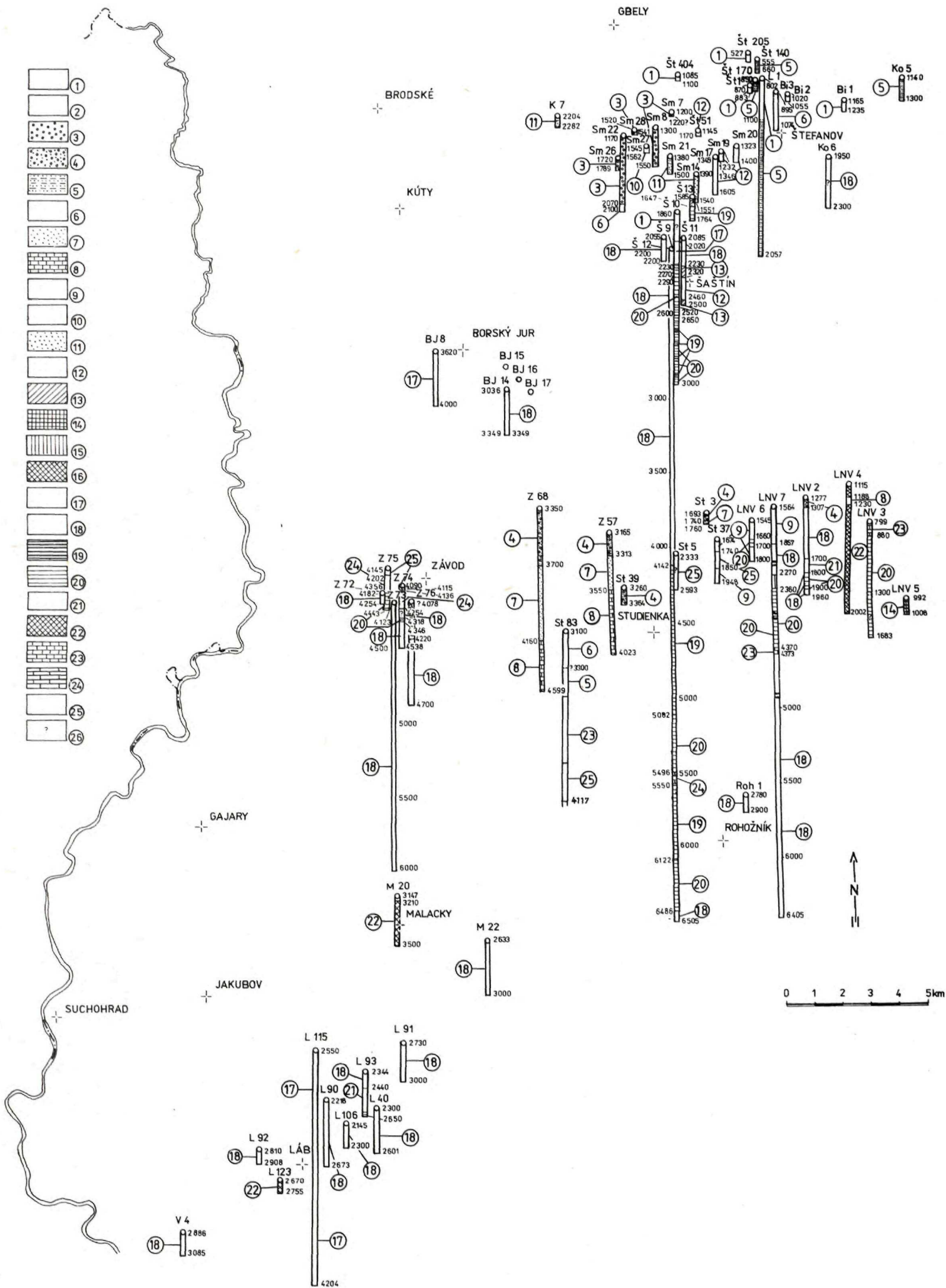
Vrt Šaštín-12

Predneogénne podložie navrtal v hĺbke 2200 m. Vrtný profil interpretujeme nasledovne (porov. J. KYSELA et al. 1982):



Obr. 3 Schematický geologický rez viedenskou panvou

Vysvetlivky: 1 — neogén, 2 - flyšové pásmo, 3 — ? kryštalinikum a sedimentárny obal českého masívu, 4 — bradlové pásmo, 5 — ? klapská jednotka (príkrov), 6 — tatridné kryštalinikum, 7 — tatridné mezozoikum, 8 — križňanský a vysocký príkrov, 9 — vyššie príkrovy než „križňanaký“ (chočský, „veternický“, havranický, „jablonický“ a iné — ? alpské), 10 — krieda a ?paleogén „gosauského“ typu, 11 — paleogén bukovskej depresie, 12 — zistené tektonické a litologické rozhrania, 13 — predpokladané tektonické a litologické rozhranie, 14 — vrty.



Obr. 1 Schéma litostratigrafických profilov vrtov z podłożia viedenskej panvy

Vysvetlivky: ① — slie, pieskovce, zlepenec (? paleogén-oligocén), ② — flyšové súvrstvie a pestré ílovice (paleogén — ?stredný eocén), ③ — polymiktné zlepenec, pieskovce (? vrchný senón—paleogén), ④ — polymiktné zlepenec, pestré ílovice, pieskovce, prachovce (vrchný senón—paleogén), ⑤ — flyšové súvrstvie (vrchný senón), ⑥ — pestré slie, prípadne exotické zlepenec, pieskovce (vrchný senón), ⑦ — kremenné prachovce a červené prachové vápenaté ílovice (vrchný senón), ⑧ — ílovité vápence s vložkami karbonátových brekcií, zlepenec a pieskovcov (vrchný senón), ⑨ — ílovité vápence, podradne karbonátové pieskovce a zlepenec (senón), ⑩ — slie, vápence (alb—?spodný cenoman), ⑪ — flyšové súvrstvie (alb), ⑫ — šedé vápence a ílovité vápence (titón—barém), ⑬ — pestré vápence

(kimeridž), ⑭ — tmavé ílovice (? mezozoikum), ⑮ — tmavé bridličnaté ílovice (rét—lias), ⑯ — vápence, ílovité vápence, dolomity (trias), ⑰ — vápence a dolomitové vápence (vrchný trias), ⑱ — ílovité vápence, dolomity, anhydrity — oponické vrstvy (karn—?spodný norik), ⑲ — tmavé bridličnaté ílovice a pieskovce — lunzské vrstvy (karn), ⑲ — tmavé bridličnaté ílovice (karn), ⑲ — dolomity (stredný trias), ⑲ — vápence (stredný trias), ⑲ — vápence, ojedinele s rohovcami, slie — reiflinské vápence (stredný trias), ⑲ — tmavé, sčasti pestré ílovice, anhydrity, miestami dolomity, vápence a pieskovce (spodný trias — báza stredného triasu), ⑲ — alternatívne litostratigrafické zaradenie (pozri text).

Geologický ústav Dionýza Štúra
DIOBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Hĺbka 2200—4142 m

Tu sa nachádzajú svetlosivé až tmavosivé, hnedosivé a sčasti pestré (zelenkasté a fialovasté) kalové, miestami ílovité dolomity a slabo vápenaté dolomity s ojedinelými vložkami laminovaných ílovitých vápencov. V jednom prípade boli zaznamenané šedo zelené vápenaté ílovce ako vložka v dolomitoch. V bazálnej časti sú prítomné vložky tmavošedých bridličnatých ílovcov. V dolomitoch sú časté ílovité výplne puklín. Sú pestrofarebné (zelenosivé, fialové, hnedočervené, červené a čierne) a pravdepodobne vznikli počas mezogenézy mobilizáciou neskonsolidovaných ílov nachádzajúcich sa vo vrstevnom slede dolomitov. Vek vrchnej časti dolomitov je stratigraficky doložený foraminiferami ako norik (A. KULLMANOVÁ). Bazálna časť dolomitov je datovaná palinoflorou na norik—spodný rét (E. PLANDEROVÁ). Litostratigraficky horniny zodpovedajú hlavnému dolomitu. Sklony vrstiev sa pohybujú v rozpätí 40—80°, so slabo výraznou tendenciou znižovať sklony smerom nadol.

Hĺbka 4142—5082 m

Vo vrchnej časti vyčleňovaného vrstevného balu (v hĺbke 4142—4723 m) sa nachádzajú svetlosivé až tmavosivé anhydrity s vložkami tmavofarbených dolomitov a ílovcov. V spodnej časti (4723—5082 m) sú prítomné tmavosivé ílovité vápence a dolomity, vápenaté ílovce a v hĺbke 4921—5028 m horizont sivých anhydritov s vložkami dolomitov. Súvrstvie je palinologicky datované na karn—norik (P. SNOPOKOVÁ). Vo vápencoch našla A. KULLMANOVÁ foraminiferu *Spiramphoporella* sp. zatiaľ uvádzanú z karnu. Izotopový výskum síry v anhydritoch preukázal, že prítomnosť dvoch horizontov anhydritov nie je spôsobená tektonickým opakovaním, nakoľko sira v anhydritoch má odlišné izotopové zloženie. Litostratigraficky je vrstevný bal blízky a korelovateľný s opanickými vrstvami v lunskej fáci (A. TOLLMANN 1976). Sklony vrstiev sa pohybujú v rozmedzí 45—90°, anhydrity sú intenzívne prevrásnené. Pravá hrúbka balu s priemerným sklonom 65° je približne 400 m, avšak vzhľadom na intenzívne prevrásnenie anhydritov treba korigovať hrúbku smerom nadol, t. j. na približne 250—350 m.

Hĺbka 5082—5496 m

Z tohoto intervalu boli odobrané tri jadrá, v ktorých sa nachádzajú sivé a tmavosivé nevápenaté až slabo vápenaté ílovce s laminami až hrubými vrstvami sivých slabo vápenatých jemnozrnných až strednozrnných pieskocov. V ľahkej frakcii z pieskocov prevládajú živce nad kremeňom a muskovitom. V ťažkej frakcii (zrnnosť 0,1—0,05 mm) prevláda zirkón (34—48 %) nad biotitom (8—10 %) a granátom (3—5 %) — (Z. PRIECHOVSKÁ). V porovnaní s asociáciou ťažkých minerálov z lunskej vrstvy v severných vápencových Alpách (M. BEHRENS 1972, P. BECK-MANAGETTA 1979) je pozorovateľný zvýšený obsah

biotitu. Podľa sedimentárnych štruktúr a ich postupnosti (intervaly gradačného, paralelne laminovaného a šikmého zvrstvenia) a podľa jedného prípadu tlakových stôp na spodnej strane vrstvy pieskovca, majú vrstvy flyšový charakter a sú uložené normálne. Podľa palinoflóry je súvrstvie datované na karn—norik (E. PLANDEROVÁ) a litostratigraficky zodpovedá lunzským vrstvám. Sklony vrstiev sa pohybujú v intervale 45—55°. Pri priemernom sklone 50° je pravá prevrátaná hrúbka približne 250 m.

V hĺbke 5513—5517 m (j.č. 48) boli navrtané tmavosivé ílovité vápence s vložkami ílovcov. Vo vápencoch A. KULLMANOVÁ zistila panvovú mikrofaciu a J. PEVNÝ určil brachiopóda? *Diplospirella* sp. (ladin—karn) a holotúrie, so stratigrafickým rozpätím jedného druhu — kordevol. Vápence mikrofaciálne a pozíciou (pod lunzskými vrstvami) zodpovedajú vápencom navrtaným vo vrte LNV-7, v hĺbke 4386—4392 m (A. BIELY et al. 1980).

Hĺbka 4550—6122 m

Sivé vápence a ílovité vápence, dolomitové vápence a dolomity rovnakej farby v hĺbke 5650—5870 m s paketom anhydritov s vložkami vápencov a dolomitov. Litologicky súvrstvie zodpovedá horninám vo vrtnom intervale 4723—5082 m. Vo vápencoch A. KULLMANOVÁ obdobne zistila foraminiferu *Spiriamphorella* sp. so zatiaľ známym stratigrafickým rozpätím — karn. Rovnako aj zvýšený obsah ťažkého izotopu síry (³⁴S) v anhydritoch zodpovedá pomerom v hĺbke 4921—5082 m. Z týchto dôvodov môžeme tento hĺbkový interval považovať za súčasť oponických vrstiev. Sklony vrstiev sa pohybujú v rozmedzí 40—80°.

Hĺbka nad 5122 m

Dvoma jadrami (č. 54, 55) boli navrtané tmavosivé ílovce s laminami jemnozrnných pieskovcov až prachovcov. Asociácia ťažkých minerálov z pieskovcov je rovnaká ako asociácia z intervalu 5082—5496 m (Z. PRIECHODSKÁ). Gradačné zvrstvenie poukazuje v jadre č. 54 na prevrátené uloženie. Palinologické vyhodnotenie (E. PLANDEROVÁ) poukazuje na neskoroladinský až spodnokarnský vek ílovcov. Považujeme ich za súčasť lunzských vrstiev. Sklony sa pohybujú medzi 30—60°.

Jadrá č. 54, 55 sú posledné, ktoré boli odobrané z vrtného profilu. Vrtanie pokračovalo ďalej až do hĺbky 6505 m. Podľa vrtných úlomkov a karotáže sa usudzuje, že ílovce pokračujú až do hĺbky 6486 m. Pod nimi, ako vyplýva z vrtných úlomkov, boli navrtané dolomity.

Tektonicky členíme profil vrtu na dve časti. Vrchnú časť (hĺbka 2200—?5550 m) interpretujeme ako súvislý, normálne uložený vrtevný sled zahrňujúci odspodu: ílovité vápence kordevolu, spodnokarnské lunzské vrstvy, vrchnokarnské oponické vrstvy a norický hlavný dolomit.

V spodnej časti profilu (pod 5550 m) opakovane vystupujú oponické vrstvy (ich spodné partie) a lunzské vrstvy (? neúplné). Posledné sú zrejme značne tektonicky porušené (poruchová zóna indikovaná plynovými prejavmi a pre-

vrátené vrstvy). V posledných metroch vrtu vystupujú pravdepodobne dolomity. Ich stratigrafické a tektonické postavenie nie je jasné. Geologické pomery na vrte Šaštín-12, obdobne ako vo vrtoch Šaštín-9, -10, -11, možno vysvetľovať šupinovitou stavbou, s rozhraním medzi šupinami v hĺbke 5550 m a snáď aj v najhlbšej časti vrtu, v hĺbke 6486 m.

Vrchnotriasový vrstevný sled z vrtu Šaštín-12 je značne podobný sledu z lunzsko-frankenfelského šupinovitého systému v podloží rakúskej časti viedenskej panvy, ktorý opísali A. KRÖLL—G. WESSELY (1973), A. KRÖLL (1980). Zhodu môžeme konštatovať najmä u oponických vrstiev (porov. A. BIELY et al. 1980). Staršie členy nie sú v rakúskej časti viedenskej panvy vrtmi overené. Pri porovnaní so situáciou v severných vápencových Alpách môžeme litostratigrafické členy (lunzské vrstvy, oponické vrstvy) korelovať s tými, ktoré vystupujú v lunzskej fácií A. TOLLMANNA (1976), ale súčasne, podľa veľkej hrúbky lunzských vrstiev a vzhľadom na západokarpatské pomery, môžeme vrstevný sled z vrtu Šaštín-12 (obdobne ako A. BIELY et al. 1973, F. NĚMEC—A. KOCÁK 1976 a F. NĚMEC 1981, v šaštínskej oblasti) považovať za súčasť chočského príkrovu.

Vrt Šaštín-13

Navrtil podložie v troch jadrách (č. 5, 6, 7; hĺbka 1644—1645,5 m, 1969—1699 m a 1751—1754 m). V jadre č. 5 sa nachádzajú žltosedé, hrdzavohnedé a tmavosivé vápenaté ílovce, prípadne prachovce, v spodnej časti jadra s úlomkami alebo vložkami sivých ílovitých vápencov. Vo výbruse z posledne menovaných úlomkov sa nachádzajú prierezy pripomínajúce prierezy hedbergel (A. KULLMANOVÁ).

V jadre č. 6 sa nachádzajú tmavosivé, intenzívne tektonicky porušené vápenaté prachovce a ílovce. Vo výbrusoch sa nenachádzajú mikrofosílie. Z jadier č. 5 a 6 sme odobrali tiež vzorky na palinologické a nanoplanktónové spracovanie, boli však sterilné.

V jadre č. 7 sa nachádzajú úlomky svetlosivých dolomitov (dolomitový štrčík). Dolomity v poslednom jadre sú pravdepodobne triasové. Horniny v jadrách č. 5 a 6 nemožno jednoznačne litostratigraficky zaradiť (porov. A. KULLMANOVÁ). Vrt je situovaný obdobne ako vrt Šaštín-10 v blízkosti predpokladaného rozhrania medzi ? krížňanským, manínskym alebo frankenfelským príkrovom a vyššími príkrovmi. Mohli by sme očakávať triasové až spodnokriedové horniny. Podľa litologického charakteru môžu horniny z jadra č. 6 zodpovedať časti oponických vrstiev, ale aj iným medzivrstvám. V jadre č. 5 nemožno vylúčiť podľa litologického charakteru ani mladý vek ? paleogén—miocén (analógia Š-10) s úlomkami starších? kriedových hornín.

Vrt Koválov-6

Predneogénne podložie bolo navrtané jadrami z hĺbok 2063—2066 m (j.č. 7), 2204—2207 m (j.č. 8), 2248—2251 m (j.č. 9) a 2297,0—2300,0 m (j.č. 10). Posled-

né jadro už nie je zachované. Podľa pôvodného opisu obsahovali jadrá č. 7, 8, 9, 10 úlomky sivých, tmavosivých a hnedosivých dolomitov, v jadre č. 9 boli aj tmavosivé ílovce až bridlice (? ílované dolomity, J. K.). Podľa A. KULLMANOVEJ majú dolomity v jadre č. 8 a 9 loferitovú štruktúru, v jadre č. 10 štruktúru oosparitovú. Obsahujú rekryštalizované foraminifery, podľa A. KULLMANOVEJ strednotriasové, podľa určenia J. SALAJA (j.č. 10) obsahujú oosparitové dolomity pravdepodobne vrchnotriasové foraminifery (in A. KULLMANOVÁ). Z litologického hľadiska a z mikrofaciálneho hľadiska kontraverziu nemožno vyriešiť, ak sú dolomity strednotriasové, je to prvý doložený výskyt stredného triasu v pruhu Borský Jur—Šaštín—Koválov.

Vrt Závod-57

Navráta podložie pravdepodobne v hĺbke 3165 m. V úseku 3165—3313 m (j.č. 13—17) sa nachádzajú polymiktné zlepenca a pieskovce, pozostávajúce z valúnov a zrn kremeňa, kremenca, rohovcov, kryštalických bridlic a žúl. Podradnejšie sú zastúpené karbonáty (dolomity, vápenca), ojedinele sa vyskytujú porfyryty. Organickú zložku reprezentujú úlomky koralových rias (*Archeolithothamnium*, ?*Lythophylum*), úlomky lamelibranchiátov, bentosové foraminifery, vrátane miliolidov). Zriedkavo sú prítomné planktónové foraminifery, pravdepodobne rodu *Hedbergella* sp. Vekové zaradenie je problematické. Zlepenca môžu byť vrchnosenónske až paleogénne.

Hlbšie, v úseku 3313—3550 m (j.č. 18—23), sa nachádzajú bioturbované, tmavosivé sľudnaté pieskovce a prachovce a v niektorých jadrách (č. 21, 22) tiež červenohnedé prachovce, prípadne prachovité vápenaté ílovce. Od jadra č. 20 smerom nadol obsahujú vo výbrusovom materiáli globotrunkány, hedbergely, heterohelixy. Sú teda najskôr senónskeho veku. V hĺbke 3550—4023 m (j.č. 24—35) sa nachádzajú tmavosivé, sivé, sivozelené vápenaté ílovce až ílované vápenca so siltovou prímiesou. Obsah CaCO_3 v pelitoch kolíše v rozpätí 25—71 %. V nich sa nachádzajú vrstvy sivých karbonátových pieskovcov (kalkarenitov) a vložky karbonátových brekcií (parabrekcií).

Ílované vápenca vo výbrusoch obsahujú globotrunkány, hedbergely, heterohelixy, úlomky schránok inoceramov, problematikum *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) (tab. III, obr. 1). Kalkarenity obsahujú planktónové a bentosové foraminifery druh *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pithonella multicava* BORZA, krinoidové články, ostne ježoviek a silicispongie.

V karbonátových brekciách z jadra č. 24 sme zistili foraminiferu *Pseudosiderolites vidali* (tab. III, obr. 3), ktorá indikuje kampánsky vek. Rovnaký vek potvrdzujú aj planktónové foraminifery, nanoplanktónové spoločenstvá dokladajú skôr spodnosenónsky vek (porov. V. GAŠPARIKOVÁ).

Vrt Závod-68

Navráta podložie pravdepodobne v hĺbke 3350 m. V úseku 3350—3700 m (j.č. 10—19) sa nachádzajú polymiktné pieskovce a zlepenca s vložkami červenohne-

dých a sivých prachovcov. Psefity a psamity sú vytvorené z valúnov a zrn kremeňa, kryštallických bridlic, karbonátov (dolomitu, vápenca). Organické zvyšky sú reprezentované úlomkami koralových rias (*Archeolithothamnium*, *Lithophyllum*). Podľa týchto zvyškov nemožno horniny stratigraficky presnejšie zaradiť. Môžu byť vrchnosenónske až paleogénne.

V hĺbke 3700—4160 m (j.č. 20—35) sa nachádzajú tmavosivé a sivozelené sfudnaté, vápenaté prachovce a jemnozrnné pieskovce. Smerom nadol pribúdajú siltové vápenaté ílovce. Od jadra č. 29 sú tiež červenohnedoškvrnité, na báze intervalu sú ílovce červené. Pieskovce (j. č. 33) obsahujú asociáciu ťažkých minerálov, v ktorej prevláda zirkón nad chromitom (porov. Z. PRIECHODSKÁ).

Podľa RTG-analýzy prevláda v sedimentoch kremeň, ďalej sa vyskytuje kalcit, dolomit, živce a ílové minerály — illit, kaolinit. Smerom nadol pribúda kalcit a znižuje sa množstvo kremeňa. V jadrách č. 24 až 29 sa obsah CaCO_3 pohybuje v rozmedzí 19,7—39,3 %. Organické zvyšky sa v pelitoch a aleuritoch vyskytujú (podľa výbrusového materiálu) hojnejšie od jadra č. 21. Sú reprezentované hedbergelami, globotrunkánami, úlomkami inocerámov (tab. III, obr. 3). V jadrách č. 24—31 sa nachádzajú makroskopicky viditeľné schránky inocerámov. Foraminiforová mikrofauna z výplavov je reprezentovaná prevažne aglutinovanými druhmi so stratigraficky významnejším druhom *Hormosina ovulum ovulum* GRZYB. Stratigrafické rozpätie tohto druhu je vrchný senón—paleocén. V hlbších častiach intervalu pristupujú aj rekryštalizované globotrunkány najskôr kampánskeho veku (porov. O. SAMUEL). Z jadra č. 26 uvádza V. GAŠPARIKOVÁ nanoplanktón indikujúci paleogénny—spodnoeocénny vek. Súčasne sa v ňom vyskytujú inocerámy indikujúce senónsky vek.

Stratigraficky možno súvrstvie v úseku 3700—4160 m zaradiť do vrchného senónu, podľa superpozície do vyššieho kampánu—mástrichtu.

V spodnej časti vrtu, v hĺbke 4160—4599 m (j.č. 36—46) sa nachádzajú sivozelené a tmavosivé ílovité vápence a sliene s vrstvami karbonátových jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov — kalkarenitov. Vyskytujú sa aj hrubé, až 9 m (j.č. 39), vrstvy strednozrnných až hrubozrnných karbonátových parabrekcií so slieňovcovou základnou hmotou a vrstvy drobnozrnných karbonátových zlepcov. Obsah CaCO_3 v ílovitých vápencoch a slieňoch kolíše v rozpätí 53,4—62,6 %. RTG-analýza preukázala prítomnosť kalcitu, malé množstvo kremeňa, dolomitu a illitu. Mikrofaciálne zodpovedajú vápence biomikritom. Obsahujú foraminifery *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. a druhy *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella* cf. *multicava* BORZA (tab. III, obr. 4) opísaný z kampánu (K. BORZA 1972). Mikrofauna z výplavov z vrchnej časti intervalu (j.č. 37) poukazuje tiež na kampánsky vek (porov. so správou O. SAMUELA). Karbonátové jemnozrnné až strednozrnné pieskovce obsahujú asociáciu ťažkých minerálov s vysokým zastúpením chromitu (Z. PRIECHODSKÁ). Organické zvyšky sú reprezentované planktónovými foraminiferami (*Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp.), úlomkami koralových rias, krinoidovými článkami prizmami inocerámov, bryozoami a silicispongiami. V karbonátových parabrekciách a zlepcoch sa zriedkavo vyskytujú veľké foraminifery, ktoré prvýkrát opísal J. SALAJ (1967). Zistili sme druhy *Pseudosi-*

derolites vidali, *Orbitoides tissoti minima*, *Orbitoides* sp. a rotalidové foraminifery (tab. III, obr. 5, tab. IV, obr. 1—3). Ak nie sú heterochrónne premiestnené, preukazujú spodno—strednokampánsky vek sedimentov. Keďže je spodnokampánsky vek z tohto úseku doložený aj nanoplanktónom (určila V. GAŠPARIKOVÁ), možno heterochrónne premiestnenie považovať za málo pravdepodobné.

Z najhlbšej časti vrtu (4300—4599 m) uvádza M. HOLZKNECHT (1973) aj objavenie sa mikrofauny santónu a koňaku. Spolu s ňou sa však nachádzajú aj orbitoidové foraminifery spodného, prípadne až stredného kampánu (hlbka 4325 m, 4380 m, podľa J. SALAJA 1967) tiež v hĺbke 4500 m. Vek sedimentov je teda skôr mladší—spodnokampánsky.

Vrt Studienka-3

Podľa interpretácie F. NĚMCA et al. (1974) navrátil podložie v hĺbke 1693 m. Úsek 1693—1740 m interpretujú autori (l.c.) ako paleogén, najhlbšiu časť vrtu (1740—1760 m) interpretujú ako senón. Časť vrtných jadier je ešte zachovaná. V jadre č. 20 (1694—1697 m) sa nachádzajú sivozelené sludnaté prachovce s inocerámami, spolu so strednozrnnými aj hrubozrnnými polymiktnými pieskovcami, v ktorých prevláda kremeň. Vo vzorkovnici č. 3 možno pozorovať, že sivozelené sludnaté prachovce až jemnozrnné prachovce sa vyskytujú vo forme úlomkov v hrubozrnných pieskovcoch. V posledne menovaných horninách sme zistili tlakovým rozpúšťaním silne korodovaný exemplár rodu *?Orbitoides* sp. (tab. IV, obr. 5), ktorý, ak je autochtónny, dokladá vrchnokriedový vek. Vo výplavoch z jadra č. 20 sa však tiež nachádza zle zachovaný exemplár globigeríny snáď paleogénneho veku a niekoľko exemplárov miocénnych foriem (*O. SAMUEL*), čiže nemožno vylúčiť ani redepozíciu. Podľa litologického charakteru horniny sa problém nedá riešiť jednoznačne. Polymiktné hrubozrnné pieskovce môžu byť paleogénne alebo miocénne. Vzorkovnica jadra č. 21 obsahuje relikty jadra (dĺžka 20 cm). Pozostáva zo strednozrnných až hrubozrnných polymiktných pieskovcov.

Podľa pôvodného opisu jadra č. 22 a—e zo súhrnnej metráže 1729,6—1738,8 m obsahovali rovnakú horninu ako jadro č. 21. Predpokladaný vek je rovnaký — paleogénny alebo miocénny.

Posledné jadro (č. 23, hĺbka 1754—1757 m) obsahuje sivé a zelenosivé pruhované prachovce až jemnozrnné, sludnaté pieskovce s inocerámami, ktoré boli v pôvodnom opise považované za kalcitové žilky. Litologickým charakterom a obsahom makrofauny zodpovedajú horninám z vrtu Závod-68, z hĺbky 3800—3950 m. Sú teda najskôr vrchnosenónske. M. HOLZKNECHT (1973) opisuje z tohto jadra spoločenstvo aglutinovaných foraminifer, pravdepodobne senónskeho veku.

Vrt Studienka-39

Navrátil podložie pravdepodobne v hĺbke 3260 m. Do konečnej hĺbky 3364 m prevrátil polymiktné zlepenca a pieskovce. Pozostávajú zo zrn a valúnov vytvo-

rených z kremeňa, kryštalickej bridlice (rúl), kremencov, vápenatých pieskovcov a karbonátov (vápencov, dolomitov). V základnej hmote sa nachádzajú organické zvyšky *Globotruncana* sp., úlomky rudistov, krinoidové články a ostne ježoviek. Možno uvažovať o vrchnosenónskom alebo paleogénnom veku psefitov a psamitov. Druhý variant je oprávnený, ak považujeme organické zvyšky za redeponované.

Za skupinu vrtoz Z-57, -68, St-3 a St-39 možno zhrnúť, že horniny patria k jednej jednotke, postavením ekvivalentnej tzv. gieshübelskej synklinále z rakúskej časti podložia panvy. Ak porovnávame sedimenty z vrtoz so sedimentmi brezovskej a myjavskej skupiny (A. BEGAN—J. SALAJ—O. SAMUEL 1980) a sedimenty gieshübelskej synklinály (A. TOLLMANN 1976), môžeme konštatovať, že majú viac spoločných znakov so sedimentmi v druhej menovanej oblasti. Aj v tomto prípade sú však určité rozdiely (veľká hrúbka vrchnosenónskych sľudnatých siltovcov a pieskovcov), čo zrejme súvisí s pozíciou „bližšie“ k zdrojovej oblasti úlomkového materiálu a intenzívnejšou subsidenciou. Obdobná je aj zmena asociácií ťažkých minerálov v tom zmysle ako ju uvádza R. OBERHAUSER (1968).

Nad karbonátovým súvrstvom spodného-stredného kampánu s asociáciou ťažkých minerálov, v ktorej dominuje chromit, sa objavuje v kremenných pieskovcoch zirkónová asociácia s obsahom chromitu do 5%. Zmena zrejme súvisí so zmenou zdrojových oblastí úlomkového materiálu, a nie je taká náhla ako ju uvádza R. OBERHAUSER (l.c.).

Všimnime si ešte polymiktné zlepenice v tesnom podloží neogénu. Na základe organických zvyškov ich zaraďujeme do vrchného senónu alebo do paleogénu. Ak porovnávame vrty Závod-57 a Závod-68, môžeme konštatovať, že vo vrte Závod-57 chýba pasáž prachovcov s inocerámami. Možno je erodovaná a na hlbšie horizonty nasadajú transgresívne polymiktné zlepenice? Ak je to tak, potom sú polymiktné psefity skôr paleogénneho veku, podľa analógie s pomermi v Myjavskej pahorkatine. Alebo možno situáciu vysvetliť poklesom paralelným s lakšárskym zlomom. V tomto prípade by rozhranie medzi zlepenicami a podložnými prachovcami bolo tektonické a zlepenice by mohli byť aj vrchnosenónske.

Pozrime sa ešte ako interpretujú zlepenice F. NĚMEC—A. KOCÁK (1976, 1980, 1982). V roku 1976 uvažovali autori (l.c.) ešte o alternatívnom vekovom zaradení do paleogénu alebo do miocénu. Neskôr, bez uvedenia dôvodov, píšú už len o miocénnom veku. Podľa tejto predstavy upravili aj izomapu predneogénneho podložia. Pretože sme použili podkladové materiály autorov, ale zlepenice považujeme naďalej — tak ako pôvodne A. BIELY et al. (1973) — za predneogénne, vznikol tu rozpor. V zmysle našej alternatívy riešenia je nutné kresliť povrch predneogénneho podložia v prípade vrtoz Z-68 o 350 m vyššie, pri vrte Závod-57 o 150 m vyššie a u vrtoz St-39 rovnako o 150 m vyššie.

Vrt Studienka-37

Overil litostratigrafický charakter hornín podložia jadrami č. 15 až 22 v hĺbke 1674—1948 m. Zachované sú už iba relikty jadra č. 19 (1844—1848 m). Podľa

pôvodného opisu obsahovalo jadro č. 15 (1699—1701 m) sivé kompaktné vápence s rôzne sfarbenými valúnmi a s nepravidelnými vrstvičkami červenohnedo sfarbených pelitov (porov. A. BIELY et al. 1973). V pôvodnom výbrusovom materiáli sa nachádzajú ílovité vápence s kalcisferulovo-pitonelovou mikrofáciou. Sú v nich prítomné druhy: *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella multicava* BORZA, *Globotruncana* sp., *Globigerina* sp., bentosové foraminifery, silicifikované úlomky schránok lamelibranchiátov (tab. V, obr. 1, 2). Menej časté sú úlomky rohovcových — ?reiflinských vápencov. Senónsky vek preukázal už M. HOLZKNECHT (in T. BUDAY—V. ŠPIČKA 1965) a potvrdil J. SALAJ (in M. DLABAČ et al. 1968). Novozistený druh *Pithonella multicava* vek potvrdzuje.

V jadre č. 16 (1737—1741 m) boli pôvodne opísané v úseku 0,0—0,35 m kompaktné vápence, vytvorené z rôzne sfarbených valúnov. Podľa pôvodného výbrusového materiálu sú prítomné peletové vápence (úlomky) a sedimentárne brekcie obsahujúce karbonátové zrná a úlomky pieskovca.

V základnej hmote sa nachádza úlomkovitý kremeň — prímes, pravdepodobne senónskeho veku.

V hĺbke 0,35—0,7 m sa nachádzali čierne až tmavosivé úlomky. Podľa pôvodného výbrusového materiálu boli v jadre prítomné jemnozrnné až strednozrnné pieskovce, v ktorých prevládajú zrná kremeňa a rohovcov nad karbonátovými zrnami. Litostratigrafické zaradenie je problematické. Možno ich považovať za triasové, ale môžu byť i súčasťou bloku v senónskych brekciách.

V jadrách č. 17 (1770—1775 m) a č. 18 (1803—1808 m) sa nachádzali tmavosivé, sivé a zelenkaté, silne tektonicky porušené bridličnaté ílovce a brekcie so sadrovcom. Podľa pôvodného výbrusového materiálu sa v jadrách nachádzali rovnaké horniny, v jadre č. 18 (1,0—2,8 m) boli však prítomné aj červenkasté laminované anhydrity a červené siltovce spolu s drobnými úlomkami kremenčov (porov. so správou E. ŽÁKOVEJ a tab. V, obr. 3). Obsah ťažkého izotopu síry v sadrovcoch dosahuje hodnotu 13 % (J. KANTOR et al. 1982), čo je hodnota rovnaká ako v spodnotriasových evaporitoch (porov. vrt Závod-75). Aj podľa litologického charakteru sedimentov možno predpokladať spodnotriasový vek.

V jadre č. 19 (1844—1848 m) boli pôvodne opísané silne tektonicky porušené čierne a tmavosivé droby. Podľa A. KULLMANOVEJ (1973) sú psamity jemnozrnné a prevládajú v nich zrná kremeňa. Tiež sa vyskytujú zrná rohovcov, plagioklasov a zmenených ortoklasov, muskovit a chlorit. Základná hmota je ílovito-chloritovo-sericitová. V pieskovcoch zistila A. KULLMANOVÁ (l.c.) aj anhydrit. Impregnuje základnú hmotu. Litostratigrafické zaradenie je problematické, snáď sú pieskovce triasové.

V jadre č. 20—22 (1879—1930 m) sa podľa pôvodného opisu nachádzali vápence a zlepenice vytvorené z rôzne sfarbených valúnov. Pôvodný výbrusový materiál obsahuje litologicky zodpovedajúce horniny i brekcie s karbonátovým materiálom — vápencami, dolomitmi, pieskovecami. V jadre č. 22 sa nachádzajú tiež kalcisferulovo-pitonelové a organodetritické vápence. Z jadra č. 21 opísal O. SAMUEL in A. BIELY et al. (1973) spoločenstvo orbitoidných foraminifer kampánu.

Profil vrtu môžeme interpretovať nasledovne: v hĺbke 1674—1740 m a 1850—1949 m sa nachádzajú vrchnosenónske vápence a karbonátové brekcie. Medzi nimi je vklínená šupina triasových, čiastočne pravdepodobne spodntriasových pelitov a psamitov so sadrovcami a anhydritmi. Je to obdobná situácia ako vo vrte LNV-6.

Vrt Studienka-83

O tomto vrte poskytujeme informácie prevzaté z predbežného vyhodnotenia (porov. A. BUJNOVSKÝ 1982).

Predneogénne podložie bolo navŕtané v hĺbke približne 3100 m. V úseku 3102—3250 m (j.č. 2, 3, 4) sa nachádzajú karbonátové brekcie a hrubozrnné zlepenec, vo vrchnej časti s vložkami pestrých vápenatých prachovcov a pieskovcov. Obsahujú orbitoidové foraminifery preukazujúce vrchnosenónsky vek.

V jadre č. 5 (3353—3358 m) sa nachádzajú čierne nevápenaté ilovce a sfudnaté prachovce s ojedinelými laminami jemnozrnných pieskovcov. Palinologicky je preukázaný ich senónsky až paleocénny vek (P. SNOPKOVÁ).

Jadro č. 6 (3430—3435 m) obsahuje rovnaké horniny, biostratigraficky však nie sú doložené.

V jadrách z hĺbky 3471—3474 m a 3577—3581 m (j.č. 7, 8) boli zistené sivožlté masívne stylolitové vápence s riasovými onkolitmi. Mikrofaciálne ich reprezentujú riasové pelmikrosparity. Litologicky a mikrofaciálne najskôr zodpovedajú gutensteinským vápencom.

V hĺbke 3864—3869 m (j.č. 10) boli navŕtané tmavosivé a sivozelené brekcie s anhydritom a kamennou soľou. Podľa superpozície patria najskôr spodnému-strednému triasu.

V poslednom jadre (č. 11, hĺbka 4114—4117 m) sa nachádzajú tmavosivé a čierne vápenaté ilovce miestami škrvňité. Obsahujú vrchnosenónsku až paleocénnu mikroflóru (P. SNOPKOVÁ). S vŕtaním sa z technických príčin nepokračuje, vrt je konzervovaný. Počíta sa s dovŕtaním do projektovanej hĺbky 5000—5500 m.

V skupine vrtov Lakšárska Nová Ves-2, -4, -6, -7 sme sa zaoberali len vrchnokriedovými sedimentmi. V prípade litostratigrafického začlenenia triasových hornín a tektonickej interpretácie vrtov prijímame riešenie ako ho navrhol A. BIELY et al. (1973).

Vrt Lakšárska Nová Ves-2

Prvé jadro z podložia (č. 16, hĺbka 1300—1304 m) bolo podľa pôvodného opisu vytvorené z bielosivých hrubozrnných pieskovcov, ktorý sú podľa F. NĚMCA et al. (1974) senónskeho veku. Obsahujú zrná kremeňa, kryštalických bridlíc a rohovcov. Neobsahujú organické zvyšky, preto ich nemožno stratigraficky zaradiť. Podľa litologického charakteru ich možno interpretovať alternatívne — ako miocénne, paleogénne alebo senónske, pričom je posledná alternatíva najmenej pravdepodobná.

Vrt Lakšárska Nová Ves-4

Navrтал v jadre č. 15 (hĺbka 1188—1190 m) svetlosivé stredozrnné až hrubozrnné karbonátové pieskovce (kalkarenity), v ktorých O. SAMUEL in A. BIELY et al. (1973) určil orbitoidové foraminifery (tab. V, obr. 4, 5). Preukazujú vrchnosenónsky vek kalkarenitov. Vrchnosenónske sedimenty sú vklinené medzi dolomity triasového veku, čo dokumentuje pogosauské tektonické pohyby (? zošupinovatenie).

Vrt Lakšárska Nová Ves-6

Navrтал podložie v hĺbke 1545 m a overil ho jadrami č. 14 až 22 (úsek 1545—1800 m). V jadrách č. 14 a 15 (1552—1555 m a 1582—1586 m) sa podľa pôvodného opisu nachádzali čiernosivé vápenaté ílovce. Ich vek nie je biostratigraficky doložený.

Hlbšie, v jadrách č. 16, 17 (1611—1613 m a 1645—1647 m), sa nachádzajú tmavosivé a sivé ílované vápence a sliene s kalciferulovo-pitanelovou mikrofáciou. Prítomné sú druhy *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella multicava* BORZA (tab. VI, obr. 1), *Hedbergella* sp., *Globotruncana* sp., ktoré preukazujú senónsky vek sedimentov.

V jadrách č. 18 a 19 (1669—1671 m a 1695—1697 m) boli navítané čierne bridličnaté ílovce a jemnozrnné pieskovce, silne tektonicky porušené (prehnatené). Podľa určenia E. PLANDEROVEJ in A. BIELY et al. (1973) obsahujú karnskú mikroflóru.

V jadrách č. 20—22 boli opísané sivé a zelenosivé ílované vápence a sliene. V pôvodnom výbrusovom materiáli sme zistili, obdobne ako vo vrchnej časti vrtu, druhy *Calcisphaerula innominata* BONET a *Pithonella ovalis* (KAUFMANN). Tiež sa vyskytujú foraminifery reprezentované druhmi *Hedbergella* sp. a *Globotruncana* sp.; sú senónskeho veku.

Profil vrtu interpretujeme rovnako ako A. BIELY et al. (1973). Do vrchnosenónskych sedimentov je vklinený paket (? šupina) lunzských vrstiev.

Vrt Lakšárska Nová Ves-7

Navrтал predneogénne podložie v hĺbke 1564 m. V jadrách č. 8 až 12 opísal A. BIELY et al. (1973) sivé a tmavosivé ílované vápence a sliene — biomikrity, podľa foraminiferovej mikrofauny (určil O. SAMUEL) sú považované za senónske. Rovnaký vek potvrdzujú druhy *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella multicava* BORZA (tab. VI, obr. 2, 3). Porovnaj tiež profil vrtu LNV-7 (A. KULLMANOVÁ).

Profil vrtu súborne zhodnotil A. BIELY et al. (1978), výsledky publikoval A. BIELY et al. (1980).

Senónske sedimenty nachádzajúce sa v horeuvedených vrtoch majú odlišný

litologický obsah ako sedimenty rovnakého veku v externejšej oblasti (Závod-57, -68). Nie sú prítomné polymiktné pieskovce, zlepenca a siltovce. V niektorých prípadoch (St-37, St-83, LNV-4) možno konštatovať heteropické litofácie. V ostatných prípadoch (LNV-6, -7) sa presnejšie o veku senónskych sedimentov nemožno vyjadriť. Obsahujú síce druh *Pithonella multicaeva* BORZA, ktorý autor opísal pôvodne z kampánu, neskôr je však uvádzaný aj zo santónu (O. SAMUEL — K. BORZA — E. KÖHLER 1972) a naposledy tento druh uvádza J. ŘEHÁNEK (1978) spolu s foraminiferou *Helvetoglobotruncana helvetica*, ktorá indikuje turónsky vek. Sedimenty z posledne menovaných vrtov teda môžu byť aj staršie, najskôr koňacko-santónske. Pozícia v litostratigrafických profiloch vrtov tomu neodporuje. Tektonická situácia je tiež odlišná od situácie v oblasti vrtov Závod-57, -68. Vrchnokriedové sedimenty v pruhu Studienka-Lakšárska Nová Ves sú zošupinovatené spolu s triasovými horninami. Pozíčne a litostratigraficky je situácia podobná ako v podloží rakúskej časti viedenskej panvy na ložisku Prottes.

Vrt Lakšárska Nová Ves-3

Navráta predneogénne podložie v hĺbke 799 m. Od hĺbky 880 m do konečnej hĺbky vrtu 1683 m sa nachádzajú tmavosivé nevápenaté alebo slabo vápenaté ílovce a prachovce, striedajúce sa so sivými a zelenosivými jemnozrnnými a strednozrnnými slabo vápenatými pieskovecami. Litologickým charakterom zodpovedajú lunzským vrstvám.

Od hĺbky 1300 m sa podľa A. KULLMANOVEJ et al. (1969) pieskovce vyskytujú častejšie. Makrofaunou je doložený karnský vek sedimentov len v jadre č. 16 (1115—1117 m) a v č. 19 (1278—1281 m) — (porov. A. KULLMANOVÁ et al. 1969).

Tmavé pelity z ostatných jadier sa v prvej etape nepodarilo biostratigraficky datovať. V roku 1962 odobrala A. Kullmanová vzorky na palinomorfne spracovanie. Podľa vyhodnotenia P. SNOPKOVEJ in A. KULLMANOVÁ (1968) obsahovali pelity z jadra č. 20 (1310—1315) a č. 21 (1340—1345 m) karnské spóry, ktoré sú, podľa hodnotenia z roku 1968, snáď preplavené.

V roku 1964 odobrala A. KULLMANOVÁ ďalšiu sériu vzoriek z tmavých pelitov, ktoré vyhodnotila P. SNOPKOVÁ (1964). Autorka uvádza z jadra č. 18 (1219—1224,5 m), č. 20 (1310—1315 m) a č. 23 (1400—1405 m) karnskú mikroflóru. V roku 1968 bola odobraná séria vzoriek z väčšej časti starého materiálu. Vzorky z hĺbky 1278—1281 m (j.č. 19) a z hĺbky 1115—1117 m (j.č. 16) obsahovali podľa P. SNOPKOVEJ (1968) výlučne len triasové sporomorfy, v ostatných vzorkách sa vyskytli aj mladšie paleogénno-miocénne spoločnosti. Boli zistené v jadre č. 21 (1340—1345 m) — oligocén — a v jadre č. 20 (1310—1315 m). V poslednom prípade však autorka uvažuje o znečistení, nakoľko pri opakovanom spracovaní zistila len triasové formy, ako pri spracovaní z roku 1964. V hĺbke 1340—1683 m zistila autorka (l.c.) miešané spoločnosti zložené z triasových a mladších druhov so stratigrafickým rozpätím krieda—neogén.

Pripomíname, že A. KULLMANOVÁ et al. (1969) píše o spoločnostiach v pod-

state s rovnakým zložením ako vo vrte Šaštín-10 z jadier č. 2 (1744—1749 m) aj č. 3 (1795—1800 m). Neskôr (r. 1973) bola v jadre č. 2 preukázaná mikrofauna silikoplacentín, indikujúca egenburský vek.

Súčasne so vzorkami na palinologické spracovanie v roku 1968 boli odobrané aj vzorky na mikropaleontologickú analýzu. Z nich len vzorky z jadra č. 21 (1340—1345 m) a č. 23 (1401—1407 m) obsahovali foraminifery, ktoré sú podľa O. SAMUELA (1968) nesporne mladšie než eocénne.

Pri revízii výplavov z vrtu LNV-3 zistil M. HOLZKNECHT (1973) len vo výplave z jadra č. 15 (1061—1063 m) organické zvyšky, podľa autora (l.c.) miocénneho veku (? znečistenie). V roku 1983 sme navštívili sklad hmotnej dokumentácie vo Veľkých Levároch. Časť jadier z vrtu LNV-3 je ešte zachovaná. Vo vzorkovniciach jadra č. 20 (1310—1315 m), č. 21 (1340—1345 m), č. 24 (1431—1435 m), č. 26 (1490—1492 m) sme zistili jadrá minimálne dvoch priemerov, z nich časť je podľa litologického charakteru evidentne neogénna (j.č. 21, 24, 26). Na úlomkoch jadier č. 27, 30, 31 nachádza zelenosivý ílovitý povlak.

Nakoľko sa mladá mikroflóra a mikrofauna začala objavovať až vo vzorkách spracovaných v roku 1968, nemôžeme vylúčiť, že už predtým došlo k znečisteniu. Pieskovce z vrtu LNV-3 spracovala nanovo O. FEJDIOVÁ. Konštatovala, že medzi lunzskými a „oligocénnymi“ pieskovecami nie sú žiadne významnejšie rozdiely ani v modálnom zložení, ani v type základnej hmoty (obdobný uzáver urobila A. KULLMANOVÁ et al. 1969).

Najnovšie pôvodné výplavy z vrtu LNV-3 revidoval O. SAMUEL. V jadre č. 15 (1061—1067,7 m) konštatoval ihlice húb a tenkostenné dendrofrye, v jadre č. 12 (940—942 m) zaznamenal prítomnosť jedného exemplára glomospíry. Určené formy sa bežne vyskytujú vo flyšových sekvenciách. V tomto prípade však vzorky pochádzajú zo súvrstvia doteraz jednoznačne interpretovaného ako lunzské vrstvy (880—1300 m). Výplavy z ostatných jadier boli sterilné.

Uvedené rozpory a prítomnosť neogénnych jadier vo vzorkovniciach (? ešte spreď roku 1968) nás nútia interpretovať litostratigrafickú príslušnosť mimoriadne opatrne.

Rozhodne nemožno argumentovať faktom z tohto vrtu (v ktorejkoľvek interpretácii) dovedy, kým sa rozpory nevyriešia. Zatiaľ môžeme uvažovať o dvoch alternatívach riešenia. Buď o interpretácii A. KULLMANOVEJ et al. (1969), a potom rozdeľovať litologicky jednotný paket na dve časti v hĺbke 1300 m (spodná časť vrtu je v tejto interpretácii oligocénna), alebo môžeme považovať celý flyšový paket za lunzské vrstvy. V druhom prípade však musíme vysvetľovať prítomnosť mladej mikroflóry a mikrofauny kontamináciou vzoriek.

Vrt Lakšárska Nová Ves-5

Podľa F. NĚMCA et al. (1974) navráťal podložie v hĺbke 935 m. Hĺbkový úsek 935—992 m interpretujú autori (l.c.) ako paleogén, zrejme len podľa sfarbenia pelitov a psamitov. Výplavy neobsahujú mikrofaunu (M. HOLZKNECHT 1973,

O. SAMUEL 1983). Litologicky pripomínajú sedimenty skôr neogén. V jadre č. 11 a č. 12 (1002—1005 m, 1005—1008 m) sa nachádzali podľa pôvodného opisu čierne bezfosilne ílovce s vložkami bieleho vápenca do 1 cm. Sklon vrstiev je približne 85°. Horniny sú pravdepodobne mezozoické.

Vrt Studienka-5

Navrátil predneogénne podložie v hĺbke 2333 m. Časť vrtných jadier je ešte zachovaná v sklade hmotnej dokumentácie. V jadre č. 23 (2350,6—2355,6 m) sa nachádzajú sivé anhydrity s vložkami čiernych bridlíc, hrubé max. 0,5 cm, a vo vzorke č. 2 tiež tmavosivé dolomity so žilkami anhydritu a zriedkavými vložkami čiernych bridličnatých ílovcov. V dokumentačnom materiáli A. Kullmanovej sa tiež nachádza úlomok jadra rovnakého priemeru, vytvorený zo sivých hrubozrnných kremenných pieskovcov. Takéto horniny neboli v pôvodnom opise uvádzané. Sú však litologicky zhodné s pôvodným výbrusovým materiálom A. KULLMANOVEJ (1964, 1968).

V jadre č. 24 (2405—2410 m) sa nachádzajú rovnaké horniny, pôvodný výbrusový materiál aj materiál A. KULLMANOVEJ (l.c.) im litologicky zodpovedá. Pôvodný výplav z tohto jadra obsahuje 1 exemplár globigeríny (O. SAMUEL). Podľa litofaciálneho charakteru hornín v jadre ide najskôr o znečistenie.

V jadrách č. 25—29 (2446—2583,7 m) sa podľa pôvodného opisu nachádzali sivé a tmavosivé ílovce, v jadre č. 26 s vložkou 3 cm hrubého, jemne sfudnatého pieskovca s rastlinnou sečkou. V jadrách č. 27—29 boli prítomné úlomky tmavosivých vápencov. Výnosy boli veľmi nízke (0,5—1,2 m), čo predstavuje z návrtu 3—5 m len 15—25 %. Úlomky horniny boli vrtaním opracované, vzhľadom pripomínajú valúny. V sklade je zachované už len jedno jadro (č. 28), ktoré obsahuje vápenaté dolomity a dolomitové vápence. Podľa pôvodného výbrusového materiálu a materiálu A. KULLMANOVEJ (1964, 1968) sa v jadrách nachádzali dolomitové vápence a vápenaté dolomity s očkami anhydritov. Pri revízii výbrusového materiálu a výbrusov zhotovených v r. 1982—83 zistila A. KULLMANOVÁ v karbonátoch z jadier č. 27 a 28 foraminifery preukazujúce triasový, najskôr karnský vek. Podľa určenia J. SALAJA (porov. tab. VI, obr. 4, 5—6) môžu foraminifery preukazovať aj strednotriasový vek.

Z jadra č. 29 (2578—2583 m) uvádza A. KULLMANOVÁ (1968) veľké foraminifery vrchnej kriedy (určil O. SAMUEL). Výbrus s týmto spoločnosťom sme pri revízii nenašli. Pôvodný výbrusový materiál MND obsahuje rovnaké horniny ako v jadrách č. 27, 28. Nemožno vylúčiť, že došlo ku znečisteniu vo vzorkovniach, prípadne k zámene vzoriek.

Litostratigraficky možno horniny zaradiť buď k oponickým alebo k reichenhalským vrstvám. Obsah ťažkého izotopu síry v evaporitoch (J. KANTOR et al. 1982) zodpovedá pomerom v oponických evaporitoch, ale aj pomerom v spodnotriasových evaporitoch (porov. s vrtom Z-74).

Vzhľadom na prítomnosť hrubozrnných pieskovcov pokladáme druhú alternatívu za pravdepodobnejšiu.

Vrt Závod-72

Navráta podložie v hĺbke 4182 m. Litologický charakter podložia overil jadrami č. 48, 49, 50 (v hĺbkach 4197—4200 m, 4200—4203 m, 4245—4250 m). Nachádzajú sa v nich vápnité dolomity a dolomitové vápence, v ktorých A. KULLMANOVÁ preukázala prítomnosť foraminifer najskôr vrchnotriasového veku. Holotúrie, ktoré vyplavil a určil J. PEVNÝ, indikujú tiež vrchnotriasový vek. Stratigrafické rozpätie jedného druhu je spodný norik. Litostratigraficky možno horniny zaradiť k bazálnej časti hlavného dolomitu alebo k terminálnej časti oponických vrstiev.

Vrt Závod-73

Podľa interpretácie karotážneho merania začína predneogénne podložie v hĺbke 4123 m. Odtiaľ až do konečnej hĺbky 6000 m sa nachádzajú dolomity sivej, hnedosivej až tmavosivej farby, a premenlivým obsahom ílovitej zložky a ílovitej výplne puklín zelenej až šedej farby (obr. 8). V spodnej časti vrtu pristupujú vložky tmavých bridličnatých ílovcov a v jadrách č. 24a, 25, 26 svetlošedé anhydrity. Prevládajúcim mikrofaciálnym typom dolomitov sú mikrity (pelmikrity, oomikrity); dolosparity sa vyskytujú zriedkavejšie, najmä v spodnej časti profilu. Časté sú stromatolitové a loferitové štruktúry. Súvrstvie je stratigraficky datované foraminiferami, len vo vrchnej časti profilu, na vrchný norik (A. KULLMANOVÁ). Dolomity zo spodnej časti neobsahujú stratigraficky použiteľné mikrofosílie. Rovnako neposkytli stratigrafické údaje, ani po opakovaní maceračných metód, vzorky odobrané na palinologický výskum z jadier č. 24, 24a a 25. Prevrtané súvrstvie litostratigraficky zodpovedá hlavnému dolomitu; ak ide o jeden vrstevný sled, môžu anhydritové vložky v najspodnejšej časti dolomitov preukazovať prítomnosť bazálnych partií hlavného dolomitu, vzhľadom na litostratigrafické pomery triasu v podloží viedenskej panvy.

Údaje o vrstevnatosti sú vo vrchnej časti profilu lokálne, priebežné údaje z jadier sú len z najspodnejšej časti vrtu. Sklony vrstiev sa pohybujú v rozmedzí 30—80°, s maximom početnosti sklonov v rozpätí 40—50°.

Hoci sú litotypy a ich vertikálna postupnosť v hlavnom dolomite obdobné ako v hlavnom dolomite ötscherského príkrovu v podloží rakúskej časti viedenskej panvy, prítomnosť anhydritov nemá analógiu v litostratigrafickom profile ötscherského príkrovu, ako ho podali A. KRÖLL—G. WESSELY (1973). Táto skutočnosť vedie F. NĚMCA (1980) pri extrapolácii geologickej stavby z podložia rakúskej časti viedenskej panvy k tektonickému členeniu vrtného profilu na dve časti. Vrchná časť, približne do hĺbky 5760 m, podľa autora (l.c.) tektonicky zodpovedá ötscherskému príkrovu, spodná časť podľa litostratigrafického obsahu patrí k lakšárskemu šupinovitému systému.

Sled hornín v profile vrtu môžeme interpretovať aj ako súvislý vrstevný sled predstavujúci časť lunszkej litofácie, tektonicky pojatý do ekvivalentu ötscherského príkrovu.

Vrt Závod-74

Predneogénne podložie začína podľa pomerov v jadre č. 3 a podľa karotážneho diagramu v hĺbke 4090 m (obr. 9). Na báze neogénu ležia karbonátové brekcie, v ktorých sú zastúpené najmä stredotriasové karbonáty doložené foraminiferovou mikrofaunou (A. KULLMANOVÁ). Pod nimi boli v jadre č. 3 (4,0—4,6 m) zachytené tektonicky intenzívne porušené tmavosivé ílovcy s vložkami jemnozrnných sivých pieskovcov. Pelity obsahujú ojedinelé kokolity, snáď kriedového veku (V. GAŠPARIKOVÁ). V ťažkej frakcii prevláda zo psamitov zirkón a biotit, obdobne ako v pieskovcoch lunzských vrstiev (Z. PRIECHODSKÁ). Podľa karotážneho merania siaha tento litotyp až do hĺbky 4115 m.

V úseku 4115—4136 m sa nachádzajú ílovcy, pieskovce a anhydrity, zachytené jadrom č. 4. Ílovcy sú nevápenaté, tmavosivej farby a nachádzajú sa v nich vrstvičky (hrúbka do 15 cm) a žilky svetlosivého anhydritu. V poslednom úseku jadra (3,0—3,6 m) sa nachádzajú sivozelené piesčité ílovcy a sivozelené strednozrnné až hrubozrnné kremenné pieskovce. Sporomorfy z pelitov oboch farebných typov preukázali vek najvrchnejší perm—spodný trias (P. SNOPOKOVÁ). Značné zastúpenie ťažkého izotopu síry v anhydrite nezodpovedá palinologicky preukázanému veku. Prítomnosť pyritu v sprevádzajúcich ílovcoch a pieskovcoch však poukazuje na možnú činnosť baktérií redukujúcich sulfát a následné obohatenie o ťažký izotop (J. KANTOR). Čiastočne problematické zostáva zaradenie do určitej litostratigrafickej jednotky. A. KULLMANOVÁ uvažuje o reichenhalských vrstvách, ktorých uvádzané stratigrafické rozpätie, vrchný skýt—spodný anis (A. TOLLMANN 1976) síce ešte zodpovedá palinologicky stanovenému stratigrafickému rozpätiu, v nich však prevládajú tmavé karbonáty (vápence, dolomity, rauvaky), a tieto neboli ani karotážne zaznamenané v celom intervale 4115—4136 m. Na povrchu sa v nich zriedkavo nachádzajú vápenaté ílovcy (sliene), pieskovce a sulfáty. Vo vrte sa však nachádzajú len tieto litotypy. Ak však pripustíme tektonickú separáciu podľa kompetencie hornín, potom by mohli zodpovedať aj časti týchto vrstiev.

V hĺbke 4136—4254 m sa podľa karotáže nachádzajú vápence s ojedinelými vložkami ílovcov. Boli navrtané jadrom č. 5 (hĺbka 4167—4172 m). Nachádzajú sa v ňom hnedosivé celistvé vápence s puklinami (dajkami) vyplnenými sivozelenými piesčitými ílovcami (? neogén). Foraminiferová mikrofauna preukazuje stredotriasový vek vápencov (ilýr—fasan) (A. KULLMANOVÁ). Môžeme ich zaradiť k reiflinským vápencom.

Hlbšie, v úseku 4254—4318 m, nasledujú dolomity navrtané jadrom č. 6 (hĺbka 4270—4275 m). Nenašli sa v nich žiadne zvyšky mikroorganizmov. Ich vekové zaradenie je problematické.

V hĺbke 4318—4346 m sa nachádzajú ílovcy s vložkami pieskovcov. V jadre č. 7 (hĺbka 4330—4333 m) sa nachádzajú intenzívne tektonicky postihnuté čierne nevápenaté ílovcy s vložkami zelenosivých, slabo vápenatých jemnozrnných pieskovcov. Litologický charakter a palinologicky stanovený karnský vek sedimentov (P. SNOPOKOVÁ) indikuje lunzské vrstvy. Asociácia ťažkých minerálov z pieskovcov (prevláda zirkón a biotit) je rovnaká ako v lunzských vrstvách z vrtu Šaštín-12 (Z. PRIECHODSKÁ).

Od hĺbky 4346 m až do konečnej hĺbky vrtu 4638 m sa nachádzajú dolomity. V jadrách č. 8, 9, 10 sú svetlosivej farby a bola v nich zistená loferitová, intrabiosparitová a mikrosparitová štruktúra (A. KULLMANOVÁ). Neobsahuje mikrofosílie, ktoré by mohli stanoviť vek presnejšie než na trias.

Podľa postupnosti prevrútaných litostratigrafických členov vyššej časti predneogénneho podložja vo vrte sa zdá, že vrstevný sled je prevrátený, aj keď značne neúplný a s redukovanými hrúbkami jednotlivých členov. Ak je to tak, potom by dolomity v podloží lunzských vrstiev mohli zodpovedať hlavnému dolomitu. Takýto záver je však slabo podložený. Môžeme predpokladať aj zložitejšiu geologickú stavbu.

Litostratigrafické členy zistené vrtom zodpovedajú členom preukázaným v rakúskej časti viedenskej panvy v čelných častiach ötscherského príkrovu na ložisku Schönkirchen (A. KRÖLL—G. WESSELY 1973, A. KRÖLL 1980). Z tohto aspektu je zaujímavá najmä prítomnosť spodnotriasových pelitov s anhydritmi, po prvýkrát preukázaných v podloží slovenskej časti viedenskej panvy. Analogická je aj pozícia vrtu Závod-74, lokalizovaného vnútorne od vrchnokriedových sedimentov zistených vrtmi Závod-57 a Závod-68, ktoré považuje F. NĚMEC (1981) za súčasť lakšárskeho šupinovitého systému. Pozíciou zodpovedajúcej časti sedimentárnej výplne gieshübelskej synklinály.

Vrt Závod-75

Podľa karotážneho merania bolo predneogénne podložie navŕtané v hĺbke 4129 m, resp. 4145 m. V intervale medzi týmito dvoma hĺbkami sa nachádzajú ílovce s vložkami pieskovcov, ktoré nie sú dokumentované jadrom. Postavením a litologickým charakterom môžu zodpovedať sedimentom z tesného podložja neogénu, zisteným na vrte Závod-74.

V hĺbke 4145—?4202 m vystupuje súvrstvie ílovcov s anhydritmi a vložkou karbonátov. Litotypy boli overené jadrom č. 2 (hĺbka 4147—4152 m; obr. 10). Nachádzajú sa v ňom červenkasté a sivé vrstevnaté anhydrity (hrúbka do 45 cm) s laminami čiernych nevápenatých ílovcov a brekie vytvorené z úlomkov čiernych, zelenosivých, miestami červených nevápenatých ílovcov a úlomkov červenkastých a sivých anhydritov. Priestory medzi úlomkami sú vyplnené sivým anhydritom. Sklon lamín vo vrstevnatých anhydritoch je 40—45°. Z pelitov bol palinologicky stanovený vek najvrchnejší perm—spodný trias (P. SNOPKOVÁ). Izotopový výskum poskytol údaje o zastúpení ťažkého izotopu síry v evaporitoch (J. KANTOR), ktoré sa blížia zastúpeniu zistenému v permských evaporitoch. Sedimenty tohto litologického charakteru zaraďuje F. KRÖLL—G. WESSELY (1975) do permoskýtu (litotyp Haselgebirge). Zaradenie do reichenhalských vrstiev je problematické z rovnakých dôvodov ako v prípade evaporitov z vrtu Závod-74; tu ešte pristupuje sčasti pestré sfarbenie pelitov a anhydritov. Pravdepodobné je zaradenie do kampilských vrstiev.

V hĺbke ?4202—4356 m sa nachádzajú vápence a sliene dokumentované v jadrách č. 3, 4, 5. Vápence sú sivohnedé, celistvé, hľuznaté, prípadne so

zriedkavými tmavošedými rohovcami. Tmavosivé sliene vytvárajú vložky vo vápencoch, prípadne vo vrchnej časti intervalu (?4202—4306 m) prevládajú. V jadre č. 4 sú prítomné aj zelené ílovce (? tufity). Karbonáty poskytli foraminiferovú mikrofaunu preukazujúcu strednotriasový vek (ilýr—fasan) a konodontovú faunu indikujúcu ilýr, novšie tiež longobard (J. PAPŠOVÁ). Palinomorfy získané z tmavosivých vápenatých ílovcov (slieňov) majú širšie stratigrafické rozpätie pokrývajúce aj stredný trias (P. SNOPKOVÁ). Vápence možno zaradiť k reiflinským vápencom, pelity zodpovedajú partnašským slieňom. Sklony vrstiev v jadrách sa pohybujú v rozpätí 20—90°.

V poslednom úseku vrту (hlbka 4356—4443 m) sa nachádzajú ílovce s vložkami pieskovcov, dokumentované jadrom č. 6 (4387—4392 m). Sú v ňom zastúpené sivé jemnozrnné až strednozrnné pieskovce, striedajúce sa s tmavosivými nevápenatými ílovcami (hrúbka 0,5—10 cm), ktoré zodpovedajú podľa litologického charakteru lunzským vrstvám. Asociácia ťažkých minerálov je charakterizovaná prevahou zirkónu a biotitu, je rovnaká ako asociácia z pieskovcov lunzských vrstiev vrту Šaštín-12 a Závod-74 (Z. PRIECHODSKÁ). Postupnosť textúr v pieskovcoch (Tb + Tc + Td) svedčí o normálnom uložení vrstiev. Sklony sa pohybujú v rozpätí 25—45°.

Podľa postupnosti prevrátených litostratigrafických členov sa zdá, že obdobne ako vo vrte Závod-74, je vrstevný sled prevrátený. Prevrátenému uloženiu odporuje čiastočne poznatok o normálnom uložení pieskovcov v lunzských vrstvách, no možno ho interpretovať aj ako lokálny jav (prevrásnenie) v celkove prevrátených vrstvách. Vrstevný sled je značne neúplný, jednotlivé litostratigrafické členy sú zachované len rudimentárne, čo odráža zložitú tektonickú stavbu s častými medzivrstevnými sklzmi a redukciou.

Vrt bol lokalizovaný v bezprostrednej blízkosti predpokladaného násunu ötscherského príkrovu na lakšársky šupinový systém, príp. jeho čiastočný ekvivalent — gieshübelskú muldu (F. NĚMEC 1981). Prevrátené horniny svojím litostratigrafickým charakterom zodpovedajú horninám známym z čelných partíí ötscherského príkrovu v rakúskej časti viedenskej panvy na ložisku Schönkirchen (porov. A. KRÖLL—G. WESSELY 1973). Litofaciálne ich možno zaradiť do lunzskej fácie A. TOLLMANNA (1976) alebo do bielovážskej série.

Vrt Závod-76

Rozhranie medzi neogénnymi sedimentmi a predneogénnym podložím sa podľa karotážneho záznamu nachádza v hĺbke 4678 m. Litologický charakter predneogénneho podložia bol overený jadrami č. 1 až 7 (hlbka 4155—4700 m; obr. 11). V jadre č. 1 (4115—4120 m) sa nachádzajú sivohnedé kalové, dolomitové vápence s úlomkami lamelibranchiátov a so zriedkavými krinoidmi. Podľa litologického a mikrofaciálneho charakteru sú skôr triasové než paleogénne (porov. A. KULLMANOVÁ). V jadre č. 2 (4200—4208 m) sme okrem sivohnedých brekciovitých dolomitov zistili tri úlomky sivozelených jemnozrnných pieskovcov, ktoré F. NĚMEC (ústna informácia) považuje za nepôvodné. Ich prítomnosť

vysvetľuje znečistením v luminiscenčnom laboratóriu. Podľa karotážneho záznamu tiež nie sú v tejto hĺbke prítomné. Tesne nad úsekom odberu jadra sa nachádzajú podľa interpretácie záznamu ílovité dolomity.

Dolomity z jadra č. 2 obsahujú vrchnotriasové foraminifery (A. KULLMANOVÁ). Vrchnotriasové foraminifery obsahujú aj úlomky z jadra č. 3, 4, 5, 5a, 6 a 7 (hĺbka 4314—4700 m; porov. A. KULLMANOVÁ). Podľa postupnosti spoločností autorka predpokladá prevrátený vrstevný sled. Sú to obdobné tektonické pomery aké sme zaznamenali vo vrtoch Závod-74 a Z-75. Podľa interpretácie karotážneho merania sa vo vrte v hĺbke 4078—4220 m striedajú vápence, vápnité dolomity, silno ílovité dolomity. Hlbšie, v úseku 4220—4450 m sa nachádzajú vápnité dolomity s ojedinelými vložkami vápencov a v úseku 4350—4450 m aj vložky ílovcov a silne ílovitých dolomitov. Vzhľadom na litologický a biofaciálny charakter tohto vrstevného balenia možno predpokladať, že predstavuje prechodnú pasáž medzi opanickými vrstvami a hlavným dolomitom, podobne ako vo vrte Závod-72.

V dolomitoch z hĺbky 4450—4700 m sa podľa karotáže nenachádzajú vložky vápencov a ílovcov. Na základe foraminiferovej mikrofauuny ich A. Kullmanová zaraďuje do vyššieho noriku až spodného rétu. Litostratigraficky zodpovedajú časti hlavného dolomitu.

Vrt Láb-123

Bol odvrátený ako jediný vrt v oblasti Lábu od roku 1973. Predneogénne podložie navrtal v hĺbke 2670 m. V hĺbke 2670—2755 m boli odobrané tri jadrá (č. 3, 4, 5), v ktorých sa nachádzajú sivé a tmavosivé dolomity, čiastočne brekciovité. Obsahujú mikrofauunu (foraminifery), podľa ktorej ich možno zaradiť do stredného triasu (A. KULLMANOVÁ). Zaujímavá je prítomnosť anhydritu v puklinách dolomitov v jadre č. 5 (2743—2748 m), ktorú konštatovala autorka. Stratigrafickou pozíciou zodpovedá najskôr horizontu anhydritov v reichenhalských vrstvách. Pozíčne je vrt situovaný na najvlnútornejšej časti lábskej elevácie. Externe od neho boli v minulosti vrtmi preukázané horniny vrchného triasu v takej konštelácii, že možno uvažovať aj o jednom vrstevnom slede, zahrňujúcom strednotriasové vápence. V tejto oblasti sú súvrstvia strmo uložené. Geologické pomery sú analogické ako na štruktúre Baumgartner—Zwerndorf v rakúskej časti podložia viedenskej panvy.

Interpretácia tektonickej stavby predneogénneho podložja slovenskej časti viedenskej panvy a jej problémy

Za posledných 24 rokov (1959—1983) boli navrhnuté viaceré varianty geologickej stavby slovenskej časti podložja viedenskej panvy. Za obdobie 1959—1973 ich zhodnotil A. BIELY et al. (1973). Od tej doby pokračujúci vrtný a geofyzikálny prieskum priniesol nové poznatky, ktoré nielen upresnili štruktúrnu schému

predneogénneho reliéfu a naše predstavy o rozložení tektonických a litostratigrafických jednotiek, ale aj v čoraz väčšej miere preukazovali komplikovanú stavbu ťažko korelovateľnú s geologickými pomermi na okraji viedenskej panvy v Malých Karpatoch, Brezovských Karpatoch a Myjavskej pahorkatine.

Tieto ťažkosti napokon viedli ku korelácii tektonických a litostratigrafických jednotiek s tými, ktoré vystupujú v podloží rakúskej časti viedenskej panvy a sú vrtne preukázané až k štátnym hraniciam. Alpská nomenklatúra zaberá postupne v podloží slovenskej časti viedenskej panvy čoraz väčší priestor a používa sa už aj u nás na povrchu, čo možno dokumentovať v prácach F. NĚMCA—A. KOCÁKA (1976, 1980), F. NĚMCA (1981), R. JIŘÍČKA (1980, 1981), R. JIŘÍČKA—Č. TOMKA (1981).

F. NĚMEC—A. KOCÁK (1976) používali alpskú nomenklatúru len pre vnútornejšie tektonické jednotky (ötscherský príkrov, vyššie alpské príkrovy). Súčasne používali karpatskú nomenklatúru — bradlové pásмо, krížňanský alebo manínsky príkrov — a nomenklatúru tektonických jednotiek vyčlenených v podloží slovenskej časti viedenskej panvy — lakšárske šupiny, pribradlové šupiny. Neskôr F. NĚMEC—A. KOCÁK (1980), F. NĚMEC (1981) spojili pribradlové šupiny a lakšárske šupiny do tektonickej jednotky lakšárske šupinovitý systém, korelovali ho na jednej strane s časťou frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému a na druhej strane s kriedou a paleogénom Myjavskej pahorkatiny. Na severe je nasunutá táto jednotka na ehočský príkrov, z juhu je na ňu nasunutý príkrov chočský a ötscherský. Na povrchu autori upravujú fakty a nasúvajú „jablonický“ — ötscherský príkrov na kriedu brezovskej skupiny.

R. JIŘÍČEK (1980), R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981) vyčleňujú a korelujú tektonické jednotky nasledovne:

a) Pieninské bradlové pásмо je priebežnou tektonickou jednotkou (St. Veit, Matzen, Kúty, Smolinské, Koválov, Podbranč).

b) Frankenfelsko-lunzský šupinovitý systém zasahuje aj na naše územie a tiahne sa v pásme cez Breitenlee, Aderklaa, Schönkirchen, Prottes, Borský Jur, Šaštín, Senica, ponára sa pod kriedu paleogénu Myjavskej pahorkatiny a pokračuje ďalej od Lubiny ako manínsky a krížňanský príkrov (l.c. 1981, obr. 1). Podľa textu na str. 196—197 je korelovaný frankenfelský príkrov s krížňanským a manínskym príkrovom a lunzský príkrov s príkrovom chočským.

c) Gieshübelská synklinála pokračuje na našom území do oblasti Závodu a ďalej do oblasti Myjavskej pahorkatiny.

d) Ötscherský príkrovový systém korelujú autori s veternickým, havranickým a jablonickým príkrovom. „Skokové“ zmeny úklonov posunových plôch príkrovov na rozhraní Malých Karpát s viedenskou panvou im zrejme neprekážajú. Obdobne „nasúvajú“ jablonický príkrov na kriedu brezovskej skupiny.

e) Vyššie príkrovy severných vápencových Álp pokračujú podľa autorov (l.c) do oblasti Lábu a Rohožníka, ich ukončenie je podľa obr. 1 náhle, podľa textu na str. 195 v Malých Karpatoch pravdepodobne chýbajú.

f) K pokračovaniu drobovej zóny na území Slovenska sa autori v texte nevyjadrujú, v obr. 1 sa predpokladá jej pokračovanie v podloží slovenskej časti panvy, na povrch v Malých Karpatoch však už tiež nevystupujú.

Porovnanie predstáv o geologickej interpretácii a korelácii jednotiek s faktami naznačuje, že napriek veľkej snahe geológov vyriešiť problémy, existujú ešte kontraverzie podmienené aj objektívne, malou hustotou vrto v alpinotypne silne deformovanom podloží, v nemalej miere tiež prechodným postavením medzi dvoma segmentmi alpínskej geosynklinálnej sústavy. Sú však podmienené tiež subjektívne, nejednotnosťou, resp. neujasnenosťou kritérií pre koreláciu tektonických jednotiek, resp. pri ich vyčleňovaní a definícii (porov. A. BIELY et al. 1973).

Vzhľadom na naftovo-geologický výskum riešenia stavby podložia a korelácie tektonických jednotiek a jej zrejmy vplyv na ďalšiu stratégiu vyhľadávacích prác na ropu a zemný plyn, pokúsime sa aj my, s rozsiahlejším inventárom faktov než predchádzajúci autori, o interpretáciu a koreláciu; uvedomujeme si, že za súčasného stavu poznatkov náš pokus, tak ako všetky predchádzajúce, sa pohybuje v kategórii návrhov riešenia.

Úvodom si zrekapitulujeme súčasný stav poznatkov na oboch okrajoch viedenskej panvy, východnom i západnom. Ich súčasný stav a problémy majú totiž nepochybný vplyv na riešenie problematiky v podloží.

Podľa geologickej mapy Malých Karpát (M. MAHEL 1972) leží nad tatrídym kryštalinikom so svojim mezozoickým obalom, na sever sklonená sústava príkrovov zahrňujúca odspodu: vysoký príkrov, križňanský príkrov a na ňom čiastočne príkrovy — veternícky, havranický a jablonický (porov. J. BYSTRICKÝ — M. MAHEL 1970). Posledne menovaní autori chápali čiastkové príkrovy ako súčasť strážovského príkrovu. Neskôr M. MAHEL (1979) od tohto členenia upúšťa. Diskusiu k tejto problematike, ako aj prehľad nových poznatkov o chočskom a vyšších príkrovoch, publikoval A. BIELY — J. BYSTRICKÝ — J. MELLO (1980). V práci sa najviac diskutuje o probléme, či sú medzi križňanským a havranickým príkrovom prítomné dva príkrovy — chočský a veternícky (sensu geol. mapa M. Karpát 1972) alebo len jeden — chočský (porov. J. MELLO in A. BIELY et al. 1980). Problematické je najmä rozhranie reiflinské vápence — nadložné tmavé vápence interpretované najskôr ako tektonické (J. BYSTRICKÝ — M. MAHEL, l.c., geologická mapa Malých Karpát). Po zistení, že tmavé vápence majú charakter „raminských“ vápencov a majú aniský vek, rovnako ako podložné reiflinské vápence, nemožno vylúčiť že tu ide o jeden vrstevný sled (J. MELLO, l.c.) pokračujúci smerom nahor cez pasáž, v ktorej sa striedajú lavice pelagických vápencov s organodetrítickými vápencami (predrifový detrit) do rifových — veterníckych vápencov.

Za kľúč k riešeniu tohto problému sa tiež považuje existencia spodnotriasovej šupiny zakreslená na rozhraní chočského a „veterníckeho“ príkrovu v oblasti južne od Plaveckého Podhradia (M. MAHEL 1972). Ak si pozorne prezrieme túto časť mapy, zistíme, že práve tu sú časté tlačové chyby: chýbajú rozhrania medzi plôškami s rôznymi rastrami a chýba raster a index v úzkom pásiku pri šupine spodného triasu. Bezprostredne severne od tejto šupiny sa tiahne v mape rozhranie medzi veterníckym a havranickým príkrovom. Je zakreslené v dolomitoch. Pozrime sa ešte, čo píše o rozhraní veterníckeho a havranického príkrovu J. BYSTRICKÝ (1973, str. 4): „Slienité bridlice a vápence kampilu — v litera-

túre sa označujú ako melafýrová séria, vystupujúca v malých útržkoch medzi čiastkovým príkrovom Veterníka a čiastkovým príkrovom Havranice“. Ak možno šupinu interpretovať aj takto, potom nemôže byť jednoznačným argumentom pre existenciu veternického príkrovu. V tejto situácii interpretáciu kvality rozhrania medzi reiflinskými a ramínskymi vápencami môže vyriešiť len nové podrobné mapovanie, doplnené podrobnými litostratigrafickými profilmi.

Všimnime si ešte, aké dôsledky (implikácie) by malo pripustenie existencie len jedného príkrovu, ktorý je doteraz podľa litofaciálneho charakteru stredného triasu chápaný ako súčasť gemerika (sensu A. BIELY—J. BYSTRICKÝ—O. FUSÁN 1968), resp. silicika (sensu J. MELLO—M. POLÁK 1978).

Podľa doterajších interpretácií leží vrstevný sled stredného triasu na melafýrovej sérii pokladanej za súčasť hronika (A. BIELY—J. BYSTRICKÝ—J. MELLO 1980, str. 24). To však implicitne vyúsťuje do revízie predstavy o príslušnosti zatiaľ hypotetického „len jedného“ príkrovu ku gemeriku, prípadne revízie predstavy o význame melafýrovej série ako indikátora tektonickej príslušnosti alebo k hodnoteniu určitého miesta v pasáži medzi melafýrovou sériou a stredným triasom „chočského“ príkrovu ako tektonického rozhrania 1. rádu.

Chýbanie vyšších častí „chočského“ príkrovu (interpretácia 2 príkrovu) možno pripísať tektonickej redukcii, odlepeniu a presunutiu k vonkajšku, t. j. do podložia viedenskej panvy (A. BIELY—J. BYSTRICKÝ—O. FUSÁN 1968). Rovnako však možno hodnotiť aj chýbanie vrchného triasu vo „veternickom“ príkrove.

Všimnime si ešte paleogén bukovskej depresie, jeho vzťah k podložným jednotkám a predovšetkým k tektonickým rozhraniam medzi jednotlivými príkrovmi. Ak jeho rozšírenie zakreslené v geologickej mape (l.c.) zodpovedá skutočnosti a rovnako objektívne je zakreslená aj tektonická príslušnosť triasových hornín, potom možno konštatovať, že paleogén prekrýva: časť chočského príkrovu, veternický príkrov, havranický príkrov a časť „jablonického“ príkrovu, pričom fosilizuje tektonické rozhrania medzi nimi. Možno to interpretovať tak, že celý zväzok menovaných príkrovov vznikol už pred paleogénom a po paleogéne sa mohol posúvať len „en bloc“?

Po prerušení v trstínsko-jablonickej depresii triasové súvrstvia pokračujú v Brezovských Karpatoch a sú zaraďované podľa faciálnej korelácie do strážovského, havranického a veternického príkrovu (sensu A. BIELY—J. BYSTRICKÝ—J. MELLO 1980), prípadne len k jednému príkrovu (sensu A. BEGAN—J. HANÁČEK—J. MELLO—J. SALAJ 1982). Presunové a vrstevné plochy sú opäť uklonené k severu. Pri Brezovej pod Bradlom na príkrovu, resp. príkrov, nasadajú kriedové sedimenty brezovskej skupiny (A. BEGAN—J. SALAJ—O. SAMUEL 1980). Neprerušená sedimentácia zasahuje až do vrchného mástrichtu, na ktorý erózne nasadajú paleogénne sedimenty Myjavskej skupiny (A. BEGAN—J. SALAJ—A. KULLMANOVÁ 1979).

Odlíšny vrstevný sled s neprerušeným geologickým zoznamom z kriedy do paleogénu opisujú autori (l.c.) z územia jz. od Myjavy a tektonicky ho oddeľujú od predchádzajúceho. Sedimenty „severného vývoja“ sa tektonicky stýkajú s pruhom hornín, ktorého tektonické začlenenie bolo v minulosti niekoľkokrát

zmenené. Ide o pruh sedimentov tiahnucci sa od Podbranča k Myjave a ďalej na severovýchod až do oblasti Vršatca. Najstaršie známe sú v ňom vrchnotriasové pestré ílovcy s vložkami kremencov, dolomitov a sadrovcov (karpatský keuper). Stratigraficky vyššie sa nachádzajú rétske vápence a ílovcy, škvrnité sliene a vápence liasu — časti dogeru, dogersko-malmské rádiolarity a hľuznaté vápence, ílovité vápence titónu—barému. Najmladšie je flyšové súvrstvie albu —cenomanu. Pôvodne bol tento pruh hornín zaradený do kysuckej jednotky (geol. mapa ČSSR, list Gottwaldov 1962, J. SALAJ— A. BEGAN et al. 1965, E. SCHEIBNER 1967), neskôr časť tohto pásma do manínskeho príkrovu (A. BEGAN 1969) a nakoniec do klapskej jednotky (A. BEGAN—J. HANÁČEK— J. MELLO—J. SALAJ 1982). Ak horeuvedený pruh hornín patrí do klapskej jednotky, potom je táto pre jurské sedimenty polyfaciálnou jednotkou.

Pripomeňme si ešte, že analogicky jurský vrstevný sled opísal S. PREY (1975) z bradiel pri St. Veite. Tento výskyt môže rovnako viesť k revízií tektonickej príslušnosti v oblasti St. Veitu, ako aj pri Podbranči. Na takto tektonickej jednotke leží podľa A. BEGANA et al. (1982) súvrstvie organodetritických pieskovcov a slieňov kampánu. Sú pričleňované (l.c.) k rašovskej sérii, a tým sú súčasne považované za transgresívne ležiace na svojom podloží (porov. A. BEGAN—J. SALAJ 1978). Klapská jednotka sa na severe tektonicky stýka s bradlovým pásmom, reprezentovaným kysuckou a čorštýnskou jednotkou. Pozdĺž tohto kontaktu sa tiahne úzky, prerušovaný pruh paleogénneho flyšu, pričleňovaného k magurskému flyšu (porov. F. SCHEIBNER 1967) alebo k bielokarpatskej jednotke (porov. A. BEGAN et al. 1982). Podľa stratigrafickej kontroly nie je teda tektonické rozhranie s vnútornejšími jednotkami staršie než paleogénne. Styk bradlového pásma so severnejšie ležiacim flyšom bielokarpatskej jednotky sa považuje za tektonický a jeho vek obdobne nie je starší než paleogénny.

Vek vzniku vnútrokarpatských príkrovov je uvádzaný ako predgosauský (porov. A. BIELY et al. 1980). Sú prekrývané vrchnokriedovými a paleogénnymi sedimentmi, ktoré už nie sú zjavne alpinotypné (príkrovovo) deformované. Z toho vyplýva názor len o gosauskom veku vzniku karpatskej príkrovovej sústavy.

Predsa sa však v poslednej dobe objavili informácie svedčiace o určitej pogosanskej transformácii. Sú to informácie z vrtu SBM-1 (Soblahov), v ktorom preukázala A. KULLMANOVÁ (1978) a V. GAŠPARIKOVÁ (1980) pod manínskou jednotkou (sensu M. MAHEL 1978) vrchnokriedové pestré sliene indikujúce pogosauské pohyby. Je potrebné doplniť, že nad manínskou jednotkou pri Soblahove leží ešte križňanský a chočský príkrov. Obdobné informácie o pogosauských (popaleogénných) tektonických pohyboch poskytol vrt Lubina-1 (B. LEŠKO et al. 1982), ktorý navrátil pod manínskym príkrovom (sensu D. ANDRUSOV 1972) paleogénne sedimenty interpretované ako súčasť bielokarpatskej jednotky. Zdá sa, že prejavy pogosauského alpinotypného vrásnenia, aspoň v oblasti Podbranč—Trenčín, sú zrejme len v hlbších úrovniach štruktúr a ich povrchové prejavy — šariážne plochy sú interpretované ako iné typy ruptúrnych deformácií, prípadne pri nedostatku, resp. chýbaní mladých (gosauských) sedimentov sú interpretované ako šariážne plochy, línie staré predgosauské.

Ako vidieť na povrchu, pri nepomerne lepších znalostiach existujú problémy s geologickou interpretáciou.

Na alpskom okraji viedenskej panvy je geologická situácia odlišná (porov. P. BECK—MANAGETTA 1955, 1965). Na unterostalpínskych príkrovoch, považovaných za ekvivalent malokarpatského kryštalinika s mezozoikom (porov. s vysvetlivkami k mape, l.c.), leží pôvodom najvnútornejšia skupina príkrovov sklonená najskôr k severu. Je to veitský a norický príkrov drobovej zóny, na ktorých leží schneberský a hallstatský príkrov severných vápencových Álp. Pod posledne menovaným príkrovom leží pôvodom externejšia sústava príkrovov zahrňujúcich od juhu ötscherský príkrovový systém s čiastkovými príkrovmi — göllerským, unterberským a reisalpským. Pod ním leží lunzský a najhlbšie frankenfelský príkrov severných vápencových Álp. Spolu sú pomenované ako „Kalknordalpdecken“. Všimnime si ešte rozmiestnenie príkrovov v tejto veľkej skupine príkrovov. Smerom na východ sa na povrchu postupne zužujú (sú tektonicky prekrývané) nižšie príkrovy, najprv frankenfelský potom lunzský, a to isté možno pozorovať u čiastkových príkrovov ötscherského systému. Najskôr sa zužuje, až vytvára reisalpský, potom unterberský príkrov a na povrch v oblasti Badenu a Nödlingu vystupuje už len göllský čiastkový príkrov (porov. tiež G. WACHTEL—G. WESSELY 1982). „Kalkvoralpdecken“ sú nasunuté na ekvivalent bradlového pásma (St. Veit) a na flyšové pásmo. Na rozhraní frankenfelského príkrovu a flyšového pásma sa nachádza šupina tzv. Randcemanu (porov. G. ROSENBERG 1961).

Začínajúc od tektonického príkrovového rozhrania medzi hallstatským a ötscherským príkrovom sú príkrovové plochy uklonené k juhu. Sústava alpských príkrovov je pogosausky silne alpinotypne transformovaná. Preukazujú to na povrchu, pri rozhraní príkrovov zavrásnené sedimenty senónu až paleocénu (Giesshübel), svedčiace pre pyrenejskú flóru alpinotypných deformácií (porov. A. TOLLMANN 1973), ako aj násun frankenfelského príkrovu na flyšovité pásmo. Potvrdili to aj vrty situované v severných vápencových Alpách: Vorderiss-1 (G. BACHMAN—M. MÜLLER et al. 1981), Urmanusan-1 (A. KRÖLL—G. WESSELY 1967) a naposledy vrt Berndorf-1 (G. WACHTEL—G. WESSELY 1982) situovaný pri okraji viedenskej panvy, vo vzdialenosti 15 km vnútorne od násunu príkrovov severných vápencových Álp. Prevrtal v hĺbke 5640 m príkrovy severných vápencových Álp, v hĺbke 5910 m — kriedový a bližšie interpretovaný ako súčasť flyšového pásma. V hĺbke 5910—5965 m navrtal zlepenca egeru (sú biostratigraficky datované) a skončil v hĺbke 6028 m v kryštálických bridliciach interpretovaných ako súčasť českého masívu. Tieto údaje svedčia ešte aj o sávskom príkrovovom prepracovaní.

V rakúskej časti viedenskej panvy bolo v minulosti navŕtaných mnoho vrto, ktoré zastihli predneogénne podložie. Výsledkom tejto činnosti je pomerne presný obraz o reliéfe podložia a jeho stavbe. F. KRÖLL—G. WESSELY (1973), G. WESSELY (1975), F. KRÖLL (1980) preukázali, že všetky tektonické jednotky v takej postupnosti a vzťahoch, ako na východnom okraji Álp, pokračujú až po štátnu hranicu (porov. A. BIELY et al. 1980).

Južne od flyšového pásma, ktoré je reprezentované vrchnokriedovými flyšo-

vými horninami, vyčlenili frankenfelsko-lunzský šupinovitý systém. Tak ako na povrchu, tak aj v podloží neogénnej výplne panvy sú jeho najmladším členom senónske a paleogénne sedimenty gieshübelskej synklinály. Podľa informácií G. WESSELÉHO (1975) horniny bradlového pásma neboli navrátené. Neskôr však boli pravdepodobne zistené vo vrte Reyensdorf-T2 (F. KRÖLL et al. 1980). Pozdĺž severného okraja frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému sa tiahne pás jurských až albských sedimentov, ktoré autori (l.c.) podľa alpských pomerov k nemu pričleňujú. Vrtne však táto predstava nie je overená v úseku od Aderklaa po štátne hranice. Podľa tejto predstavy kreslia pod jurské sedimenty vrchný trias frankenfelsko-lunzského typu až po styk s flyšovým pásmom (porov. A. KRÖLL—G. WESSELY 1973, obr. 6). Pravdepodobne na overenie predpokladanej úzkej šupiny hlavného dolomitu (l.c.) bol vyprojektovaný a uskutočnený usmernený vrt Reyersdorf-T2, ktorý však predpokladanú situáciu nepotvrdil (porov. A. KRÖLL et al. 1980). Prevrtal flyš s bradlom vápencov a navrátil jurské horniny, v ktorých aj skončil. Autori tieto nové informácie zakomponovali znovu len do rámca alpských pomerov, posunom triasových hlavných dolomitov hlbšie, nepochybujúc o príslušnosti k frankenfelsko-lunzskému šupinovitému systému (porov. A. KRÖLL et al. 1980). Za súčasného stavu poznatkov môžeme však uvažovať aj o alternatívnom riešení, akceptujúc om karpatské pomery tak, ako to urobil R. JIŘÍČEK (1981).

Na gieshübelskú synklinálu je nasunutý ötscherský príkrovový systém v oblasti Schönkirchenu, Prottes-Ebental takmer úplne prekrýva paleogén gieshübelskej synklinály a miestami tektonicky nasadá priamo na horniny albu (porov. G. WESSELY 1975, tab. 3) s problematickým tektonickým začlenením. Na ložisku Prottes sú najmladším súvrstviem ötscherského systému vrchnotriasové brekcie a vápence, odlišné od výplne gieshübelskej synklinály. Južný okraj ötscherského príkrovového systému sprevádzajú vrchnokriedové sedimenty tzv. glinzendorfskej synklinály, na ktorú je nasunutá sústava vyšších príkrovov vápencových Alp, zahrňujúca aj drobovú zónu.

Ak porovnáваме litostratigrafický a litofaciálny obsah tektonických jednotiek a ich vzťahy na východnom a západnom okraji viedenskej panvy, môžeme konštatovať, že na oboch stranách panvy vystupujú analogické alebo aj identické litostratigrafické jednotky, ale usporiadanie a vzťahy tektonických jednotiek sú odlišné (porov. A. BIELY et al. 1980). Dokumentuje to paleogeografickú súvislosť faciálnych pásiem počas starších etáp vývoja alpsko-karpatskej geosynklinály (porov. D. ANDRUSOV 1968, A. TOLLMANN 1976, M. MAHEE 1979) ale aj určitú alebo ? úplnú odlišnosť vývoja dvoch častí geosynklinály v neskorých štádiách.

Nakoľko bol alpský typ tektonickej stavby dokumentovaný z rakúskej strany až k štátnym hraniciam, je zrejmé, že kľúč k riešeniu tohto problému sa nachádza v podloží slovenskej časti viedenskej panvy (porov. A. BIELY et al. 1980).

Časť doterajších interpretácií (A. BIELY et al. 1973, F. NĚMEC—A. KOCÁK 1976) inklinovala k variantu riešenia navrhnutého M. MAHEEOM in M. DLABAČ et al. (1968). Podľa tejto predstavy, používajúcej karpatskú nomenklatúru, sa

bezprostredne južne od bradlového pásma, obdobne ako na Považí, nachádza sústava príkrovov v postupnosti — manínsky, krížňanský a chočský príkrov (porov. A. BIELY et al. 1980). Táto predstava neobsahuje zjavné vnútorné rozpory, resp. rozpory s faktologickým materiálom z podložia panvy.

Riešenie, ktoré navrhol T. BUDAY—V. ŠPIČKA (1965) aspoň v úseku Borský Jur—Koválov už nezodpovedá zhromaždenému faktografickému materiálu.

Napokon je tu tretí variant riešenia reprezentovaný predstavou R. JIŘÍČKA (1980, 1981), resp. R. JIŘÍČKA—Č. TOMKA (1981) o pokračovaní alpských tektonických jednotiek na územie Československa. Ani táto predstava, aspoň v úseku Borský Jur—Šaštín—Koválov, neobsahuje vážnejšie rozpory s faktografickým materiálom.

V čom je teda problém? Len v tektonickej nomenklatúre na jednej strane karpatskej a na druhej strane alpskej alebo v postupnej, či náhlejšej zmene geologickej stavby. Pokúsime sa problém v ďalšej časti dešifrovať.

Flyšové pásmo bolo zistené vo vrtoch série Kúty, Gbely a pravdepodobne aj vo vrtoch z oblasti Štefanova a Letničia. Ak porovnáваме litostratigrafický charakter súvrství v tradičnom ekvivalente karpatského bradlového pásma pri St. Veite s pomermi v podloží viedenskej panvy, môžeme konštatovať, že pruh hornín s analogickým litologickým charakterom sa tiahne cez Bockfliess, Matzen, Spannberg, Kúty, Gbely. Tento pruh hornín sprevádzajú pikrity kontaktne alternujúce svoje okolie (St. Veit, Bockfliess-77, Gbely 46; porov. S. PREY 1979, M. ELIÁŠ 1977, T. BUDAY a kol. 1963). Takouto koreláciou sa však bradlové pásmo rozšíri na nezvyklú šírku, ťažko porovnateľnú s pomermi na povrchu pri Podbranči. Pripomeňme ešte, že S. PREY (1975) považuje bradlá pri St. Veite za súčasť flyšového pásma; takže interpretácia priebehu a šírky bradlového pásma nie je jednoznačná. V texte geologickej schémy a profile extrapolujeme a používame interpretáciu z povrchu od Podbranča, ktorá je znázornená v geologickej mape 1 : 200 000, list Gottwaldov (T. BUDAY et al. 1963). Horniny, ktoré možno začleniť do bradlového pásma (niektoré alternatívne), boli navrtané v pruhu Smolinské-22, -27, Štefanov-51, Bištava-2, -3, Koválov-3. Zodpovedajú horninám známym z čorštýnskej a kysuckej jednotky. Styk bradlového pásma s flyšom nie je podľa zdôvodnenia A. BIELEHO et al. (1973) mladší než sávsky.

Južnejšie leží pruh sedimentov, ktoré začlenil M. MAHEL in M. DLABAČ et al. (1968) a následne A. BIELY et al. (l.c.), F. NĚMEC—A. KOCÁK (1976) do krížňanskej alebo manínskej jednotky. Nejednoznačnosť tohto riešenia je zrejma a pochybnosti sa len zväčšia, ak porovnáваме situáciu s pomermi v podloží akúskej časti viedenskej panvy na jednej strane s pomermi na povrchu v oblasti Nového Mesta nad Váhom na druhej strane (porov. A. BEGAN—J. HANÁČEK—J. MELLO—J. SALAJ 1982). Litologické typy hornín navrtané vo vrte Matzen-375 sú identické s tými, ktoré boli navrtané na vrtoch Sm-17, Sm-19. Obdobný, resp. identický litologický charakter majú aj flyšové horniny albu zistené vo vrtoch Prottes ÚT-1, ÚT-2. V rakúskych vrtoch sú interpretované ako súčasť frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému. Pripomeňme si, že v Rakúsku v úseku Bochfliess—Matzen, Prottes nebol navrtaný (podľa literárnych údajov)

vrchný trias, ktorý je podľa A. TOLLMANA (1976) rozhodujúci pre koreláciu. Rovnako je to však aj v slovenskej časti podložia.

Podľa litofaciálneho charakteru jurských sedimentov možno pruh začleniť do: 1. frankenfelského príkrovu, 2. krížňanského príkrovu, 3. manínskeho príkrovu (sensu A. BEGAN 1969) teraz klapskej jednotky — príkrovu (sensu A. BEGAN—J. HANÁČEK—J. MELLO—J. SALAJ 1982). Je potrebné ešte zdôrazniť, že ak používame kritéria A. TOLLMANA (1976) pre koreláciu (t. j. litofaciálny charakter triasu), potom nemôžeme korelovať frankenfelský príkrov s krížňanským a manínskym (klapským) príkrovom, ako to urobil R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981), pretože posledné dve menované tektonické jednotky majú vrchný trias vyvinutý v litofácii karpatského keupru — pestré ílovce, kremence, podradne dolomity a sadrovce. Pôvodná sedimentačná oblasť týchto dvoch príkrovov ležala podľa doterajších predstáv (porov. D. ANDRUSOV 1968) externejšie než sedimentačná oblasť frankenfelského príkrovu (vrchný trias je vyvinutý v litofácii hlavného dolomitu, sadrovcov, anhydritov a podradnými vložkami ílovcov). V Západných Karpatoch sa obdobné litofácie nachádzajú v najexternejšej časti chočského príkrovu (porov. M. MAHEL 1982), resp. v najvnútornejšej časti krížňanského príkrovu (porov. A. BIELY 1978, vrt Jánová Lehota-1).

Z dôvodov kontraverzného tektonického začlenenia ponechávame zatiaľ začlenenie A. BIELEHO et al. (1973), aj keď z toho vyplynú v grafických prílohách určité rozpory.

Južnejšie sa nachádza oblasť vytvorená z triasových hornín zastúpených lunzskými vrstvami, oponickými vrstvami a hlavným dolomitom. Podľa litofaciálneho charakteru a hrúbky možno začleniť sukcesiu do bielovážskej série chočského príkrovu (sensu J. BYSTRICKÝ 1967) alebo chočského príkrovu (sensu D. ANDRUSOV—J. BYSTRICKÝ—O. FUSÁN 1973), ale súčasne aj do lunzskej fácie sensu A. TOLLMANA (1976). Korelácia lunzskej fácie s bielovážskou „fáciou“ je všeobecne akceptovaná (porov. A. TOLLMANN 1976, M. MAHEL 1979). Komplikovanejšia je tektonická korelácia.

Vrt Šaštín-12 do hĺbky 6500 m neprevrátal subvertikálne uložené triasové horniny, čo vzhľadom na jeho postavenie voči bradlovému a flyšovému pásmu implikuje názor o intenzívnom pogosanskom nasúvaní na tieto dve jednotky. Ak je správny názor, že na rozdiel od sústavy vnútrokarpatských príkrovov bola sústava alpských príkrovov intenzívne pogosansky transformovaná (porov. A. BIELY et al. 1980, str. 27), potom sú triasové horniny vo vrte Šaštín-12 v jeho širšom okolí skôr súčasťou alpskej jednotky — frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému. Takúto interpretáciu možno extrapolovať až k vrtu Kovalov-6.

Vo vrte Šaštín-11 boli navrátené vrchnojurské sedimenty považované podľa bohatosti mikrofauny za bradlové pásmo, prípadne krížňanskú jednotku vklínenú do chočského príkrovu (A. KULLMANOVÁ 1968). Novšie boli identické horniny zistené vo vrte Borský Jur-15, kde sú jednoznačne interpretované ako krížňanská jednotka (vyhodnotil K. BORZA 1982; sprostredkovaná informácia, F. NĚMEC 1983). Mikrofaciálne sú horniny identické so „šaštínskymi“, a majú teda (l.c.) aj rovnakú tektonickú príslušnosť. Tretí názor o tektonickej prísluš-

nosti vyjadril R. JIŘÍČEK (1980, str. 129), ktorý píše o rovnakých horninách, aké opisuje A. KRÖLL—G. WESSELY (1973) z lunzského príkrovu.

Pokúsime sa analyzovať problém z tektonického hľadiska. Aby sme horniny bradlového pásma, resp. križňanskej jednotky „dostali“ do dnešnej pozície, musíme predpokladať, že boli tektonicky vyvlečené z podložja príkrovu vyššieho než „križňanský“, t. j. v našom prípade na vzdialenosť minimálne 4 km. Takéto prípady sú známe z východnej časti severných vápencových Álp. Nachádzali sa tam tzv. „cudzie útržky“ vytvorené z „keupru“ a panvových facií liasu (porov. G. WESSELY 1975), však viazané na bazálny koberec ötscherského príkrovového systému, pozostávajúci z nekompetentných verfenských vrstiev a ležiaci na gieshübelskej synklinále. Prítomnosť analogických hornín v blízkosti vrtov Šaštín-11 a Borský Jur-15 však nebola zistená. Vystupovanie s hlavným dolomitom skôr pripomína situáciu na ložisku Aderklaa, kde sú vrchnojurské vápence súčasťou frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému (porov. A. KRÖLL—G. WESSELY 1973, G. WESSELY 1975). Vidno teda, že ani v tomto prípade sa ešte nevieme vyjadriť jednoznačne o tektonickej príslušnosti jurských sedimentov.

Súčasťou frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému v Rakúsku sú aj sedimenty vrchnej kriedy a paleogénu gieshübelskej synklinály. Analogické sedimenty boli zistené na vrtoch Závod-57, Závod-68 a Studienka-3. Severná hranica rozšírenia nebola doteraz u nás vrtno overená a rovnako nebol zistený ani vzťah k podložíu. Hrúbka výplne synklinálnej štruktúry presahuje 1200 m. Pásmo negatívnych tiažových anomálií medzi šaštínskou a lakšárskou eleváciou, tiahne sa pozdĺž bradlového pásma až do priestoru Myjavskej pahorkatiny, pôvodne interpretované ako pokračovanie vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov, sa v odkrytej tiažovej mape viedenskej panvy už neprejavuje (porov. Č. TOMEK—L. BUDÍK 1981). Je najskôr vyvolaná účinkom neogénnych sedimentov v tzv. brezovskej synklinále (R. JIŘÍČEK 1978). Formulujúc takto vetu samozrejme nechceme ani nemôžeme tvrdiť, že sa vrchnokriedové sedimenty v tejto časti predneogénneho podložja nenachádzajú, ibaže neboli vrtno preukázané.

Vnútornejšie sa v podloží neogénu viedenskej panvy nachádza pásmo triasových a kriedových sedimentov, vrtno overené na štruktúre Závod (Závod-72-76) vo vrte Studienka-83, Studienka-5, -37 a na lakšárskej štruktúre LNV-2-7. Styk s externejšie sa nachádzajúcimi senónskymi sedimentmi bol zistený zatiaľ len vo vrte Studienka-83 v hĺbke približne 3900 m. Má charakter násunu a je v celom pásme sprevádzaný tmavými lokálne pestrými (zelenými, sčasti červenými) pelitmi s anhydritmi a na chrbte Studienka-83 tiež so soľou. Na vrtoch Závod-74 a -75 bol preukázaný ich spodnotriasový vek. Litofaciálny charakter mladších triasových sedimentov (? reichenhalské vrstvy, gutensteinské vápence, ? steinalmské vápence, reiflinské vápence) so stratigrafickým rozpätím ilýr—longobard—kordevol, miestami hrubé lunzské vrstvy a hlavný dolomit, dovoľujú zaradiť sukcesiu do bielovážskej „série“, resp. do jej alpského ekvivalentu — lunzskej faciie. Podľa karpatských zvyklostí sme naklonení technicky začleniť sukcesiu do chočského príkrovu s. str. (sensu D. ANDRUSOV et al. 1973), tak ako

alberth a

to urobil vo vrte LNV-7 A. BIELY et al. (1973) a rovnako F. NĚMEC—A. KOCÁK (1976, 1980). Takéto chápanie zodpovedá členeniu príkrovov „podľa materiálu“ A. TOLLMANNA (1973). Posledne menovaná sukcesia je však v násunovej pozícii na senónske sedimenty ekvivalentná postavením sedimentov giesshübel-skej synklinály a v zmysle členenia príkrovov podľa „doby transportu“ nezodpovedá doterajším predstavám o dobe sunutia chočského príkrovu (porov. A. BIELY—O. FUSÁN 1967). S tým úzko súvisí predstava o fázovosti presúvania príkrovov.

Zatiaľ čo je v Alpách preukázaný viacfázový proces pri vzniku príkrovov severných vápencových Alp, ktoré vznikli „hlavným pohybovým nárazom“ mediteránnej fázy (porov. A. TOLLMANN 1973) a neskoršie boli transformované významným „pogosauským pohybom príkrovov“ v období ilýrsko-pyrenejskej fázy (l.c.), podľa výsledkov vrtu Berndorf-1 (G. WACHTEL—G. WESSELY 1981) tiež sávskej fázy vrásnenia, vo vnútorných Karpatoch dokladá A. BIELY—O. FUSÁN (1967) len strednokriedovú fázu sunutia príkrovov.

Geologická situácia v pásme Závod—Lakšárska Nová Ves zodpovedá skôr pomerom vo východných Alpách a v podložii rakúskej časti viedenskej panvy, v tom zmysle ako ich opísal G. WESSELY (1975). Podľa neho (l.c.) je frontálna časť ötscherského príkrovového systému vytvorená z triasových hornín litofaciálne patriacich do lunszkej faciie = bielovážskej „série“ vnútorných Karpát. Vo vnútornej časti ötscherského príkrovového systému sú triasové sedimenty vyvinuté v triestinskej faciie, ktorú A. TOLLMANN (1976) koreluje so strážovskou „sériou“. Predstavu o faciálnych zmenách v rámci jednotlivých čiastkových príkrovov ötscherského systému, alebo tiež opačne — predstavu o tektonickom rozčlenení pôvodnej sedimentačnej oblasti znázornili v geologických rezoch G. WACHTEL—G. WESSELY (1981). Podľa nich (l.c.) je reisalpský čiastkový príkrov v mieste profilov (v transverzálnom smere) čiastkovým faciálnym príkrovom vyvinutým v lunszkej faciie. Unterberský čiastkový príkrov je polyfaciálnym príkrovom zahrňujúcim v transverzálnom smere od severu lunszkú faciie, postupne zamieňanú smerom na juh triestinskou faciie, göllerský čiastkový príkrov je monofaciálny, vyvinutý v triestinskej faciie.

Opis je podaný v zmysle členenia facií podľa A. TOLLMANN (1976) a v zmysle Tollmannovho chápania členenia príkrovov „podľa materiálu“ (porov. A. TOLLMANN 1973). To, či táto predstava zodpovedá skutočnosti, ťažko posúdime, môže však ovplyvniť naše predstavy o pomeroch vo vnútorných Karpatoch. Pri exploatacii „pozdĺž príkrovov“ však musíme uvažovať o longitudálnej zmene facií v rámci príkrovových telies.

Priebeh násunu ekvivalenta ötscherského príkrovového systému môžeme extrapolovať až do oblasti Myjavy. V zmysle úvah G. WESSELEHO (1975) a A. BIELEHO et al. (1980, str. 29) je však opodstatnenejšie spájať ho s tektonickým rozhraním medzi dvoma „vývojmí“ senónu a paleogénu (sensu A. BEGAN—J. SALAJ—A. KULLMANOVÁ 1979) než s transgresívnym rozhraním medzi senónskymi a triasovými horninami Myjavskej pahorkatiny a Brezovských Karpát, ako to urobili F. NĚMEC—A. KOCÁK (1980), F. NĚMEC (1981), R. JIŘÍČEK (1980, 1981), R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981). Ekvivalentné tektonické

rozhranie v podloží slovenskej časti viedenskej panvy indikuje tiež zmena litofaciálneho vývoja senónu, treba však pripomenúť, že horniny po oboch stranách rozhrania v Myjavskej pahorkatine majú odlišný litofaciálny charakter. Možno zhrnúť, že problém pokračovania alpských tektonických jednotiek v podloží slovenskej časti panvy je v tomto prípade podľa nášho názoru najskôr v rôznej tektonickej nomenklatúre zahrňujúcej aj odlišné kritériá použité pre vyčlenenie príkrovov (litofaciálny obsah, doba presunu, resp. dosúvania, tektonická pozícia).

Naftovo-geologické pomery vo vnútornej časti podložia sledoval vrtný prieskum na lakšárskej elevácii. Zistil zložitý systém štruktúr, ktorý interpretovali F. NĚMEC—A. KOCÁK (1974, 1976) a F. NĚMEC (1982). Vyčlenili tam od severu tzv. lakšárske šupiny, chočský príkrov a ötscherský príkrov. Posledne menovaný príkrov je podľa nich nasunutý na paleogén gieshübelských vrstiev (l.c.). Začlenenie urobili podľa kľúča: a) šupiny vytvorené z triasových hornín (bielovážska „séria“) so zavrásnenými vrchnokriedovými sedimentmi — lakšárske šupiny; b) šupiny vrchnotriasových hornín litofaciálne vyvinuté ako v bielovážskej „sérii“ — chočský príkrov; c) šupiny triasových hornín so stredným triasom vyvinutým obdobne ako vo veternickom, havranickom, prípadne ötscherskom príkrove — ötscherský príkrov. Problematickosť terminológie je zrejmä.

Všimnime si ešte jej ďalší vývoj. V roku 1980 citovaní autori spojili lakšárske šupiny spolu so severnejšími pribradlovými šupinami do lakšárskeho šupinovitého systému, nasunutého na chočský príkrov (Šaštín). Podľa prílohy 1 (F. NĚMEC 1981) ide o tektonickú jednotku zodpovedajúcu časti frankenfelsko-lunzskeho šupinovitého systému, ale podľa litofaciálneho charakteru hornín na lakšárskej elevácii tiež časti ekvivalentu ötscherského príkrovového systému. Myslíme si, že je ťažko možné vyčleniť šupinovitú tektonickú jednotku v tom rozsahu ako to uvádza F. NĚMEC (1981), keď o štýle stavby na 3/4 jej rozlohy nemáme informácie.

Najvnútornejšie v podloží slovenskej časti viedenskej panvy (oblasť Láb—Malacky) boli navrátené prevažne dolomitové horniny sprevádzané ílovcami a vápencami karnského veku. Najmladším známym členom sú dachsteinské vápence. Vzhľadom na litologický charakter a priestorovú pozíciu možno predpokladať, že sú súčasťou jednotky, ktorú A. KRÖLL—G. WESSELY (1973) pomenovali ako vyššie príkrovy severných vápencových Álp (porov. A. BIELY et al. 1980). Jej severný okraj je v rakúskej časti panvy nasunutý na limnický senón ležiaci na ötscherskom príkrovovom systéme (porov. A. BIELY et al. 1980). Anatogické sedimenty neboli u nás doteraz navrátené (alebo vo vrte Vysoká-4 sú prítomné?). Je teda problematické extrapolovať priebeh severného okraja týchto príkrovov a z rovnakého dôvodu je problematické kresliť priebeh aj ich južného okraja a drobovej zóny.

Prvú predstavu o ich pokračovaní a rozsahu v podloží slovenskej časti viedenskej panvy graficky znázornili P. BECK—MANAGETTA (1955). Neskôr to urobili, prípadne o tom uvažovali G. WESSELY (1975), R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981) a R. JIŘÍČEK (1981). Všetci zhodne predpokladajú, že táto jednotka sa vytráca v podloží slovenskej časti panvy a na povrch v Malých Karpatoch už nevystupuje.

Súhrnne možno konštatovať, že sústava príkrovov s alpským typom stavby „prekračuje“ štátne hranice a pokračuje v podloží slovenskej časti panvy prinajmenej po líniu Koválov—Lakšárska Nová Ves—Malacky—Láb. Oproti pomerom v Rakúsku sa mení konfigurácia jednotlivých jednotiek, na predneogénom povrchu sa zväčšuje rozsah ekvivalenta frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému, a v ňom najmä rozsah ekvivalenta gieshübelskej synklinály, čo pravdepodobne súvisí s menšou amplitúdou násunu ekvivalenta ötscherského príkrovového systému, a teda aj s menšou intenzitou pogosauských pohybov v rámci príkrovov vyšších než „krížňanský“. Nie sú to však podľa nášho názoru zmeny takého charakteru, ktoré by nám umožňovali tvrdiť, že pogosauská transformácia neexistuje.

Nemôže však byť táto situácia spôsobená odkrytím v nižšej eróznej úrovni? Na túto otázku možno odpovedať skôr záporne, keďže R. JIŘÍČEK (1978) dokumentuje opačný postup transgresie neogénneho mora, než by sme očakávali pri tejto možnosti.

Problémy vzťahu Álp a Karpát sa teda „presunuli“ do úzkeho pásma medzi horeuvedenú líniu a okraj Malých Karpát, ktoré nie je vrtne preskúmané. Pokúsili sme sa riešiť tento problém v prvom priblížení schematickým geologickým rezom, vedeným cez hlboké vrty Šaštín-12 a LNV-7 (obr. 3). Je v ňom použitá interpretácia vrtných profilov navrhnutá A. BIELYM et al. (1980), LNV-7, J. KYSELOM et al. (1982); interpretácia vrtu Šaštín-12 a interpretácia ostatných vrtných profilov navrhnutých terajším riešiteľským kolektívom, prípadne pracovníkmi MND. Používame v ňom tiež informácie z geologickej mapy Malých Karpát (M. MAHEL 1972) a výsledky interpretácie geofyzikálnych meraní.

Vzhľadom na malú hustotu vrtovej siete a z toho vyplývajúce veľké množstvo predpokladaných (interpolovaných a extrapolovaných) rozhraní, možno profil charakterizovať ako pracovnú predstavu.

Hrúbku alochtónnych mäs v podloží neogénnej výplne panvy odhadujeme jednak pomocou transverzálnej extrapolácie k jv. klesajúceho rozhrania flyšu a českého masívu, interpretovaného na štruktúrach Týnec (F. CHMELÍK — ústna informácia) a Skalica Radošovce (F. NĚMEC—A. KOCÁK — ústna informácia) približne v hĺbkach 6,0—7,0 km a tiež podľa výpočtu hrúbky príkrovov, ktorý urobili z odkrytej ťažovej mapy podložia viedenskej mapy Č. TOMEK — L. BUDÍK (1981); hrúbku príkrovov stanovili na 6 km.

V Rakúsku je hrúbka alochtónu zistená vo vrte Zistersdorf-1 (flyšové pásmo v podloží viedenskej panvy), kde je približne 6,5 km (porov. J. SCHNEIDERWIND 1981) a vo vrte Berndorf-1 lokalizovanom na okraji viedenskej panvy vo vzdialenosti 15 km jv. smerom od nasunutia príkrovov severných vápencových Álp. Tam je zistená hrúbka alochtónu v hodnote 5,8 km (porov. G. WACHTEL—G. WESSELY 1981).

Nateraz existuje jediná indícia, že hrúbka alochtónu a generálny charakter stavby v podloží slovenskej časti viedenskej panvy môžu byť obdobné ako v Rakúsku. Je to priebeh skoku v hĺbke mohodiskontinuity, ktorý je interpretovaný v súčasnosti ako priebeh peripieninského lineamentu (porov. B. BERÁNEK

et al. 1972, A. BIELY 1975, F. ČECH 1980, F. ČECH 1982, B. BERÁNEK—A. ZÁTOPEK 1981). Prebieha od Semmeringu vo vonkajšom okraji Malých Karpát až k Myjave a odtiaľ ďalej na severovýchod sleduje približne povrchový priebeh bradlového pásma. Má teda v úseku štátna hranica—Myjava voči povrchovému, resp. „predneogénnemu“ priebehu bradlového pásma rovnakú pozíciu ako vo východnej časti Rakúska.

Všimnime si však vzťah alpského typu stavby v podloží panvy s karpatským typom v Malých Karpatoch. Ak sa naša predstava, vyjadrená v profile približuje skutočnosti, potom z nej vyplýva: sústava príkrovov „krížňanský“ a „vyššie“ než krížňanský? leží sprostredkovane na kryštaliniku Českého masívu, je teda obdobne ako v Alpách dosúvaná, resp. sklznutá sávsky (analógia Berndorf-1), z čoho však z priestorových dôvodov vyplýva, že niektoré z tektonických rozhraní tatrikum—fatrikum alebo fatrikum—hronikum v Malých Karpatoch by sme mali hodnotiť ako mladé, t. j. sávské.

Obdobný záver možno spraviť po násun ekvivalenta ötscherského príkrovového systému na kriedu „gosauského“ typu v oblasti Studienky a lakšárskej elevácie. Násun nie je mladší než sávsky a pravdepodobne nie je starší než laramský, prípadne pyrenejský. Vekovo zodpovedajúce tektonické rozhranie sa potom z rovnakých dôvodov nachádza v Malých Karpatoch medzi fatrikom a chočským príkrovom? Čo treba revidovať? Predstavu znázornenú v reze alebo záver o jednofázovom (austrijskom) vzniku karpatských príkrovov? Určite je opodstatnená prvá varianta riešenia rozporu.

Posledne uvedená diskusia a z nej vyplývajúce závery majú vzhľadom na chýbanie faktologického materiálu čisto špekulatívny charakter. Chceli sme ňou len upozorniť na niektoré aspekty riešenia problému vzťahu alpskej a karpatskej sústavy príkrovov.

Všimnime si ešte na záver tejto kapitoly naftovo-geologické implikácie vyplývajúce z názoru, že alpský typ stavby pokračuje v podloží neogénu slovenskej časti panvy minimálne po líniu Koválov—Lakšárska Nová Ves—Láb.

Ak extrapolujeme výskyt ložísk uhľovodíkov a ich väzbu na určité časti tektonických štruktúr z Rakúska, budeme očakávať, že aj u nás sa môžu vyskytovať ložiská v analogickej štruktúrnej pozícii. Táto predstava bola potvrdená v posledných rokoch na štruktúrach Závod a Borský Jur, kde boli navrátené plynové ložiská (F. NĚMEC 1981). Dokumentuje to aj praktickú využiteľnosť riešenia geologickej stavby podložia a korelácie tektonických jednotiek.

Ako však pokračovať ďalej vo vyhľadávaní ložísk prírodných uhľovodíkov v podloží slovenskej časti viedenskej panvy? Berúc do úvahy aj ďalšie faktory podmieňujúce vznik ložísk uhľovodíkov (prítomnosť kolektora, existenciu pasce, či už štruktúrneho, neštruktúrneho alebo kombinovaného typu; prítomnosť ropoplynomatečných hornín a nakoniec aj geochemický charakter podzemných vôd odrážajúci geologický vývoj štruktúr*) možno v podloží vytypovať tieto

*) Prítomnosť slabo mineralizovaných vôd v štruktúre nemožno považovať za rozhodujúce negatívne kritérium pri vyhľadávaní ložísk uhľovodíkov. Výskyt ložísk sprevádzaných takýmto typom vôd je však vzácny a je podmienený takými špeciálnymi podmienkami, že ich objavenie v oblasti s komplikovanou alpinotypnou stavbou bude skôr náhodné ako zákonité.

perspektívne oblasti na výskyt uhľovodíkov:

1. Oblasť Borský Jur—Kuklov je budovaná ekvivalentom frankenfelsko-lunzskeho šupinovitého systému. Je to oblasť s ďalšími možnými neštruktúrnymi a kombinovanými typmi pascí s kolektorskou horninou hlavným dolomitom.

2. Oblasť Závod—Studienka je ekvivalentom frontálnych častí ötscherského príkrovového systému s pravdepodobnými ďalšími pascami neštruktúrneho a kombinovaného typu, kolektorská hornina — hlavný dolomit.

3. Oblasť Závod—Lakšárska Nová Ves (sever) je ekvivalentom gieshübelskej synklinály. Perspektívne je podložie „gosauského“ typu kriedy a paleogénu s pravdepodobnými štruktúrami a kombinovanými typmi pascí s kolektorskou horninou — hlavným dolomitom, prípadne bazálnymi klastikami senónu.

4. Oblasť Láb—Malacky je ekvivalentom vyšších alpských príkrovov s pravdepodobnými neštruktúrnymi, prípadne kombinovanými pascami s kolektorskou horninou — hlavným dolomitom, prípadne dolomitmi skoršieho veku.

5. Oblasť Malacky—Rohožník je ekvivalentom časti ötscherského príkrovového systému a vyšších príkrovov vápencových Álp, s pravdepodobnými neštruktúrnymi, prípadne kombinovanými typmi pascí s kolektorskou horninou — hlavným dolomitom, prípadne dolomitmi staršieho veku.

6. Ako perspektívne možno hodnotiť aj podložie „gosauského“ typu kriedy a paleogénu v oblasti Lakšárska Nová Ves (sever)—Myjava s pravdepodobnosťou štruktúrnych a kombinovaných typov pascí s kolektorskou horninou — hlavným dolomitom, prípadne bazálnymi klastami senónu. V súčasnosti nemáme z tejto oblasti žiadne informácie.

Záver

Ak porovnáme výsledky predpokladaného spracovania geologického materiálu z vrto v podložia slovenskej časti viedenskej panvy so staršími spracovaniami, môžeme konštatovať, že sme získali zatiaľ najrozsiahlejší faktologický materiál z podložia. Prispelo k tomu nielen rozšírené použitie pre podložie tradičných biostratigrafických metód, zahrňujúcich mikropaleontologické spracovanie výplavov a výbrusov, ale aj aplikácie pre podložie novších metód, ako je spracovanie nanoplanktónu a konodontov. Použitie petrologických metód — mikrofaciálnej analýzy karbonátov, petrologickej analýzy klastických hornín a evaporitov, výskumu asociácií ťažkých minerálov — prinieslo nové poznatky a obohatilo litostratigrafické informácie. V niektorých prípadoch je však len v začiatkoch, v etape získavania základných údajov. Je však paradoxné, že ani tieto údaje nemôžeme porovnávať s adekvátnymi výsledkami výskumu u nás na povrchu. Ku spšteniu našich poznatkov nepochybne prispela i aplikácia metód izotopového výskumu evaporitov. Rovnako užitočné bolo aj porovnanie pôvodného dokumentačného materiálu s výsledkami niektorých etáp jeho štúdia. V niekoľkých prípadoch sme zistili rozpory medzi pôvodnou dokumentáciou, litostratigrafickou interpretáciou a interpretáciami neskoršími. Je zrejmé,

že zmeny z toho vyplývajúce ovplyvnili aj geologickú interpretáciu stavby podložia. Na tieto prípady sme upozornili v texte.

Všetky nové, reprezentatívne údaje sú však bodové, je ich vzhľadom na rozlohu slovenskej časti panvy málo a sú rozmiestnené nepravidelne. Z toho vyplýva aj viacero čiastkových alternatívnych litostratigrafických a aj tektonických interpretácií jedného faktu alebo súboru faktov.

Napriek tomu predkladáme novšiu, rozsiahlejšiu faktologickým materiálom podloženú alternatívu riešenia geologickej stavby predneogénneho podložia. Z tejto alternatívy vyplýva, že tektonická stavba jednotiek v podloží slovenskej časti panvy je postihnutá aj pogosauskými tektonickými procesmi, obdobne ako v rakúskej časti podložia. Podľa doterajšieho stavu poznatkov môžeme predpokladať, že mladšie tektonické procesy v rámci príkrovov vyšších než krížňanský neboli také intenzívne ako v ekvivalentnej skupine tektonických jednotiek v Rakúsku.

Tento rozdiel v stavbe sa už podľa našej interpretácie geologického rezu panvou neprejavuje v hlbšej etáži štruktúr. Je to však predpokladané riešenie, extrapolujúce geologickú situáciu z vrtu Berndorf-1. Problematický je naďalej vzťah alpského a karpatského typu stavby. Kľúč k riešeniu tohto problému sa nachádza v úzkom páse lemujúcom okraj Malých Karpát. Jedno z možných riešení sme navrhli a diskutovali pri geologickom reze.

Porovnávajúc pozíciu akumulácií uhľovodíkov v rakúskej časti podložia a pozíciu zatiaľ dvoch akumulácií u nás môžeme konštatovať, že sa nachádzajú v analogickej štruktúrnej pozícii v ekvivalentných partiách tektonických jednotiek. Táto skutočnosť doplnená informáciami o ďalších činiteľoch podmieňujúcich vznik ložísk uhľovodíkov má nesporný význam pre určenie stratégie ich ďalšieho vyhľadávania a prieskumu.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—VI
(foto: J. Kysela)

Tabuľka I

- 1 Červený slieň s globotrunkánovou mikrofaciou. Prítomné sú: *Globotruncana arca* CUSHMAN, *Gltr. aff. calcarata* CUSHMAN, *Gltr. ex gr. linneiana* (d'ORBIGNYI), *Hedbergella* sp. (určil O. SAMUEL—J. KYSELA), vrchný kampán. Zväčš. 27 ×, Bištava-3, j.č. 16, hĺbka 949—952,5 m výbrus č. 4516/82, súradnice 38/80 (Amplival pol. d.)
- 2 Polymiktný hrubozrnný pieskovec s *Orbitoides* sp. (určil J. KYSELA), vrchný senón, možnosť redepozície. Zväčš. 28 ×, Smolinské-8, j.č. 5, hĺbka 1456—1461 m, výbrus č. 4523/82, súradnice 36,5/80
- 3 Polymiktný hrubozrnný pieskovec s úlomkom *Orbitoides* sp. (určil J. KYSELA), vrchný senón, možnosť redepozície. Zväčš. 28 ×, Smolinské-8, j.č. 5, hĺbka 1456—1461 m, č. výbrusu 4523/82, súr. 27,5/85
- 4 Polymiktný hrubozrnný pieskovec s úlomkom *Orbitoides* sp. (určil J. KYSELA), vrchný senón, možnosť redepozície. Zväčš. 28 ×, Smolinské-22, j.č. 5, hĺbka 1939—1943 m, výbrus č. 4532/82, súr. 34/82
- 5 Sivozelené sliene s globotrunkánovou mikrofaciou. Prítomné sú: *Gltr.* (cf. *Gltr. gansseri* BOLLI), *Gltr. sp.*, *Hedbergella* sp. (určil O. SAMUEL), kampán—mástricht. Zväčš. 28 ×, Smolinské-22, j.č. 7, hĺbka 2095—2100 m, výbrus č. 4353/82, súr. 34/76.

Tabuľka II

- 1 Sivý škvrnitý vápenec s rádioláριοvo-spongiovou mikrofáciou. Podľa foraminiferovej fauny zo sprievodných slietov, ?alb. Zväčš. 28 ×, Smolinské-17, j.č. 13, hĺbka 1347—1350 m, výbrus č. 212/83, sú 41/80.
- 2 Sivý škvrnitý vápenec s rádioláριοvou mikrofáciou, spodná krieda. Zväčš. 28 ×, Smolinské-19, hĺbka 1270—1275 m, výbrus č. 1337/73 — materiál A. KULLMANOVEJ, súr. 23/79.
- 3 Sivý škvrnitý vápenec s rádioláριοvou mikrofáciou. Na obraze sú prítomné pyritizované rádiolárie. Spodná krieda. Zväčš. 28 ×, Smolinské-19, hĺbka vrtu 1275—1280 m, výbrus č. 1338/73, materiál A. Kullmanovej, súr. 35/71.
- 4 Sivý škvrnitý vápenec s rádioláριοvo-spongiovou mikrofáciou. Podľa foraminiferovej fauny zo sprievodných slietov, ?alb. Zväčšenie 28 ×, Smolinské-19, hĺbka 1275—1280 m, výbrus č. 1338/73, materiál A. KULLMANOVEJ, súr. 34/78.
- 5 Jemnozrnný karbonátový pieskovec s *Calcisphaerula innominata* BONET a *Pithonella* cf. *multicava* BORZA, (určil J. KYSELA), senón. Zväčš. 55 ×, Závod-57, j.č. 28, hĺbka 3722,2—3740,0 m, výbrus č. 4276/82. súr. 26/89.

Tabuľka III

- 1 Sivý ilovitý vápenec s *Pithonella ovalis* (KAUFMANN) a *Hedbergella* sp. (určil J. KYSELA). Mimo obrazu sú prítomné *Globotruncana* sp., senón. Zväčš. 55 ×, Závod-57, j.č. 30, hĺbka 3820—3828,7 m, výbrus č. 4278/82, súradnice 31/79.
- 2 Karbonátová brekcia s úlomkom foraminifery *Pseudosiderolites vidali* (DAUVILLÉ) — (učil J. KYSELA), kampán. Zväčš. 28 ×, Závod-57, j.č. 34, hĺbka 3998—4002 m, výbrus č. 3626/64, materiál A. Kullmanovej, súr. 26,5/85,5.
- 3 Červený prachovcový vápenatý ilovec s globotrunkánovou mikrofáciou. Na obraze prítomné *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. (určil J. KYSELA), senón. Zväčš. 28 ×, Závod-68, j.č. 34, hĺbka 4116,4—4119,0 m, výbrus č. 6048, materiál MND Hodonin, súr. 29/81,5.
- 4 Sivozelený ilovitý vápenec s *Globotruncana* sp., *Hedbergella* sp. (určil J. KYSELA), senón. Zväčš. 28 ×, Závod-68, j.č. 36, hĺbka 4183—4186,2 m, výbrus č. 4283/82, súr. 32/83,5.
- 5 Karbonátová brekcia v základnej hmote s *Pseudosiderolites* cf. *vidali* (DOUVILLÉ) a *Gltr.* cf. *tricarinata* (QUEREAU) (určil J. KYSELA—O. SAMUEL), kampán. Zväčš. 28 ×, Závod-68, j.č. 39, hĺbka 4323—4332 m, výbrus č. 6124, materiál MND Hodonin, súr. 38/82.

Tabuľka IV

- 1 Drobnozrnný karbonátový zlepenec s *Orbitoides tissoti minima* VREDENBURG, v základnej hmote (určil J. KYSELA), spodný stredný kampán, ak nie je heterochrónne premiestnený. Zväčš. 28 ×, Závod-68, j.č. 40, hĺbka 4376—4388 m, výbrus č. 896/73 — materiál A. Kullmanovej, súr. 33/78.
- 2 Drobnozrnný karbonátový zlepenec s *Rotalia* sp. a ?*Rotalipora* sp., resp. *Globotruncana* sp. v základnej hmote (určil O. SAMUEL), vrchný senón. Zväčš. 28 ×, Závod-69, j.č. 40, hĺbka 4376—4388 m, výbrus č. 896/73 — materiál A. Kullmanovej, súr. 25/70.
- 3 ?Úlomok piesčitého slietna s *Orbitoides* sp., *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Globotruncana* sp., *Parorotalia* sp. (určil J. KYSELA—O. SAMUEL) v drobnozrnnom karbonátovom zlepení. Zväčš. 28 ×, Závod-68, j.č. 40, hĺbka 4376—4388 m, výbrus č. 896/73 — materiál A. Kullmanovej, súr. 19/72.
- 4 Sivý ilovitý vápenec s *Pithonella* aff. *multicava* BORZA, *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp. (určil J. KYSELA—O. SAMUEL), senón. Zväčš. 55 ×, Závod-68, j.č. 40, hĺbka 4376—4388 m, výbrus č. 4289/82, súr. 26/83,5.
- 5 Drobnozrnný polymiktný zlepenec s ?*Orbitoides* sp., periférny rez (určil J. KYSELA), ? vrchný senón. Zväčš. 28 ×, Studienka-3, j.č. 20, hĺbka 1695—1697 m, výbrus č. 215/83, súr. 28/87.

Tabuľka V

- 1 Zelenosivý ilovitý vápenec s *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella* cf. *multicava* BORZA (určil J. KYSELA), senón. Zväčš. 28 ×, Studienka-37, j.č. 15, hĺbka 1699—1701 m, výbrus č. 2602 — materiál MND Hodonin, súradnice 42/78,5.
- 2 Zelenosivý ilovitý vápenec s organogénnym detritom a s *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella multicava* BORZA, *Globotruncana* sp., *Globigerinella* sp., *Bolivinoidea* sp., *Gaudryina* sp. (určil

- J. KYSELA—O. SAMUEL), senón. Zväčš. 28 ×, Studienka-37, j.č. 15, hĺbka 1699—1701 m, výbrus so signatúrou a) — materiál MND Hodonín, súr. 36/80,5.
- 3 „Úlomok“ kremenca v anhydritoch (? trias). Studienka-37, j.č. 18, hĺbka 1803—1808 m, výbrus č. C 2612 — materiál MND Hodonín, súr. 33/82. Zväčš. 55 ×, skřížené nikoly.
- 4 Hrubozrnný karbonátový pieskovec s cf. *Pseudosiderolites vidali* (určil J. KYSELA—O. SAMUEL), kampán. Zväčš. 28 ×, Lakšárska Nová Ves-4, j.č. 15, hĺbka 1188—1190 m, výbrus č. 207/83, súradnice 34/85.
- 5 Hrubozrnný karbonátový pieskovec s *Orbitoides* sp. v základnej hmote (určil J. KYSELA), vrchný senón. Zväčš. 28 ×, Lakšárska Nová Ves-4, j.č. 15, hĺbka 1188—1190 m, výbrus č. 207/83, súradnice 43/83.

Tabuľka VI

- 1 Zelenosivý ílovito-piesčitý vápenec s *Pithonella ovalis* (KAUFMAN) a *Pithonella multicava* BORZA (určil J. KYSELA), senón. Zväčš. 55 ×, Lakšárska Nová Ves-6, j.č. 16, hĺbka 1611—1613 m, výbrus č. A 3803 — materiál MND Hodonín, súradnice 32/80.
- 2 Zelenosivý ílovito-piesčitý vápenec s *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella* cf. *multicana* BORZA (určil J. KYSELA), senón. Zväčš. 28 ×, Lakšárska Nová Ves-7, j.č. 12, hĺbka 1793—1797 m, výbrus č. 9655 — materiál MND Hodonín, súradnice 28/61.
- 3 Zelenosivý ílovito-piesčitý vápenec s *Calcisphaerula innominata* BONET a *Pithonella multicava* BORZA (určil J. KYSELA), senón. Zväčš. 55 ×, Lakšárska Nová Ves-7, j.č. 12, hĺbka 1793—1797 m, výbrus č. 9655 — materiál MND Hodonín, súradnice 27/78.
- 4 *Glomospirella* sp. (určil J. SALAJ) v dolomitizovanom vápenci, trias. Zväčš. 55 ×, Studienka-5, j.č. 27, hĺbka 2537—2540 m, výbrus č. 222/83, súradnice 34,5/69,5.
- 5 *Calcitornella* sp. (určil J. SALAJ) v dolomitizovanom vápenci, trias. Zväčš. 28 ×, Studienka-5, j.č. 27, hĺbka 2537—2540 m, výbrus č. 223/83, súr. 40/80,5.
- 6 ?*Meandrospiranella* cf. *irregularis* SALAJ (určil J. SALAJ) v dolomitizovanom vápenci, ? anis. Zväčš. 28 ×, Studienka-5, j.č. 28, hĺbka 2551—2556 m, výbrus č. 224/83, súr. 43,5/89.



Anna Kullmanová

Mikrofaciálno-petrografické vyhodnotenie mezozoických hornín v hlbinných vrtoch v podloží neogénu viedenskej panvy

9 obr. (4—12)

Obsah

Vrt Kovalov-6	53
Vrt Smolinské-20	54
Vrt Smolinské-21	54
Vrt Smolinské-22	54
Vrt Smolinské-27	55
Vrt Šaštín-10	55
Vrt Šaštín-12	56
Vrt Šaštín-13	57
Vrt Lakšárska Nová Ves-2	58
Vrt Lakšárska Nová Ves-3	58
Vrt Lakšárska Nová Ves-4	60
Vrt Lakšárska Nová Ves-7	60
Vrt Studienka-5	63
Vrt Závod-72	63
Vrt Závod-73	64
Vrt Závod-74	66
Vrt Závod-75	69
Vrt Závod-76	73
Vrt Láb-115	76
Vrt Láb-123	76

V predloženej práci podávam výsledky petrograficko-mikrofaciálneho vyhodnotenia vrtných jadier mezozoických hornín navrtaných v podloží neogénnych sedimentov viedenskej panvy. Z mikrofaciálno-stratigrafického hľadiska boli skúmané vrtné jadrá z nižšie uvedených vrtoch.

Vrt Kovalov-6

Mezozoické podložie je reprezentované jadrami č. 7, 8, 9 a 10 (hĺbka 2063,0—2066,0 m, 2204,0—2207,0 m, 2248,0—2251,0 m a 2297,0—2300 m). Jadrá z uvedených hĺbok sú zastúpené sivými a tmavosivými dolomitmi. Vyznačujú sa

mikritovou, pelmikritovou a oomikritovou štruktúrou. Jadro č. 7 obsahuje rekryštalizované mikrofosílie *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN, *Calcitornella* sp. a deformované prierezy ostrakódov v larválnom štádiu.

Laminované dolomity sa vyznačujú striedaním mikritových čiastočne pigmentovaných lamín s ílovou zložkou so svetlou oomikritovou laminou. V jadrách oolitov sa vyskytujú ostrakódy a bližšie neurčiteľné foraminifery *Ammodiscus* sp. a *Glomospirella* sp. Uvedené mikrofosílie sú rekryštalizované, skúmané jadrá bližšie nestratifikujú.

Výnimku tvorí jadro č. 10. Dolomity majú oosparitovú štruktúru. Obsahujú foraminifery vrchnotriasového veku. Vo výbrusoch boli zistené: *Angulodiscus* cf. *impressus* KRISTAN-TOLLMANN, *Angulodiscus* cf. *pokornyi* SALAJ, *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospirella* sp. Mikrofosílie súvrstvie stratigraficky začleňujú do karnu—noriku.

Vrt Smolinské-20

Jadro č. 6 (hlbka 1395,0—1400 m) sa vyznačuje organogénnou štruktúrou. V mikritovej hmote sa vyskytujú prierezy *Hedbergella* sp. a *Gyroidina* sp. Podľa J. SALAJA je mikrofauna spodnoalbská.

Vrt Smolinské-21

Za účelom mikrofaciálno-stratigrafického skúmania som vyhodnotila výbrusy z jadra č. 3 (hlbka 1495,0—1500,0 m). Sivé vápnité ílovce z úseku 1,0 m (jadro č. 3) sú charakterizované mikrokryštalickou štruktúrou. V mikritovej základnej hmote sa vyskytujú úlomky tenkoschránkových lamelibranchiátov a prierezy prstencového tvaru, bez bližšieho určenia, vyplnené kryštalickým kalcitom. Horniny z úseku 1,6—1,7 m sa vyznačujú aleuropelitovou štruktúrou. Podobne ako v predchádzajúcom intervale, aj vo výbruse z úseku 1,6—1,7 m sa vyskytujú drobné prstencové prierezy. Nevieme presne určiť, či patria rozlámaným schránkam rodu *Hedbergella*. Keďže mikrofosílie nemajú stratigrafickú hodnotu, nevykonali sme ani vekové zaradenie súvrstvia.

Vrt Smolinské-22

Zo stratigrafického hľadiska sú dôležité sivozelené vápnité ílovce navrátené v jadre č. 7 (hlbka 2094,0—2100,0 m). Globotrunkány pozorované vo výbruse nám stratigraficky zaraďujú navrátené horniny do vrchnej kriedy, bližšie do vrchného kampánu—mástrichtu. J. SALAJ určil z výbrusov nasledovnú globotrunkánovú asociáciu: *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana rugosa* (MARIE), *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncana stuarti* (LAPPARENT), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN).

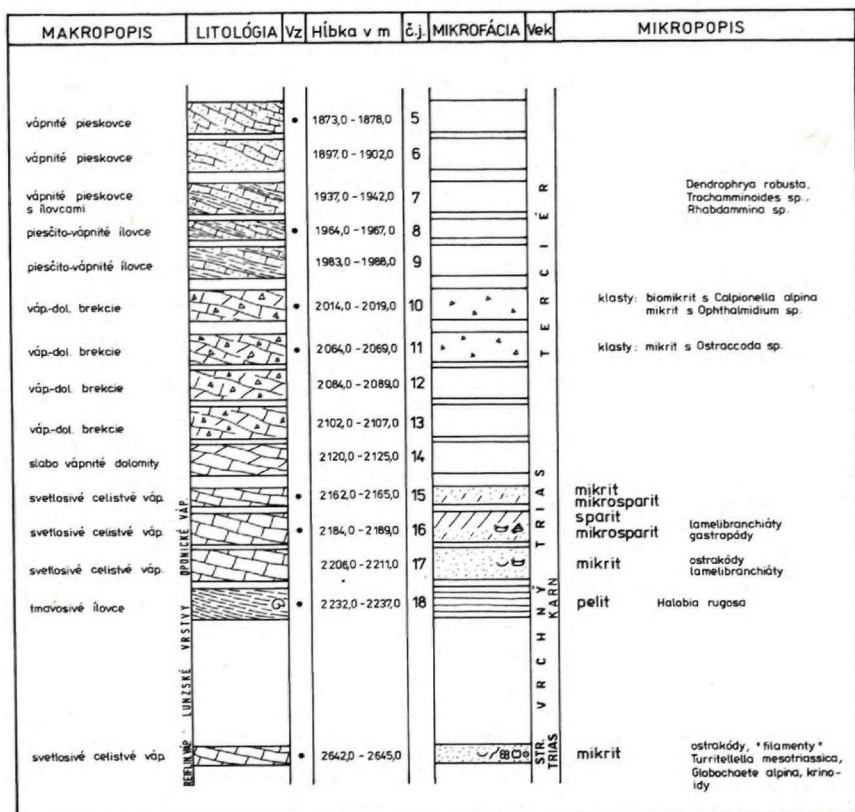
Vrt Smolinské-27

Z tohto vrtu sme mikrofaciálno-petrograficky spracovali sivé sliene a vápnnité ílovce z jadra č. 1 (hĺbka 1558,0—1562,0 m, úsek 2,65—2,75 m; 3,2 m a 4,0 m). V aleuropelitovej hmote sa v hojnom množstve vyskytujú hedbergely. Z nich J. SALAJ určil: *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Gaudrina* sp., *Inoceramus* sp., *Colomiella* sp. Mikrofauna bližšie stratifikuje súvrstvie do spodného—stredného albu.

Vrt Šaštín-10 (obr. 4)

Predneogénne podložie je reprezentované vrtnými jadrami č. 11—37 (hĺbka 2064,0—3000,0 m).

Vrtný profil začína (jadrá č. 11—14) polymiktnými vápencovými zlepenkami a kremencami, ktoré považujeme za bázu paleogénu. Z nich preskúmaný úlomkový materiál tvoria triasové vápence a dolomity a spodnokriedové vápence.



Obr. 4 Litologicko-mikrofaciálny profil vrtu Šaštín-10 (A. KULLMANOVÁ)

Smerom do hĺbky vrtné jadrá č. 15—17 sú tvorené sivými celistvými dolomitovými vápencami a celistvými vápencami. Navrtnané horniny zaraďujeme na základe superpozície a litológie do vrchného triasu.

V podloží vrtného jadra č. 18—19 (hĺbka 2230,0—2520,0 m) sú zastúpené tmavosivými ílovcami a pieskovecami. Stratigraficky sa zaraďuje odvrtné súvrstvie do karnu — je datované výskytom *Halobia ex gr. rugosa* GÜMBEL (hĺbka 2232,0—2237,0 m) a palinoflorou z hĺbky 2232,0—2237,0 m a 2983,0—2488,0 m.

Hĺbkový úsek 2520,0—2630,0 m je reprezentovaný sivými vápencami, dolomitmi a tmavosivými ílovcami. Vo vápencoch sa vyskytujú bioklasty zastúpené tenkoschránkovými lamelibranchiátmi, krinoidmi, *Globochaete alpina* LOMBARD a *Frondicularia* sp.

Smerom do hĺbky až do ukončenia vrtu rekonštruujeme z malého množstva úlomkov zastupujúcich vrtné jadrá ukončenie vrtného profilu. V jednotlivých návrtoch sa vyskytujú sivé celistvé vápence, vápnité dolomity a tmavosivé ílovce. Výnimku tvorí jadro č. 26 a 27, kde sa vyskytujú tmavosivé ílovité bridlice. Vo vápencoch sa nachádzajú foraminifery: *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN, *Turritellella mesotriassica* KOEHN—ZANINETTI, *Duostomina* sp., *Agathammina* sp. Prevrtané horniny z poslednej časti vrtného profilu považujeme za vrchný trias.

Vrt Šaštín-12 (obr. 5)

Mezozoické podložie vo vrte Šaštín-12 podľa vrtných jadier začína hĺbkou 2207,0 m.

V úseku 2207,0—4124,0 m boli navrtnané svetlosivé, hnedosivé, sivohnedo-zelenkavé kalové vápnité lavicovité dolomity s väčším alebo menším podielom Ca-zložky. Uprostred vápnnitých dolomitov vystupujú medzivrstvičky tmavšie sivých a zelenosivých ílovcov. Litologicky je charakter navrtnaných hornín zhodný s litostratigrafickou jednotkou vystupujúcou na povrchu a označovanou ako hlavný dolomit. Mikrofaciálne patria dolomity k mikritom, pelmikritom, oomikritom a k loferitom. Stratigrafické zaradenie prevrtného súvrstvia do noriku jednoznačne potvrdzuje foraminiferová mikrofauna zistená v jadrách č. 5, 6 a 12a. Mikrofaunu reprezentujú *Rakusia oberhauseri* SALAJ, *Angulodiscus gaschei gaschei* KOEHN—ZANINETTI et BRÖNNIMANN, *Angulodiscus communis* KRISTAN, *Angulodiscus pokorny* SALAJ, *Angulodiscus friedli* (KRISTAN—TOLLMANN), *Angulodiscus tumidus* KRISTAN—TOLLMANN a *Angulodiscus tenuis* KRISTAN. V podradnom množstve sa vyskytujú ostrakódy, konodonty a planktónové krinoidy. V ostatných vrtných jadrách (č. 13—29) sa mikrofauna nevy-skytuje, ale mikrofaciálno-petrografický charakter skôr potvrdzuje než vylučuje, že ide o horniny hlavného dolomitu.

Vrtné jadrá č. 30—44 (hĺbka 4193,0—5013,0 m) sú zastúpené po litologickej stránke variabilným súvrstvím, sú dobre korelovateľné s oponickými vrstvami. Sú to tmavšie sivé vápence, vápnité dolomity, tmavšie sivé ílovce a polohy

Geologický ústav Dionýza Štúra
KAPITOVÉ INFORMAČNÉ STREDIŠKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

sivých anhydritov. Výbrusová analýza a v nej zistené mikrofosílie (ostrakódy a *Glomospirella* sp.) súvrstvie jednoznačne nestratifikujú.

Mikrofosílie nemajú stratigrafickú hodnotu. Iba vo vzorkách z dvoch jadier boli zistené ostrakódy rodu *Cythereis* sp. (informácie J. PEVNÉHO). Vo výbruse z jadra č. 38 zisťujeme foraminifery rodu *Spiriamphorella* sp., zatiaľ uvádzané z karnu—noriku. V jadre č. 43 sa vyskytujú: *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN a *Frondicularia* sp.

V pokračovaní vrtného profilu (jadrá č. 45 a 47) v hĺbke 5258,0—5446,0 m boli navŕtané tmavosivé ílovce a jemnozrnné pieskovce. Petrograficko-mikrofaciálna analýza skúmaného súvrstvia z uvedeného úseku neposkytla mikrofosílie, na základe ktorých by sme súvrstvie mohli stratigraficky zaradiť. Horniny navŕtané v úseku 5053,0—5446,0 m zodpovedajú lunzským vrstvám na základe superpozície a korelácie s horninami vystupujúcimi na povrchu.

Nižšie navŕtané jadrá (č. 48—53a), počnúc hĺbkou 5513,0—6065,0 m, sú reprezentované tmavosivými kalovými vápencami, polohami anhydritov, s hrubšími puklinami vyplnenými anhydritom, brekciovitými vápencami a stromatolitovými vápnitými dolomitmi. Uvedené horniny sú zaujímavé z hľadiska litologického, mikrofaciálneho aj tektonického, a preto im bola venovaná pri vyhodnocovaní veľká pozornosť. Jadrá č. 48, 52 a 53a boli rozpúšťané za účelom získania konodontov a inej mikrofauny. Z nerozpustného zvyšku vzorky č. 48 boli získané gastropódy (juvenilné štádium), zúbky a šupinky rýb, ostrakódy, bližšie neurčiteľné foraminifery, sklerit holotúrie rodu *Priscopedatus ? triassicus* MOSTLER (anis—norik) a *Theelia koeveskalensis* KOZUR—MOSTLER (kordevol). Vo výbruse z jadra č. 48 sme zistili mikrofosílie indikujúce panvový sediment. Sú to: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA—MIŠÍK, *Globochaete tatica* RADVAŇSKI, ihlice húb a bližšie neurčiteľné foraminifery. Žiaľ, mikrofosílie nemajú stratigrafickú hodnotu. Výnimku tvorí výbrus z jadra č. 49a, v ktorom sa vyskytujú prierezy fosílnych mikroorganizmov *Spiriamphorella* sp. Tmavosivé kalové vápence, dolomity a anhydrity jadra č. 50 a 53a sú sedimentárne späté s litologicky výrazným nadložným súvrstvom, zastúpeným tmavosivými ílovcami a pieskovcami. Piesčité ílovce tvoria výplň puklín v kalových vápencoch. Uvažujeme, že horniny vystupujúce v uvedenom hĺbkovom úseku najpravdepodobnejšie patria k oponickým vrstvám. Či ide o tú istú litostratigrafickú jednotku, ktorá vo vrtnom profile vystupuje v podloží hlavného dolomitu, alebo ide o dve šupiny, nevieme. Zatiaľ nepoznáme jednoznačné argumenty, ktoré by nám potvrdzovali jednu alebo druhú alternatívu.

Vrtný profil, počnúc jadrom č. 54 až do konečnej hĺbky, je zastúpený tmavosivými až čiernymi piesčitými ílovcami. Podľa litologickej analógie s horninami vystupujúcimi na povrchu, patria k lunzským vrstvám. Do najvrchnejšieho ladinu—karnu ich zaraďuje E. PLANDEROVÁ.

Vrt Šaštín-13

Predneogénne podložie vo vrte Šaštín-13 začína jadrom č. 5 (hĺbka 1644,0—1646,5 m). Uvedený úsek je reprezentovaný slabovo vápnitými ílovcami. Vo vzor-

kovnici č. 1 boli pozorované úlomky sivozelených červenohnedých ílovcov. Vo vzorkovnici č. 2 s vápnitými ílovcami boli navrtané tenšie polohy sivých celistvých slabo slienitých vápencov. Vápence vo výbruse majú pelitovú-mikrokryštalickú štruktúru. V základnej hmote pozorujeme drobné prierezy okrúhleho tvaru vyplnené svetlým sparitom, alebo sú to prierezy prstencového tvaru. Uvedené prierezy veľkosťou a hrúbkou steny schránky by zodpovedali komôrkam poškodených hedbergel alebo iným podobným jedincom globigerinoidných foraminifer. S určitosťou nepatria schránkam rodu *Globigerina*. Vápnité ílovce majú aleuropelitovú štruktúru a sú bezfosílné.

Vrtné jadro č. 6 (hĺbka 1696,0—1699,0 m) sa vyznačuje laminovanou textúrou. V úseku 0,5—0,6 m jadra č. 6 sa striedajú tmavšie laminy pelitovej štruktúry so svetlejšími mikritovými laminami.

Posledné odvrtné jadro č. 7 tvoria svetlosivé celistvé dolomity drobného charakteru, ktoré sa petrograficky nedali spracovať.

Vrt Lakšárska Nová Ves-2

Mezozoické podložie je doložené jadrom č. 17 z hĺbky 1346,0—1350,0 m. Odvrtné horniny počnúc uvedeným jadrom až po jadro č. 30 1712,0—1714,0 m sú reprezentované sivými celistvými a brekciovitými dolomitmi. Uprostred dolomitov sa vyskytujú medzivrstvičky sivozelených ílovcov. V skúmaných dolomitoch neboli pozorované mikrofosílie, preto sú dolomity stratigraficky zaradené do vrchného triasu na základe superpozície a litológie. V podloží vyššie opísaných dolomitov vystupuje súvrstvie lunzských vrstiev. Karnský vek lunzských vrstiev je preukázaný sporomorfami (hĺbka 1746,0—1750,0 m).

Smerom do hĺbky až do ukončenia vrtu (1955,0—1958,0 m) je vrtný profil charakterizovaný sivými celistvými dolomitovými vápencami, sivohnedými vápencami a tmavosivými ílovcami. Vo vápencoch sa vyskytujú „filamenty“, *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Frondicularia* sp., *Endothyra* sp. Foraminiferová mikrofauna spodnú časť navrtaného súvrstvia bližšie nestratifikuje.

Vrt Lakšárska Nová Ves-3 (obr. 6)

Predneogénne podložie začína hĺbkou 799,0 m. Vrtné jadrá v hĺbke 799,0—801,0 m a 854,7—855,3 m sú reprezentované svetlosivými celistvými vápencami. V mikritovej alebo pelmikritovej základnej hmote sa vyskytujú úlomky tenkoschránkových lamelibranchiátov, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIČ, *Endothyra* sp.

Počnúc hĺbkou 897,0 m až do ukončenia vrtu (hĺbka 1750,0 m) sú vrtné jadrá zastúpené tmavosivými ílovcami a pieskovecami. Vo vrtnom profile zo začiatku (hĺbka 897,0—1281,0 m) prevládajú tmavosivé ílovce. Litologický charakter navrtaného súvrstvia je totožný s litológiou lunzských vrstiev. Karnský vek

skúmaného súvrstvia je preukázaný lamelibranchiátmi *Halobia rugosa* GÜMBEL (hĺbka 1115,0—1117,0 m a 1278,0—1281,0 m). Sporomorfy získané z hĺbky 1115,0—1117,0 m a 1278,0—1281,0 sú podľa určenia P. SNOPKOVEJ (1968) karnské.

V spodnej časti vrtného profilu (hĺbka 1310—1750 m) prevládajú pieskovce. Pelitových polôh je málo a sú zastúpené aleuritmi. A. KULLMANOVÁ et al. (1969) na základe výskytu sporomorf a mikrofauny považuje súvrstvie z uvedeného úseku za terciérne. P. SNOPKOVÁ (1969) uvádza terciérne sporomorfy z hĺbky 1340,0—1345,0 m, 1638,0—1640,0 m. Mikrofauna terciérneho veku bola konštatovaná v hĺbke 1401,0—1407,0 m, 1340,0—1341,0 m (O. SAMUEL in A. KULLMANOVÁ et al. 1969).

MAKROPOPIS	LITOLÓGIA	Vz	Hĺbka v m	č.j.	MIKROFÁCIA	Vek	MIKROPOPIS
svetlosivé celistvé vápence		•	799,0 - 801,0	8		TRIAS	biomikrit
svetlohnedé celistvé vápence		•	854,7 - 855,3	10		TRIAS	biomikrit
tmavosivé až čierne ílovité bridlice		•	897,0 - 899,0	11			pelit
čiernosivé ílovce		•	940,0 - 942,0	12			pelit
sivé jemnozrné pieskov.		•	985,5 - 986,5	13		TRIAS	psamit
tmavšie sivé pieskovce		•	1017,0 - 1019,5	14		TRIAS	psamit
tmavosivé ílovité bridlice, pieskovce		•	1061,6 - 1063,7	15		TRIAS	pelit psamit
pieskovce, ílovce		•	1115,0 - 1117,0	16		TRIAS	psamit
pieskovce		•	1166,0 - 1168,0	17		TRIAS	psamit
ílovité bridlice		•	1219,0 - 1224,5	18		TRIAS	pelit
ílovce		•	1278,0 - 1281,0	19		TRIAS	pelit
kremité sericit. pieskovce		•	1310,0 - 1315,0	20		TRIAS	psamit
kremité sericit. pieskovce		•	1340,0 - 1345,0	21		TRIAS	psamit
jemnozrné kremité pieskovce		•	1369,0 - 1373,0	22		TRIAS	psamit
jemnozrné kremité pieskovce		•	1400,0 - 1405,0	23		TRIAS	psamit
jemnozrné pieskovce		•	1431,0 - 1433,5	24		TRIAS	psamit
jemnozrné pieskovce		•	1460,0 - 1462,0	25		TRIAS	psamit
jemnozrné pieskovce		•	1490,0 - 1492,0	26		TRIAS	psamit
			1520,0 - 1523,0	27			
			1551,0 - 1553,0	28			
ílovito-psamit. pieskovce		•	1580,0 - 1581,0	29		TRIAS	psamit
tmavosivé až čierne ílovce		•	1608,0 - 1610,0	30		TRIAS	psamit
pieskovce		•	1638,0 - 1640,0	31		TRIAS	psamit
jemnozrné pieskovce		•	1680,0 - 1681,0	32		TRIAS	psamit
			1681,0 - 1683,0	33			

Organické zvyšky:
Meandrospira dinarica,
Endothyra sp.
"filamenty" Meandrospira dinarica,
Endothyra sp., Globochaete alpina

Halobia rugosa

Halobia rugosa

Obr. 6 Litologicko-mikrofaciálny profil vrtu LNV-3 (A. KULLMANOVÁ)

Vrtné jadrá z hĺbky 1310,0—1340,0 m boli v priebehu r. 1964—1983 niekoľkokrát preskúvané. P. SNOPOKOVÁ (1964) zistila z jadra č. 18 (1219,0—1224,5 m), č. 20 (1310,0—1315,0 m), č. 23 (1400,0—1405,0 m) karnskú mikroflóru. Neskôr (1968) menovaná autorka uvádza z jadier č. 16 (1115,0—1117,0 m) a č. 19 (1278,0—1281,0 m) triasové sporomorfy a v ostatných jadrách (hĺbka 1340,0—1348,0 m, 1630,0—1640,0 m) sporomorfy paleogénno-miocénneho veku. Mladší terciérny vek tohto súvrstvia potvrdzuje aj mikrofauna z hĺbky 1340,0—1345,0 m a 1401,0—1407,0 m (O. SAMUEL in A. KULLMANOVÁ et al. 1969). Neskôr M. HOLZKNECHT (1973) zistil v jadre č. 15 (1061,6—1063,7 m) mikrofaunu miocénneho veku, ale uvažuje o znečistení jadra. V posledných rokoch O. SAMUEL (1982) skúmal výplavy jadier č. 12 a č. 15. Uvádza v nich ihlice húb, tenkostenné dendrofyrie a *Glomospira* cf. *gordialis* JONES et PARKER. Ide o vzorky, ktoré sme vždy považovali za lunzské vrstvy.

Za daného stavu poznatkov rozdielne stratigrafické začlenenia tmavšieho flyšového súvrstvia nevyriešime. Na jednej strane litológia hornín navrtaná v spodnej časti vrtu je skoro totožná s horninami navrtanými v hornej časti vrtného profilu, ktoré boli a sú jednoznačne zaraďované k lunzským vrstvám, na druhej strane stratigrafia zaraďuje súvrstvie do paleogénu.

Z vyššie uvedených poznatkov vyplýva, že sa k litostratigrafickému zaradeniu navrtaných hornín v spodnej časti vrtu nevieme jednoznačne vyjadriť.

Vrt Lakšárska Nová Ves-4

Mezozoické podložie bolo navrtané v hĺbke 1188,0—1190,0 m. Vrtné jadro je zastúpené sivými alebo sivohnedými organodetritickými vápencami — kalkarenitmi. Vo vápencoch sa vyskytujú organické úlomky. Zastúpené sú prevažne orbitoidovými foraminiferami vrchnokriedového veku.

V ich podloží sú vrtné jadrá (hĺbka 1238,0—2002,0 m) zastúpené sivými a sivohnedými celistvými dolomitmi. Majú sparitovú alebo pelsparitovú základnú hmotu. Organické zvyšky sú prítomné v nepatrnom množstve. Výnimku tvorí jadro z hĺbky 1791,0—1793,0 m. V základnej hmote sa vyskytujú krinoidy a rekryštalizované foraminifery rodu *Meandrospira*. Vyššie opísané dolomity sú stredotriasového veku a pravdepodobne zastupujú chočský príkrov.

Vrt Lakšárska Nová Ves-7 (obr. 7)

Vrt LNV-7 pod neogénnymi sedimentárnymi horninami navrtal mezozoické podložie a reprezentuje niekoľko litostratigrafických jednotiek.

V podloží neogénu vystupuje súvrstvie vrchnej kriedy. Vrtné jadrá č. 8—12 (hĺbka 1579,0—1793,0 m) tvoria tmavšie sivé, mikrozrnité, slabo piesčité, organodetritické vápence. Vo výbrusoch bola konštatovaná drobná organogénna drvina. Zriedkavejšie sa zachovali jedince určené na rody. Podľa nich sme mohli súvrstvie stratigraficky zaradiť do vrchnej kriedy. Napr. v hĺbke 1579,0—

1583,0 m a 1640,0—1645,0 m sa vyskytujú úlomky rozlámaných globigerinových foraminifer. Iba v hĺbke 1745,0—1750,0 m bolo zistené nasledovné spoločenstvo: *Linderina* sp., *Globigerinoides* sp., *Marsonella* sp., *Pithonella* sp. a prierezy ostrakódov. Spolu s nimi sa vyskytuje *Globochaete alpina* LOMBARD a *Radiolaria* sp.

Počnúc jadrom č. 13 (hĺbka 1861,0—1864,0 m) až po jadro č. 19 (hĺbka 2199,0—2220,0 m) boli navrátané sivé brekciovité dolomity, sivé celistvé dolomity a stromatolitové dolomity. Vo výbrusoch pozorujeme štruktúru brekciovitú, pelmikritovú a stromatolitovú. Iba v jednom výbruse (hĺbka 1956,0—1961,0 m) pozorujeme prierezy triasovou foraminiferou rodu *Glomospirella* sp. V ostatných jadrách sa nezachovali organické zvyšky.

V podloží dolomitov iba v jednom jadre (č. 20, hĺbka 2263,0—2267,0 m) vystupujú tmavšie sivohnedé, kalové celistvé vápence s kalcitovými žilkami. Mikroorganizmy určené z výbrusového materiálu nám súvrstvie jednoznačne stratigraficky nezaraďujú. Podobné spoločenstvo mikroorganizmov sa vyskytuje tak vo fácií reiflinských vápencov, ako aj v ostatných kalových vápencoch triasu. V mikrokryštalickej hmote boli zistené prierezy ostrakódových misiek, zriedkavejšie aj schránok, *Fronicularia* sp., krinoidy, *Globochaete alpina* LOMBARD.

Podobne nám ani holotúrie súvrstvie stratigraficky nespresňujú. J. PEVNÝ (1978) zistil v hĺbke 2263,0—2265,0 m *Achistrum* sp., *Theelia* sp. a zriedkavo sa vyskytujúce úlomky húb. Uvedené rody majú širšie stratigrafické rozpätie stredný—vrchný trias.

V hĺbke 2301,0—4371,0 m vystupuje hrubý komplex hornín tmavého, prevažne peltického súvrstvia s tenšími polohami, prípadne laminami jemnozrnných laminovaných pieskovcov.

Z nasledujúcich horizontov bola vyzbieraná *Holobia rugosa* GÜMBEL: 2580,0—2582,0 m, 2716,0—2718,0 m, 2795,0—2797,0 m, 3802,0—3806,0 m, 4140,0—4142,0 m, 4179,0—4181,0 m, 4280,0—4284,0 m.

V hĺbke 4175,0—4181,0 m sa spolu s halobiami vyskytuje aj amonit — *Carnites* cf. *floridus* WULFEN. Vyššie opísaný litologický typ hornín, ako aj makrofauna sú typické pre fáciu lunszkých vrstiev.

Pieskovce majú štruktúru psamitickú. Veľkosť zrn sa pohybuje od 0,05 do 0,13 mm, patria k jemnozrnným pieskovcom. V najhojnejšom množstve v pieskovcoch sú prítomné ostrohranné kremenné zrná. Hodnota koeficientu elongácie sa pohybuje od 1,4 do 1,8 mm — preskúmané v dvoch výbrusoch. Za zdroj kremenných zrn považujeme staršie magmatické horniny. Zrná rohovcov sa vyskytujú v podradnejšom množstve. K nestabilnej zložke patria živce. Sú po kremeň, čo do množstva, druhou najbohatšou zložkou. Väčšinou ide o zmenené plagioklasy, a len v ojedinelých prípadoch sa vyskytuje mikroklín. Úlomky hornín sú zriedkavé. Popri rohovcoch sa vyskytujú zmenené bázické horniny a úlomky tmavých bridlic. Uvedené úlomkové časti sú tmelené ílovo-sericitickou základnou hmotou. Vo výbruse pieskovca z hĺbky 2301,0—2638,0 m pozorujeme slabé znečistenie základnej hmoty karbonátom. Rudné minerály sú zastúpené drobnými globulkami pyritu.

Ílovité bridlice majú pelitickú štruktúru. V základnej pelitickej hmote boli zistené drobné aleuritické zrníčka kremeňa. Z textúrnych znakov bola zistená sprehybaná laminácia, ktorá je v pomere k osi jadra veľmi šikmá. V podloží lunzských vrstiev boli len v jednom jadre (č. 53) zistené tmavšie sivé celistvé vápence s kalcitovými žilkami. Skúmané vápence označujeme ako biomikrit. V mikritickej hmote sa vyskytujú tieto mikroorganizmy: *Radiolaria* sp., krinoidy, ostrakódy, *Fronicularia* sp., „filamenty“. Vyššie uvedené mikrofaunistické spoločenstvo nám horninu stratigraficky nezaraďuje. Litologicky aj mikrofau- nisticky podobné horniny boli navrtané aj v hĺbke 2263,0—2267,0 m. V horni- nách uvedeného návrtu neboli zistené ani rohovcové hľuzy.

V hĺbke 4448,0—6400,0 m (jadro č. 54—77) vystupuje hrubý komplex dolo- mitového súvrstvia. Sú to sivé celistvé dolomity a dolomity loferitovej textúry. Smerom do hĺbky vystupujú spolu s dolomitmi i anhydrity. Anhydrity sa vyskytujú ako idiomorfne zrnká uprostred základnej hmoty mikrokryštalického dolomitu, alebo tvoria nepravidelné výplne puklín. Dolomity sa vyznačujú mikrokryštalickou štruktúrou, jednotlivé dolomitové zrná sú husto zoskupené a nebola v nich pozorovaná rekryštalizácia. Miestami sa vyskytujú v základnej hmote tmavé pelety.

Dolomity stromatolitovej štruktúry sú charakterizované striedaním lamín, tmavých mikritových a svetlých sparitových. V mikritových lamínach sa vysky- tujú *Cyanophytae* sp. a foraminifery zastúpené rodom *Angulodiscus* (hĺbka 4971,0—4973,0 m).

Laminované dolomity z hĺbky 5548,0—5553,0 m a 6367,0—6371,0 m (jadrá č. 67 a 75) sa vyznačujú striedaním dolomikritových lamín s idiomorfnými zrnami anhydritu a foraminiferovou mikrofaunou. Prítomné foraminifery sú vrchnotriasového veku, boli pozorované v hĺbke 5548,0—5553,0 m a 6267,0 —6271,0 m. Zastúpené sú jedincami *Angulodiscus pokornyi* SALAJ, *Ang. friedli* (KRISTAN-TOLLMANN).

Svetlé laminy sú tvorené nerovnomerne zrnitým anhydritom s ojedinelými klencami dolomitu. Svetlé anhydritové laminy boli navrtané v hĺbke 6183,0 —6400,0 m.

Hlavnú časť súvrstvia vo vrte LNV-7 tvoria triasové sedimentárne horniny. K stratigrafickému zaradeniu vápencov a dolomitov, na základe mikrofaciálne- ho skúmania hornín navrtaných vo vrte LNV-7, sa môžeme vyjadriť iba okrajo- vo, nakoľko sú tieto horniny chudobné na mikrofosílie.

Dolomity navrtané v podloží vrchnokriedového súvrstvia boli zaradené do vrchného triasu na základe porovňovania s horninami vystupujúcimi na povr- chu a tiež na základe pozície. V ich podloží (jadro č. 20) boli navrtané sivé celistvé vápence. Vo výbrusoch boli zistené mikrofosílie, ktoré sú charakteristic- ké pre reiflinské aj pre oponické vápence. Spofahlivé stratigrafické zaradenie do triasu potvrdzuje výskyt spongií a skelety holotúrií.

Tmavé flyšové súvrstvie ílovcov a pieskovcov bolo zaradené do vrchného triasu—karnu na základe výskytu halobii, (1 ks) amonita a na základe palinolo- gického skúmania zodpovedá lunzským vrstvám.

V hĺbke 4386,0—4392,0 m boli navrtané tmavšie sivé celistvé vápence. V nich

zistené mikrofosílie nemajú stratigrafickú hodnotu. Dolomity s anhydritovými polohami navrtanými v hĺbke 4448,0—6400,0 m sú stratigraficky doložené iba v dvoch jadrách. V hĺbke 5548,0—5553,0 m a 6267,0—6271,0 m boli zistené foraminifery vrchnotriasového veku.

Vrt Studienka-5

Mezozoické podložie dokumentované jadrami č. 23—29 (hĺbka 2350,0—2583,0 m) je charakterizované mikrokryštalickou štruktúrou. V základnej mikritovej hmote pozorujeme kryštály anhydritu tyčinkovitého tvaru. Časté sú aj pukliny vyplnené anhydritom. Veľmi zriedkavo sa vyskytujú rekryštalizované mikrofosílie zastúpené ostrakódmi.

V pokračovaní vrtného profilu (jadro č. 25—26) boli navrtané dolomitové vápence alebo vápnité dolomity mikrokryštalickej štruktúry — dolomikrity. V mikritovej základnej hmote sa vyskytujú výrazné idiomorfne klence novotvoreného dolomitu, ktoré sú nepravidelne rozmiestnené v základnej mikritovej hmote. Hojné sú trhliny a póry vyplnené kryštalickým anhydritom.

Nižšie navrtané jadrá č. 27, 28, 29 (hĺbka 2537,0—2540,0 m; 2551,0—2556,0 m; 2578,0—2583,7 m) sú reprezentované sivými dolomitovými vápenkami. Podobne ako predchádzajúce jadrá aj v uvedenom úseku navrtané horniny sa vyznačujú nezávislou dolomitizáciou a výraznými puklinami vyplnenými kryštalickým anhydritom. Rozdielnosť skúmaných jadier od jadier nadložných sa javí v tom, že sa v jadre č. 27 a 28 vyskytujú mikrofosílie. Zastúpené sú krinoidmi, ostrakódmi, planktónovými krinoidmi a foraminiferami *Spiriamphorella* sp., *Glomospira* sp. a *Trochammina almtalensis* KOEHN—ZANINETTI.

Výrazné prejavy dolomitizácie boli pozorované vo výplni schránok. Kalová výplň schránok je skoro úplne dolomitizovaná, kým schránky sú dolomitizáciou nedotknuté.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia zostáva aj naďalej nedoriešené. Horniny získané z vrtných jadier na základe výsledkov mikrofaciálno-stratigrafického skúmania začleňujeme do triasu, bližšie do karnu. Zdôrazňujeme, že uvedené mikrofaunistické spoločenstvo bolo vyhodnotené z malých úlomkov, ktoré často svojím vzhľadom pripomínajú valúny. A. KULLMANOVÁ in A. BIELY (1973) udáva z jadra č. 29 vrchnokriedové foraminifery a v nadloží navrtané dolomitové vápence pokladá za úlomky alebo bloky uprostred vrchnotriasového súvrstvia. S odstupom času nevylučujeme druhú alternatívu, že dolomitové vápence prináležia k oponickým vrstvám a vápence s vrchnokriedovými foraminiferami mohli byť primiešané.

Vrt Závod-72

Predneogénne podložie bolo navrtané jadrami č. 48 (hĺbka 4197,0—4200,0 m), č. 49 (hĺbka 4200,0—4203,0 m) a č. 50 (4245,0—4250,0 m). Vo všetkých jadrách sa nachádzajú sivé vápnité dolomity a dolomitové vápence. Litológia a mikro-

fauna poukazuje na to, že prevrtné horniny patria k litostratigrafickej jednotke hlavný dolomit. Na vrchnotriasový vek poukazoval obsah každého vrtného jadra, z jadra č. 50 boli vyseparované holotúrie a konodonty.

Dolomity odvrtné v jadre č. 48 sa vo výbrusoch javia ako dolosparity, foraminiferovú mikrofaunu zastupujú *Trochammina* sp. a *Angulodiscus* sp.

Bohaté mikrofaunové spoločenstvo sa vyskytuje v jadre č. 49. V úseku 1,2—1,3 m uvedeného jadra sú prítomné vrchnotriasové foraminifery: *Angulodiscus friedli* (KRISTAN—TOLLMANN), *Angulodiscus* sp., *Trochammina* sp. V úseku 2,7—2,8 m sa v dolosparitoch vyskytuje *Trochammina alpina* KRISTAN—TOLLMANN, *Gaudryina* cf. *triadica* KRISTAN—TOLLMANN *Spiriamphorella* sp. Rovnako aj jadro č. 50 má zhodný litofaciálny charakter s jadrami č. 48 a č. 49. Obsahujú foraminiferovú mikrofaunu vrchnotriasového veku. V dolomitoch sa vyskytuje *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Endothyra* sp., *Globochaete alpina* LOMBARD, *Amphorella bicamerata intermedia* BORZA—SAMUEL, *Amphorella lageniformis* BORZA—SAMUEL. Spolu s foraminiferami sa vyskytujú planktónové krinoidy, ostrakódy a sklerity holotúrií. Vrchnotriasový vek, bližšie norik, indikujú aj holotúrie a konodonty. Podľa určenia J. PEVNÉHO sú zastúpené *Achistrum triassicum* (FRIZZEL—EXLIN), *Theelia simmi* KOZUR—MOCK, *Theelia immisorbicula* MOSTLER.

Na základe litostratigrafie patria prevrtné dolomity k litostratigrafickej jednotke hlavného dolomitu.

Vrt Závod-73 (obr. 8)

Neogénne podložie je reprezentované vrtnými jadrami č. 3—26 (hĺbka 4199,0—6000,0 m). Navrtné mezozoické horniny sú charakterizované hnedosivými a sivými celistvými dolomitmi. Dolomity vo vrchnej časti vrtu sú sprevádzané medzivrstvičkami sivých a sivohnedých ílovcov. V spodnej časti pristupujú sivé ílovce a svetlosivé anhydrity.

Na základe litológie a mikrofaciálno-petrografického vyhodnotenia prevrtné dolomity zodpovedajú litostratigrafickej jednotke, hlavnému dolomitu. Stratigraficky je preukázaná iba vrchná časť dolomitového súvrstvia (jadrá č. 3—13). Spodná časť dolomitov s laminami anhydritu (jadrá č. 14—26) nie je stratigraficky doložená.

Hĺbka 4149,0—4630,0 m

Tenkolavicovité sivohnedé a hnedosivé celistvé dolomity, vápnité dolomity s medzivrstvičkami sivohnedých ílovcov. Dolomity sa vyznačujú loferitovou, intramikritovou, oomikritovou a pelmikritovou štruktúrou. V mikritových laminách loferitovej štruktúry (jadrá č. 3, 6, 7, 13) sa vyskytujú vo veľkom množstve vrchnotriasové foraminifery.

Obr. 8 Litologicko-mikrofaciálny profil vrtu Závod-73 (A. KULLMANOVÁ)

Geologický ústav Dionýza Štúra
DIOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

MAKROPOPIS	LITOLÓGIA	Vz.	HĽBKA v m	Ďj.	MIKROFÁCIA	VEK	MIKROPOPIS
svohnedé celistvé vápnité dolomity s kalcit žilkami, miestami mikrozrnité		•••••	4149,0 - 4156,0	3			štr. loferitová <i>Angulodiscus hredii</i> <i>Angulodiscus gaschei</i> <i>Angulodiscus gaschei praegachei</i> <i>Ostracoda</i> sp.
svohnedé celistvé dolomity s medzivrstvičkami sivozelených ilovcov		•••••	4160,0 - 4165,0	3a			štr. mikrokryštalická dolomikrit
svohnedé vápnité dolomity s medzivrstvičkami sivozelených ilovcov		•••••	4170,0 - 4178,0	4			štr. brekciovitá intramikrit
hnedosivé celistvé dolomity s medzivrstvičkami sivozelených ilovcov, pseudomorfozy po siranoch		•••••	4205,0 - 4209,0	5			štr. koprolitová delmikrit pseudomorfozy po anhydrite
hnedosivé celistvé váp. dolomity, miestami mikrozrnité alebo organodetritické		•••••	4255,0 - 4259,0	6			štr. pseudobrekciovitá loferit
svohnedé vápnité dolomity		•••••	4281,0 - 4286,0	7			štr. oolitová oomikrit
svohnedé celistvé dolomity s kalcit žilkami		•••••	4328,0 - 4332,0	8			štr. loferitová "grapestones" pseudomorfozy po siranoch
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	4402,0 - 4405,0	9			štr. loferitová
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	4427,0 - 4430,0	10			štr. mikrokryštalická dolomikrit
hnedosivé kalové stromatolítové dolomity		•••••	4440,0 - 4443,0	11			štr. stromatolítová pseudomorfozy po anhydrite
hnedosivé dolomity (rozdrobené)		•••••	4546,0 - 4551,0	12			štr. loferitová
hnedosivé prežlikované mikrozrnité dolomity		•••••	4626,0 - 4630,0	13			štr. mikrokryštalická "grapestones" mikrit
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	4718,0 - 4726,0	14			štr. rekrystalizovaná "grapestones"
hnedosivé dolomity s kalcit žilkami		•••••	4746,0 - 4750,0	14a			štr. loferitová "grapestones" mikrit
hnedosivé mikrozrnité dolomity		•••••	4837,0 - 4842,0	15			štr. kryštalická mikrit
hnedosivé mikrozrnité dol.		•••••	4859,0 - 4862,0	15a			štr. rekrystalizovaná "grapestones"
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	4979,0 - 4983,0	16			štr. kryštalická mikrit
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	4991,0 - 4994,0	16a			štr. pseudoolitová
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	5108,0 - 5112,0	17			štr. pseudoolitová "grapestones"
sivé a tmavosivé celistvé dolomity		•••••	5226,0 - 5230,0	18			štr. kryštalická mikrit sparit
mikrozrnité dolomity s medzivrstvičkami sivozelených ilovcov		•••••	5393,0 - 5397,0	19			štr. kryštalická dolosparit
hnedosivé zrnité dolomity		•••••	5499,0 - 5502,0	20			štr. kryštalická dolosparit
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	5579,0 - 5581,0	21			štr. loferitová
hnedosivé celistvé dolomity		•••••	5601,0 - 5604,0	21a			štr. pseudoolitová dolomikrit
hnedosivé celistvé a zrnité dolomity		•••••	5721,0 - 5726,0	22			štr. kryštalická sparit
hnedosivé laminované mikrokryštalické dolomity		•••••	5782,0 - 5786,0	23			štr. pseudobrekciovitá loferit
tmavohnedosivé laminované mikrokryštalické dolomity		•••••	5856,0 - 5861,0	24			štr. loferitová
tmavohnedosivé dolomity s anhydritom		•••••	5884,0 - 5888,0	24a			štr. stromatolítová
tmavosivé celistvé dolomity s lamami anhydritu a ilovcov		•••••	5950,0 - 5954,0	25			štr. mikrokryštalická mikrit (anhydritové výplň pukín)
tmavosivé dol. vápence a váp. dolomity s lamami ilovcov a anhydritom		•••••	5996,0 - 6000,0	26			štr. mikrokryštalická mikrit

V jadre č. 3 foraminiferové spoločenstvo zastupujú: *Angulodiscus* cf. *friedli* (KRISTAN—TOLLMANN), *Angulodiscus gaschei gaschei* KOEHN—ZANINETTI et BRÖNNIMANN, *Angulodiscus gaschei praegaschei* (KOEHN—ZANINETTI).

V jadre č. 6 sa vyskytujú: *Angulodiscus gaschei praegaschei* (KOEHN—ZANINETTI), *Rakusia oberhauseri* SALAJ, *Semiinvoluta clari* KRISTAN. V úseku 1,0—2,0 m a 3,0—3,1 m uvedeného jadra sme zistili horizont s *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN.

Jadro č. 7 (úsek 0,0—1,0 m) reprezentujú: *Angulodiscus gaschei praegaschei* (KOEHN—ZANINETTI), *Angulodiscus friedli* (KRISTAN—TOLLMANN), *Angulodiscus* sp., *Semiinvoluta clari* KRISTAN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN. Zriedkavo sa vyskytujú ostrakódy a gastropódy.

Hĺbka 4718,0—6100,0 m

Jadrá č. 14—26 sú reprezentované sivými celistvými a mikrozrnnými dolomitmi s polohami svetlosivých anhydritov a s medzivrstvičkami tmavých ílovcov. Po mikrofaciálnej stránke sú zaujímavé tmavosivé dolomity zachytené jadrami č. 23—26. Dolomity sa vyznačujú loferitovou štruktúrou. V mikritových laminách sa vyskytujú tmavé pelety, intraklasty a mikrofosílie. Organické zvyšky sú zastúpené ostrakódmi *Endothyra* sp., *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Angulodiscus* sp. a čiastočne jedincami s deformovanou schránkou rodu *Paratintinna* sp.

Nakoľko v profile vrtu nevystupujú karditové vrstvy, lunzské vrstvy alebo oponické vápence, ktoré by rozdeľovali prevratané dolomity na dve litostratigrafické jednotky, začleňujeme aj vyššie opísané dolomity ku spodnej časti hlavného dolomitu.

Vrt Závod-74 (obr. 9)

Mikrofaciálno-petrografickému vyhodnoteniu boli podrobené mezozoické karbonátové horniny navrútané v podloží neogénnych sedimentov viedenskej panvy vo vrte Závod-74.

Mezozoické podložie začína jadrom č. 4 (hĺbka 4126,0—4130,0 m) a končí jadrom č. 10 (hĺbka 4520,0—4524,0 m). V rámci mikrofaciálneho skúmania sme vyhodnotili výbrusy z karbonátových hornín.

Z jadra č. 3 sme z karbonátových brekcií preskúmali výbrusy z úlomkov. Na základe v nich zistených mikrofosílií úlomky sú zastúpené triasovými horninami. Napr. v úseku 0,9—1,0 m boli zistené foraminifery (*Glomospirella* sp., *Trochammina* sp. ostrakódy a krinoidy). V úseku 2,7—2,8 m boli pozorované dolomity alebo vápnité dolomity. Vyznačujú sa loferitovou štruktúrou. V mikrosparitovej lamine sa vyskytujú rekryštalizované diplopóry. Vápence z úseku 3,5—6 m obsahujú stredotriasové foraminifery. Z nich boli určené *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY—DEVIDÉ et PANTIĆ, *Meandrospiranella samueli* SALAJ, *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Glomospira* sp. Sivohnedý kalový vápenc je charakterizovaný filamentovo-rádioláriovou mikrofaciou.

MAKROPOPIS	LITOLÓGIA	Vz	HĽBKA v m	j.č.	MIKROFÁCIA	Veľ	MIKROPOPIS
vápňitá brekcia s úlomkami svojich celistvých vápencov a tmavých ílovcov		•••	4085,0 - 4090,0	3		NEOGÉN KASIV - ANIS	pelit biomikrit Organické zvyšky: Glomospirella sp., Trochammina sp., ostrakódy, krinoidy
tmavosivé ílovce s polohou pieskavca		•••					loferit psamit Diplapora sp. Meandrospira dinarica, Meandrospira samueli, Glomospira sp., Endothyranella pentacamerata, Frondicularia woodwardi, vápnité hubky
tmavosivé ílovce prestúpené anhydritom		•••	4126,0 - 4130,0	4		NAJVŔCHNEJŠÍ PERM - SPONDII TRIÁS	pelit pelit s anhydritom psamit
tmavosivé celistvé vápence s puklinami vyplnenými sivozelenými ílovcami a piesčitými ílovcami		•••	4167,0 - 4172,0	5		ILLYS - FASSAN	biomikrit biopelsparit loferit Paratintinna sp., Turitella mesotriassica, Didemnum carpathicum, "filamenty", Globochaete alpina
bielosivé cukrovité dolomity		•••	4270,0 - 4275,0	6		S A	dolosparit sparit dolosparit
tmavosivé ílovce a pieskavce		•••	4330,0 - 4333,0	7		R K A R N I	psamopelit pelit psamit pelit psamit
svetlosivohnedé celistvé dolomity		•••	4410,0 - 4412,0	8		T	loferit intrasparit
svetlosivé celistvé dolomity		•••	4473,0 - 4475,0	9			mikrosparit dolosparit
svetlosivé dolomity		•••	4520,0 - 4524,0	10			mikrosparit pseudomorfózy po anhydrite intrasparit

Obr. 9 Litologicko-mikrofaciálny profil vrtu Závod-74 (A. KULLMANOVÁ)

Posledný návrť je zastúpený pieskovecami bez mikroorganizmov.

Jadro č. 4 (hĺbka 4126,0—4130,0 m) je po litologickej stránke charakterizované zvrásneným súvrstvom tmavosivých ílovcov a bielosivých anhydritov. Posledný návrť tvoria sivozelené piesčité ílovce a pieskovce. Ílovce majú blastopelitovú štruktúru. V základnej hmote sa vyskytujú v nepatrnom množstve zrná kremeňa a idiomorfne zrnká pyritu. Pieskovce majú psamitovú štruktúru. V pieskovej frakcii sa vyskytujú zrnká kremeňa, sericitizované živce a nezmenené lamelovane živce. Na základe zhášania lamiel v symetrickej zóne sú to albity—oligoklasy. Vo výbrusoch z vyššie opísaných hornín sme nezistili mikrofosílie. Uvedené stratigrafické zaradenie do najvrchnejšieho permu—spodného triasu sme vykonali na základe superpozície a korelácie s odvrátanými horninami vrtu Závod-75 (jadro č. 2).

Jadro č. 5 (hĺbka 4167,0—4172,0 m) je smerom do hĺbky reprezentované hnedosivými celistvými vápencami a sivozelenými piesčitými ílovcami. Vápence vo výbrusoch sa javia ako sparity. Výbrusy z úseku 0,5—0,6 m a 0,8—0,9 m sú biomikrity a biopelsparity. V nich zistené mikrofosílie sú zastúpené „filamentmi“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Turitellecta mesotriassica* KOEHN—ZANNETTI, *Nodosinella* sp., *Dentalina* sp., *Glomospira* sp., *Didemnum carpathicum* MIŠÍK et BORZA, *Paratintinnina* sp. a ostrakódy. Mikrofauna obsiahnutá v návrť č. 1 začleňuje súvrstvie do stredného triasu, bližšie do ilýru—fasanu. Zvyšujúce výbrusy zastúpené sparitmi a loferitmi sú chudobné na mikrofosílie. Vo výbruse z úseku 4,4—4,9 m, bola pozorovaná dolomitizácia. Idiomorfne klenčeky dolomitu sú riedko rozptýlené v základnej mase, alebo sú husto nahromadené a vytvárajú „hľuzky“. Relikty mikritového vápenca sú slabo pigmentované a majú vzhľad intraklastov.

Jadro č. 6 (hĺbka 4270,0—4275,0 m) — boli z neho petrograficky spracované bielosivé zrnité dolomity. Dolomity vo výbrusoch sa nám javia ako dolosparity. Vyznačujú sa nepravidelnou zrnitosťou, po obvode väčších dolomitových klenčkov bola pozorovaná zonálna pigmentácia. Odvrátané horniny sme nemohli stratigraficky začleniť.

Jadro č. 7 (hĺbka 4330,0—4333,0 m) lunzské vrstvy — karn. Navrátené súvrstvie tmavosivých ílovcov a pieskovcov považujeme za lunzské vrstvy. Ich stratigrafické zaradenie do karnu je overené výsledkami palinologického skúmania. Vo výbrusoch zhotovených z ílovcov a pieskovcov nebola zistená mikrofauna.

Jadrá č. 8 (hĺbka 4410,0—4412,0 m), č. 9 (hĺbka 4474,0—4476,0 m) a č. 10 (hĺbka 4520,0—4524,0 m) navrťali svetlosivé dolomity. Na základe výbrusovej analýzy majú loferitovú, intrabiosparitovú a mikrosparitovú štruktúru. Mikrofosílie neboli pozorované ani v jednom výbruse. Pseudomorfózy po anhydrite boli zistené v dolomite jadra č. 9 (úsek 0,8—1,9 m). Spolu s nimi sa vyskytujú prierezy okrúhleho tvaru vyplnené svetlým dolosparitom. V loferitových dolomitoch a vápnitých dolomitoch boli pozorované v mikritových laminách prejavu nezávislej dolomitizácie.

Brekciovitú štruktúru sme zistili vo výbrusoch z vrtného jadra č. 10. Vyznačuje sa rozpukaním základnej masy. Medzihmotu tvorí druhotný mikrit s drvinou väčších dolomitových zrn.

Zhrnutie

Mezozoické horniny navrátené v podloží neogénu vo vrte Závod-74 je ťažko stratigraficky zaradiť podľa výsledkov petrograficko-mikrofaciálneho skúmania, pretože sedimentárne horniny sú chudobné na mikroorganizmy. Výnimku tvorí jadro č. 5. Hnedosivé celistvé vápence sú nodosariidovým foraminiferovým spoločenstvom bližšie stratifikované do spodnej časti stredného triasu ako reiflinské vápence.

O súvrství tmavých ílovcov a anhydritov podľa postupnosti navrátených jadier vystupujúcich v nadloží reiflinských vápencov môžeme predpokladať, že ide o niektorú z týchto litostratigrafických jednotiek: reiflinské vápence (najspodnejšia časť), partnašské vrstvy, anaberské vrstvy, guttensteinské bazálne vrstvy, svarinské vrstvy alebo reichenhalské vrstvy. Pričom z uvedených litostratigrafických jednotiek iba v reichenhalských vrstvách, ktoré sú spodno-stredno-triasového veku (bližšie vrchný skýt—spodný anis) sú známe výskyty synsedimentárnych anhydritov.

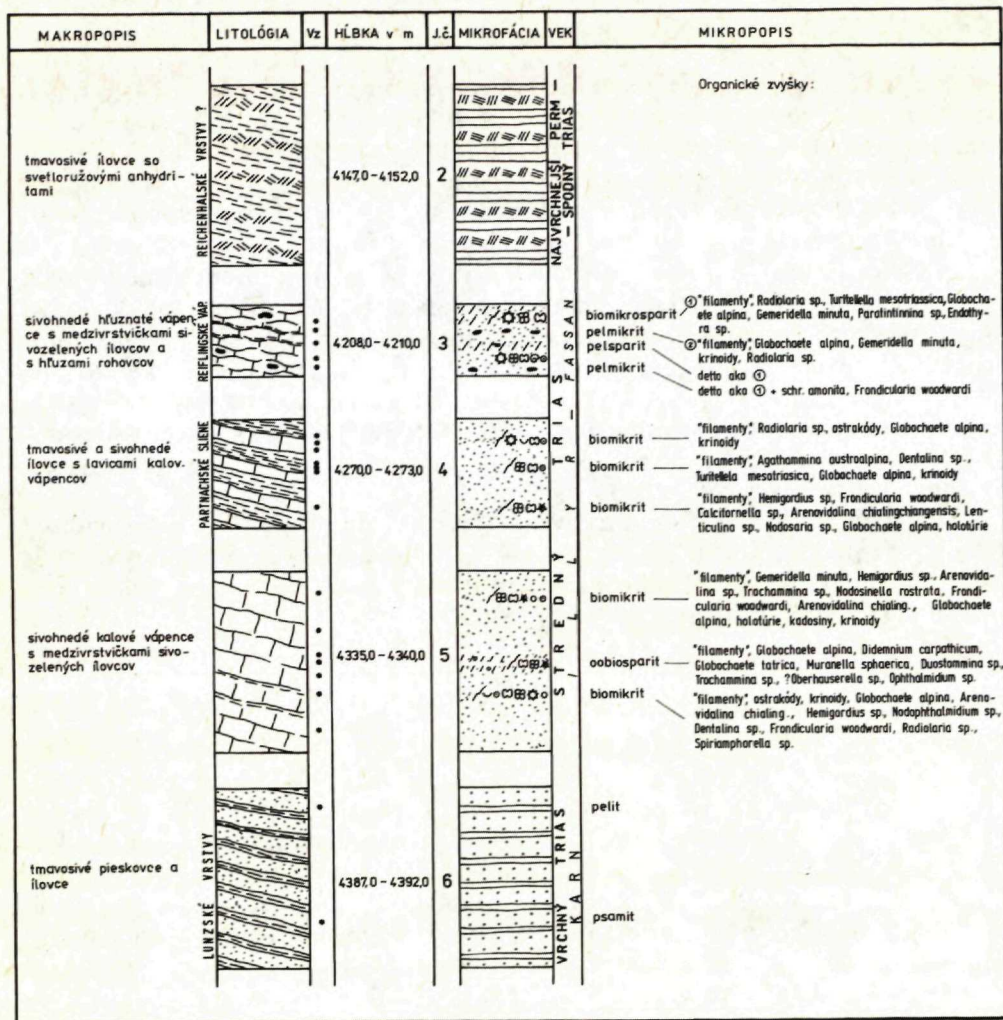
Súvrstvie svetlosivých dolomitov navrátené v jednom jadre (č. 6) v nadloží lunzských vrstiev a troma jadrami (č. 8—10) v podloží lunzských vrstiev nemožno pre nedostatok mikrofosilií bližšie stratifikovať a za daného stavu poznatkov začleniť k niektorej litostratigrafickej jednotke.

Vrt Závod-75 (obr. 10)

Mezozoické podložie vo vrte Závod-75 bolo navrátené piatimi jadrami (č. 2—6), v hĺbke 4147,0—4392,0 m. Mikrofaciálnemu skúmaniu boli podrobené vápence z jadra č. 3—5, reprezentované nižšie opísanými litostratigrafickými jednotkami.

V jadre č. 2 (hĺbka 4147,0—4152,0 m) sa vyskytuje mechanicky porušené súvrstvie tmavých ílovcov a anhydritov. Vo vzorkovnici č. 2 boli zistené úlomky červenohnedých ílovcov. Súvrstvie sa vyznačuje laminovaným zvrstvením a miestami brekciovitou textúrou. Najhrubšia poloha anhydritu dosahuje hrúbku 40 cm. Sprevádzajúce tmavé ílovce neboli petrograficky vyhodnotené, preto nevieme stanoviť stratigrafické začlenenie odvráteného súvrstvia. Naproti tomu palinologický výskum priniesol kladné výsledky. Peľové spoločenstvo indikuje najvrchnejší perm—spodný trias skúmaného úseku (P. SNOPKOVÁ).

Jadrá č. 3—5 (hĺbka 4208,0—4392,0 m) sú charakterizované sivohnedými hľuznatými vápencami a sivými kalovými vápencami. V jadre č. 3 a 5 pozorujeme medzivrstvičky sivých a sivozelených vápnitých ílovcov. Výnimku tvorí jadro č. 4, kde sa sivé vápnité ílovce vyskytujú v rovnakom množstve ako vápence. Z biofaciálneho hľadiska zastúpenie foraminiferového spoločenstva je vo všetkých jadrách rovnaké. Bohatá foraminiferová mikrofauna je reprezentovaná najmä nodoftalmidiovým spoločenstvom, ktoré súvrstvie stratigraficky zaraďuje do ilýru—fasanu. Tento typ asociácie je známy v Západných Karpatoch v reiflinských vápencoch.



VY SVETLIVKY



Obr. 10 Litologicko-mikrofáciálny profil vrtu Závod-75 (A. KULLMANOVÁ)

Úsek 2,65—2,7 m: „filamenty“, ostrakódy, krinoidy, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Arenovidalina* sp., *Hemigordius* sp., *Nodophthalmidium* sp., *Dentalina* sp., *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Radiolaria* sp., *Spiriamphorella* sp.

Úsek 3,1—3,2 m: „filamenty“, *Hemigordius* sp., *Frondicularia* sp., *Calcitonella* sp., ostrakódy, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp.

Úsek 2,8 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnum carpathicum* MIŠÍK et BORZA, *Meandrospiranella irregularis* SALAJ, *Duostomina* sp., *Diplotremmina* sp., *Trochammina* sp., *Globochaete tatica* RADVANSKY, krinoidy, osteň ježovky.

Vrtný profil je ukončený jadrom č. 6, ktoré je reprezentované tmavými ílovcami a pieskovecami — lunzskými vrstvami. Výbrusy z tohto litologicky výrazného horizontu nám neposkytli mikrofosílie.

Zhrnutie

Z výsledkov mikrofaciálneho vyhodnotenia mezozoických hornín navrátených v podloží neogénu vo vrte Závod-75 uvádzame nasledovné informácie.

Tmavé ílovce a anhydrity v jadre č. 2 (hĺbka 4147,0—4152,0 m) nevieme zatiaľ na základe litofaciálnej analýzy a postupnosti s určitou zaradiť k niektorej litostratigrafickej jednotke. Uvažujeme, podobne ako u jadra č. 5 vo vrte Závod-74, o niekoľkých litostratigrafických jednotkách. Nevylučujeme možnosť zaradiť sivohnedé lavicovité vápence s tmavými ílovcami k partnašským vrstvám. Vápence majú organogénnu štruktúru a patria k biomikritom. Z organických zvyškov obsahujú „filamenty“. Vo výbrusoch sa „filamenty“ javia ako drobná organogénna drvina patriaca rozlámaným tenkostenným lamelibranchiátovým schránkam rodu *Halobia*. Tieto sú chaoticky rozmiestnené v základnej mikritovej hmote alebo tvoria drobnolumachelové hniezda. V zriedkavých prípadoch pozorujeme subparalelné usporiadanie väčších schránok miskovitého tvaru. Vápence s hľuzami rohovcov sa vyznačujú „filamentovo“-rádioláriuovou mikrofaciou. Vo všetkých troch jadrách pozorujeme foraminiferové spoločenstvo zastúpené jedincami: *Turitellecta mesotriassica* KOEHN—ZANINETTI, *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Nodosinella rostrata* TRIFONOVA, *Dentalina* sp., *Hemigordius* sp., *Calcitonella* sp., *Earlandia* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Trochammina* sp., *Nodophthalmidium* sp., *Diplotremmina* sp. Hojně sú najmä: *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Globochaete tatica*, *Muranella sphaerica* BORZA, *Didemnum carpathicum* MIŠÍK et BORZA, rádiolárie, krinoidy, ostne ježovky, prierezy juvenilných schránok amonitov a gastropódov.

V jednotlivých jadrách boli zistené nasledovné mikroorganizmy:

Jadro č. 3, úsek 0,7—0,8 m (hĺbka 4208,0—4210,0 m): „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Turitellecta mesotriassica* KOEHN—ZANINETTI, krinoidy, *Endothyra* sp., *Radiolaria* sp.

Úsek 1,15—1,20 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Frondicula-*

ria sp., *Turitellevella mesotriassica* KOEHN—ZANINETTI, *Radiolaria* sp., *Paratinnina* sp., *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, krinoidy.

Úsek 1,2—1,3 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, krinoidy.

Úsek 1,4—1,5 m: „filamenty“, krinoidy, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK.

Úsek 1,7—1,8 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Fronicularia* sp., krinoidy.

Úsek 1,8—1,85 m: ako v úseku 1,7—1,8 m.

Úsek 1,9 m: rohovce mikrokryštalickej štruktúry.

Jadro č. 4 (hĺbka 4270,0—4273,0 m)

Úsek 0,9—1,0 m: „filamenty“, *Radiolaria* sp., krinoidy, *Globochaete alpina* LOMBARD.

Úsek 1,2—1,3 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, krinoidy.

Úsek 1,1—1,15 m: mikrit.

Úsek 1,65—1,75 m: „filamenty“, ostrakódy, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN, *Dentalina* sp., *Turitellevella mesotriassica* KOEHN—ZANINETTI, *Nodosaria* sp., gastropódy (juvenilné štádium), lamelibranchiáty (juvenilné štádium), krinoidy.

Jadro č. 5 (hĺbka 4335,0—4340,0 m):

Úsek 0,7—0,8 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Nodosaria* sp., *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Turitellevella mesotriassica* KOEHN—ZANINETTI, gastropódy (juvenilné štádium), amonity (juvenilné štádium).

Úsek 1,8—1,9 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, amonity (juvenilné štádium), gastropódy (juvenilné štádium), *Nodosinella rostrata* TRIFONOVA, *Trochammina* sp., *Fronicularia* sp., *Arenovidalina* sp., krinoidy, ostne ježovky.

Úsek 2,5—2,6 m: „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, krinoidy, *Hemigordius* sp., *Turitellevella mesotriassica* KOEHN—ZANINETTI, *Agathammina* sp., *Earlandia* sp., úlomky schránok *Brachiopoda*.

Podľa pozície v slede postupnosti odvrátených hornín (v ich podloží vystupujú reiflinské vápence) by sme mohli uvažovať o mladšom súvrství, teda o partnašských alebo svarínskych vrstvách, v ktorých na povrchu nevystupujú anhydrity. Druhou alternatívou je príslušnosť k staršej litostratigrafickej jednotke ako sú reiflinské vápence, teda k reichenhalským vrstvám, ktoré majú anhydrity. Išlo by o prevrátený sled.

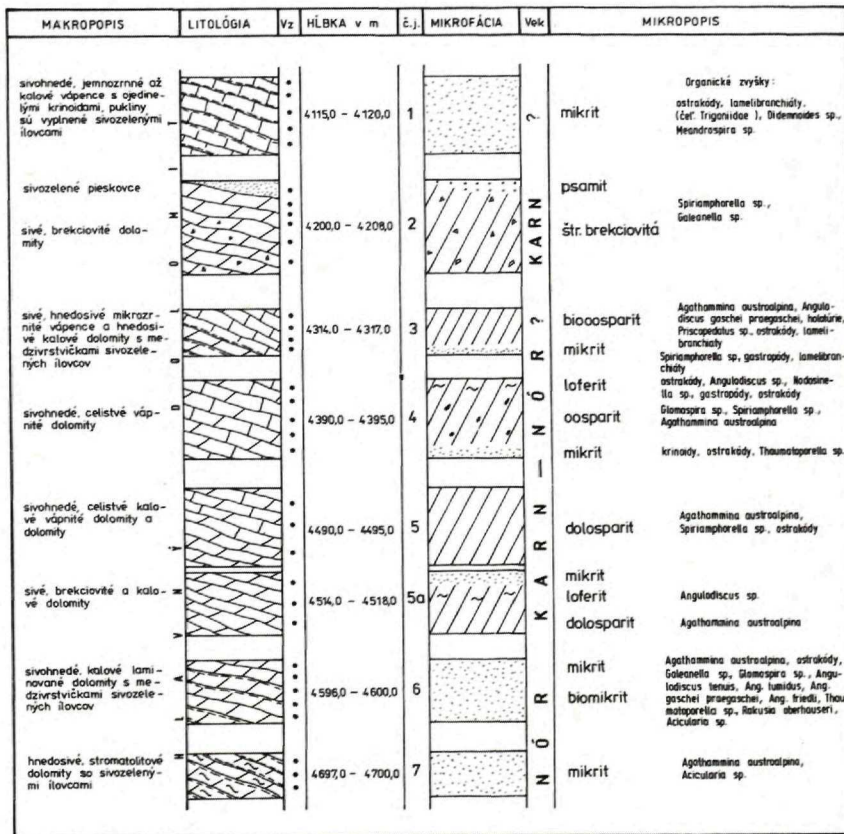
Údaj P. SNOPKOVEJ o veku uvedeného súvrstvia — najvrchnejší perm—spodný trias — je pozoruhodný. Pretože analogickú fáciu v centrálnych Karpatoch nepoznáme, nemôžeme k tomuto vekovému zaradeniu zaujať stanovisko. Pre úplnosť dodávam, že výskyt len tmavých ílovcov a anhydritov tak vo vrte Závod-74, ako aj vo vrte Závod-75, za prítomnosti iba nepatrného množstva úlomkov červených ílovcov (Závod-75, jadro č. 2), ktoré prevládajú v litostratigrafickej jednotke Haselgebirge, kam by podľa tohto vekového zaradenia súvrstvie patrilo, je nepochopiteľný.

V hlbšej časti vrtu jadra č. 3—5 vystupujúce sivohnedé hľuznaté vápence, sivé celistvé vápence s vápnitými ílovcami a sivohnedé celistvé vápence s medzivrstvičkami vápnitých ílovcov považujeme za reiflinské vápence. Ich strednotriasový vek, bližšie ilýr—fasan, je doložený foraminiferami.

Vzhľadom na to, že vrtný profil je ukončený lunzskými vrstvami, prevrtané litostratigrafické jednotky patria najmenej k dvom tektonickým jednotkám.

Vrt Závod-76 (obr. 11)

Mikrofaciálno-petrografickému vyhodnoteniu boli podrobené vrtné jadrá č. 1—7. Navrtné jadrá sú zastúpené karbonátovými horninami a vystupujú v podloží neogénnych sedimentov (hlbka 4155,0—4700,0 m). Výsledky petrograficko-mikrofaciálneho skúmania sú graficky znázornené v prílohe.



Obr. 11 Litologicko-mikrofaciálny profil vrtu Závod-76 (A. KULLMANOVÁ)

Jadro č. 1 (hĺbka 4115,0—4120,0 m) charakterizujú sivé—sivohnedé, celistvé alebo jemnozrnné vápence — mikrity. V základnej mikritovej hmote pozorujeme prierezy schránok miskovitého tvaru a prierezy neporušených schránok lamelibranchiátov. Zriedkavo sa vyskytujú ostrakódy, krinoidy a *Didemnooides* cf. *moreti* (DURAND—DELGA). Na základe vyššie uvedených organizmov nevieme navrhované súvrstvie stratigraficky zaradiť. Prierezy lamelibranchiátových schránok veľkosťou a vnútornou štruktúrou schránkovej steny zodpovedajú lamelibranchiátom z čeľade *Trigoniidae*, uvedené fosílie nemajú stratigrafickú hodnotu. Na základe výsledkov litologicko-mikrofaciálneho vyhodnotenia vyhlasujeme, že by išlo o horninu jurského alebo spodnokriedového veku. Uvažujeme o triasovom alebo paleogénnom vekovom zaradení.

V jadre č. 2 (hĺbka 4200,0—4208,0 m) boli v prevahe navrhované sivé, sivohnedé, brekciovité dolomity. Veľkosť úlomkov sa pohybuje v rozpätí 1,8—2,0 mm. Tmeliacu hmotu tvorí druhotný mikrit s drvinou dolomitových zŕn. Úlomky sú monomiktné, zastúpené dolosparitom. V rekryštalizovanej hmote boli pozorované náznaky po organických zvyškoch. Napr. vo výbruse č. 2355/82 a 2357/82 sa ojedinele vyskytuje *Spiriamphorella* sp., *Galeanella* sp. a *Angulodiscus* sp.

Jadro č. 3 (hĺbka 4314,0—4317,0 m) je zastúpené mikrozrnnými vápencami, dolomitovými vápencami a sivohnedými dolomitmi. Vyššie uvedené horniny sú sprevádzané sivozelenými ílovcami. Karbonáty vo výbrusoch sa javia ako biosparity, oomikrity a dolomikrity. Najbohatšie na mikrofosílie sú výbrusy z úseku 0,2—0,3 m. V sparitovej základnej hmote sa vyskytujú: *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN, *Angulodiscus gaschei praegaschei* KOEHN—ZANINETTI. Ojedinele sa vyskytujú holotúrie z okruhu rodu *Priscopedatus* sp., *Glomospirella* sp., ostrakódy a lamelibranchiáty. Posledné z nich sa vyznačujú hrubostennou schránkou s kalcitovými zrnkami prizmatickej štruktúry. Ooolitová štruktúra bola konštatovaná vo výbruse z úseku 1,2—1,3 m. Veľkosť oolitov sa pohybuje v rozpätí 0,03—0,1 mm. Jadrá oolitov sú reprezentované rekryštalizovanými organickými zvyškami. Najhojnejšie sú foraminifery *Agathammina* sp. a *Angulodiscus* cf. *gaschei praegaschei*. Ojedinele sa vyskytujú úlomky ostrakódov. V dolomikritoch sa vyskytuje *Spiriamphorella* sp., prierezy ostrakódov v larválnom štádiu a gastropódy. V úseku 0,2—0,3 m uvedeného jadra sa vyskytujú v hojnom množstve jedince *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN, preto uvažujeme o horizonte s *Agathammina austroalpina*.

Jadro č. 4 (hĺbka 4390,0—4395,0 m) je reprezentované sivohnedými, celistvými dolomitmi alebo vápnitými dolomitmi. Výbrusy sú charakterizované hrubozrnnou kryštalickou štruktúrou. Výnimku tvorí výbrus charakterizovaný loferitovou štruktúrou a prítomnosťou mikrofosílií. V mikritovej základnej hmote sme zistili ostrakódy, *Angulodiscus* sp., *Nodosinella* sp. a gastropódy. V ostatných výbrusoch sa vyskytujú planktónové krinoidy, ostrakódy, *Spiriamphorella* sp. a *Thaumatoporella* sp.

Podobne aj v jadrách č. 5 a 5a (hĺbka 4490,0—4495,0 m a 4515,0—4518,0 m) boli navrhované svetlosivé a sivohnedé celistvé dolomity. Petrograficko-mikrofaciálny charakter je zhodný s jadrom č. 4. Zhodné mikroorganizmy sme zistili vo

výbrusoch z jadier č. 5 a 5a. Zastúpené sú jedincami *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN, *Spiriamphorella* sp. a deformovanými schránkami ostrakódov.

Jadro č. 6 (hĺbka 4596,0—4600,0 m). Horniny zastihnuté v uvedenom jadre sú tvorené sivohnedými, celistvými — kalovými dolomitmi. Lokálne pozorujeme laminovanú textúru. Charakteristickým litologickým znakom skúmaného súvrstvia sú pukliny vyplnené zelenosivými ílovcami. Dolomity majú mikritovú alebo loferitovú štruktúru. Mikroorganizmy sa vyskytujú v mikritovej hmote a sú zastúpené jedincami *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN, *Calcitornella* sp., *Glomospirella* sp. a ostrakódmi. Okrem vyššie uvedených mikrofosílií v mikritovej hmote pozorujeme drobné okrúhle telieska vyplnené svetlým dolosparitom a väčšie biele „očká“ vyplnené zonárnym dolomitom. Niekoľkokrát opakovaná dolomitizácia je charakterizovaná zrnami, ktoré sú zvýraznené tmavým pigmentom.

V sivohnedých kalových dolomitoch s bielymi očkami (jadro č. 6, úsek 0,85 m) sa vyskytuje bohaté foraminiferové spoločenstvo vrchnotriasového veku (bližšie norik). Prevažná časť rekrytalizovaných jedincov patrí rodu *Angulodiscus*. Z nich boli určené *Angulodiscus tenuis* KRISTAN, *Angulodiscus gaschei gaschei* KOEHN—ZANINETTI et BRÖNNIMANN, *Rakusia oberhauseri* SALAJ, *Angulodiscus cf. friedli* (KRISTAN—TOLLMANN). Zriedkavo sa vyskytujú úlomky *Thaumatoporella* sp., lamelibranchiáty a gastropódy.

Jadro č. 7 (hĺbka 4697,0—4700,0 m) je charakterizované hnedosivými kalovými dolomitmi, mikrozrnnými dolomitmi a loferitovými dolomitmi. Litologický charakter navrtanej horniny je zhodný s jadrom č. 6, ale po mikrofaciálnej stránke sa vyznačuje bohatým zastúpením foraminiferovej mikrofauny. Najbohatšia na fosílie sa javí hornina z hĺbky 1,8 m. Mikrofosílie sú zastúpené: *Angulodiscus friedli* (KRISTAN—TOLLMANN), *Angulodiscus pokorny* SALAJ, *Angulodiscus sinuosus* WEYNSCHENK, *Triasina oberhauseri* KOEHN—ZANINETTI et BRÖNNIMANN, gastropódy, amonity a lamelibranchiáty. Mikrofosílie zaraďujú navrtané horniny do karnu—spodného rétu.

Mezozoické podložie navrtané v hlbinnom vrte Závod-76 sa zhoduje po litologicko-mikrofaciálnej stránke s litostratigrafickou jednotkou hlavný dolomit. Vrchnotriasový vek súvrstvia karn—najvrchnejší norik je preukázaný foraminiferovou mikrofaunou.

Horniny navrtané v jadre č. 2 (hĺbka 4200,0—4208,0 m) nevieme stratigraficky začleniť. Prítomné fosílie majú širšie stratigrafické rozpätie. Litologický charakter horniny a mikrofaciálny obsah podporujú našu úvahu o zaradení súvrstvia do spodného triasu alebo spodnej časti vrchného triasu.

Prevažnú časť sivohnedých dolomitov a vápnných dolomitov foraminiferová mikrofauna vekovo zaraďuje do vrchného triasu. Na základe litologicko-mikrofaciálneho skúmania horniny zastihnuté v jadre č. 7 patria k litostratigrafickej jednotke hlavný dolomit. Podľa našich predstáv patrí súvrstvie hlavného dolomitu k jednej tektonickej jednotke. Náš názor potvrdzujú vedúce mikrofosílie, na základe ktorých J. SALAJ (1979) urobil zonálne členenie. Najstaršiu preukázanú foraminiferovú zónu pozorujeme vo vrchnej časti vrtného profilu, naj-

mladšiu v poslednom jadre č. 7. Z toho dôvodu predpokladáme, že ide o prevrátený sled hornín.

Vrt Láb-115 (obr. 12)

V podloží neogénu bol navrátny komplex svetlosivých vápnitých dolomitov vrchnotriasového veku. Často sa vyskytujú strmo uložené stromatolitové polohy, v spodnej časti vrtného profilu pozorujeme svetlosivé alebo svetloružové kalové vápence alebo dolomitové vápence s medzivrstvičkami sivozelených ílovcov.

Mezozoické podložie začína sivými brekciovitými dolomitmi (hĺbka 2675,0—2578,0 m). Sú tvorené úlomkami karbonátov rôznej veľkosti. Medzihmota je sparitová. Pre nedostatok mikrofosílií prevrátny horizont nevieme stratigraficky začleniť.

V hĺbke 2941,0—2944,0—3996,0—4000,0 m boli navrátné svetlosivé celistvé dolomity alebo vápnité dolomity stromatolitovej štruktúry. Stromatolitové dolomity sú charakterizované striedaním svetlejších lamín s tmavšími mikritovými laminami. V mikritových laminách sa vyskytujú organické zvyšky. Foraminiferové spoločenstvo bolo pozorované v hĺbke 3047,0—3050,0 m, 3542,0—3546,0 m, 3763,0—3766,0 m a 3853,0—3856,0 m. Boli určené: *Agathammina austroalpina* KRISTAN—TOLLMANN et TOLLMANN, *Duostomina* sp. a *Trochammina almtalensis* KOEHN—ZANINETTI.

Foraminiferovo-riasová mikrofácia bola zistená v hĺbke 3545,0—3546,0 m. V sparitovej základnej hmote sa vyskytuje *Angulodiscus gaschei gaschei* KOEHN—ZANINETTI et BRÖNNIMANN, *Rakusia oberhauseri* SALAJ, *Permodiscus tumidus* (KRISTAN—TOLLMANN), *Triasina oberhauseri* KOEHN—ZANINETTI et BRÖNNIMANN, *Angulodiscus impressus* KRISTAN—TOLLMANN. Spolu s foraminiferami sa vyskytujú rekrýštalizované riasy *Diplopora* sp. a *Solenospora* sp.

V najspodnejšej časti vrtného profilu (hĺbka 4055,0—4057,0 m, 4188,0—4191,0 m) boli navrátné sivohnedé kalové vápence s ružovým odtieňom. V mikritovej základnej hmote sa vyskytujú prierezy tenkoschránkových lamelibranchiátov, krinoidov, gastropódov, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Frondicularia woodwardii* HOWCHIN. Vo výbrusoch chudobných na mikrofosílie sa vyskytujú pseudomorfy po anhydrite, ktoré sú vyplnené klencami dolomitu, alebo sú to prierezy okrúhleho tvaru vyplnené svetlým sparitom.

Prítomné organické zvyšky poukazujú na vrchnotriasový vek, presnejšie norik—rét. Litologický charakter skúmaných hornín, overený stratigrafiou, stanovuje zaradenie súvrstvia k dachsteinským vápencom. Sivé a sivoružové kalové vápence s medzivrstvičkami ílovcov, navrátnymi v posledných troch jadrách, sú dobre korelovateľné s hallstattskými vápencami. S určitosťou ich nemôžeme považovať za hallstattské vápence, lebo litologicky zhodné typy sa vyskytujú aj uprostred dachsteinských vápencov. Z litostratigrafického hľadiska prevrátnu fáciu dachsteinských vápencov korelujeme s dachsteinskými vápencami pozorovanými v havranickom príkrove Malých Karpát.

Vrt Láb-123

Mezozoické podložie je zastihnuté v jadre č. 3—5. Navŕtané horniny majú monotónny litologický charakter. Vrtné jadrá sú reprezentované dolomitmi.

Vrtný profil mezozoickými horninami začína jadrom č. 3. V uvedenom jadre sa nachádzajú sivé brekciovité dolomity. Vo výbruse pozorujeme brekciovitú štruktúru. Úlomky sú zastúpené monomiktným materiálom, medzihmota je mikritová s úlomkami dolosparitov. Dolomity skúmaného jadra sú bez fosílií.

MAKROPOPIS	LITOLÓGIA	Vz	Hĺbka v m	č.j.	MIKROFÁCIA	Vek	MIKROPOPIS	
sivé celistvé brekciovité vápňité dolomity		•	2575,0 – 2578,0	4a				
			2578,0 – 2583,0	5				
			2688,0 – 2691,0	6				
			2770,0 – 2774,0	7a				
sivá vápňitá brekcia		•	2855,0 – 2858,0	8		brekcia	klasy: dolosparit mikrit stromatolitový váp.	
sivé stromatolitové váp- ňité dolomity		•	2941,0 – 2944,0	9			intrasparit loferit	lamelibranchiáty
			3008,0 – 3011,0	10				
svetlosivé stromatolitové vápňité dolomity		•	3047,0 – 3050,0	11			loferit	ostrakódy, Agathammi- na, australopina, Tracha- mina simliensis, Endo- thyra cf. kuepperi, Dua- stomina sp., Solenopo- ra sp., Cyanophyceae
vápňité dolomity			3112,0 – 3117,0	12				
sivé celistvé vápňité dolomity		•	3156,0 – 3161,0	13			mikrit	
vápňité dolomity			3276,0 – 3278,0	14				
sivé celistvé vápňité dolomity		•	3366,0 – 3369,0	15			sparit	
vápňité dolomity			3451,0 – 3454,0	16				
svetlosivé vápňité dolo- mity		•	3497,0 – 3500,0	17			loferit	ostrakódy
svetlosivé vápence		•	3543,0 – 3546,0	18			biosparit	Angulodiscus gaschei, A. impressus, A. tumidus, Semirivoluta clara, Roksia oberhu- seri, Solenopora sp., Diplopore sp.
svetlosivé vápence			3632,0 – 3635,0	19				
sivé celistvé vápňité dolomity		•	3681,0 – 3684,0	20			sparit	
svetlosivé dolomitové vápence		•	3763,0 – 3766,0	21			biosparit	Diplopore sp.
			3805,0 – 3808,0	22				
svetlosivé vápence		•	3853,0 – 3856,0	23			sparit	Diplopore sp.
svetlosivé vápence			3929,0 – 3932,0	24				
svetlosivé dolomitové vápence		•	3996,0 – 4000,0	25			loferit	Glomospirella sp.
svetlosivé celistvé vá- pence		•	4055,0 – 4057,0	26			mikrit	
svetlosivé kalové vá- pence		•	4122,0 – 4125,0	27			biomikrit	ostrakódy, krinoidy, Fran- dicularia woodwardi, Glo- bachaete alpina, gastro- pódy
sivé celistvé dolomitové vápence		•	4188,0 – 4191,0	28			mikrit	'birdseyes', ostrakódy

Obr. 12 Litologicko-mikrofaciálny profil vrtu Láb-115 (A. KULLMANOVÁ)

V jadre č. 4 (hĺbka 2731,0—2735,0 m) zisťujeme tmavosivé celistvé dolomity, ktoré majú oosparitovú štruktúru. Mikrofosílie tvoria jadrá oolitov. Najčastejšie sa vyskytujú rekryštalizované foraminifery zastúpené *Planinvoluta* sp., *Meandrospira deformata* SALAJ.

Posledné jadro č. 5 (hĺbka 2735,0—2738,0 m) je reprezentovaná sivými mikroozrnnými dolomitmi. V mikroosparitovej hmote sa vyskytujú *Spiriamphorella* sp., *Glomospirella* sp., *Trochammina* sp., Dolomity v hĺbke 2743,0—2748,0 m sa vyznačujú prítomnosťou anhydritu v puklinách.

Navrtané dolomity sú chudobné na mikrofosílie. Prítomné organizmy sú rekryštalizované a majú širšie stratigrafické rozšírenie. S najväčšou pravdepodobnosťou vekové začlenenie dolomitov je anis—ladin.

Eva Planderová

Palinologické vyhodnotenie bridličnatých sedimentov z vrto v podloží viedenskej panvy

1 obr., (13), 7 fotografických tabuliek (XI—XVII)

Obsah

Úvod	79
Palinologické vyhodnotenie lunzských vrstiev	80
Palinologické vyhodnotenie tmavošedých bridlic z nadložía lunzských vrstiev	81
Diskusia k vekovému zaradeniu sedimentov podložía viedenskej panvy.	83
Korelácia mikrofloristických asociácií vrchného triasu	86
Paleoekologické zhodnotenie	88
Záver	90

Úvod

Palinologický výskum z vrto podložía viedenskej panvy sa robil hlavne z tmavošedých bridlic, piesčitých bridlic, tmavých ílovitých dolomitov a tmavých vápencov. Mikroflóra bola väčšinou veľmi dobre zachovaná aj vo veľkých hĺbkach, takže sme zistili len nepatrný vplyv premien na exine sporomorf.

Palinologicky sme vyhodnotili od r. 1973 vrty v oblasti Lakšárskej Novej Vsi (LNV-2, LNV-6, LNV-7), z oblasti Lábu, Malaciek (Malacky-20, Láb-90, -91) a Šaštína (Šaštín-12). Zoznam spracovaných vzoriek z vrto:

LNV-7	2301 m	Šaštín-12	4120 m	LNV-2	1746—1750 m
	2348 m		4265 m		
	2501 m		4440 m	LNV-6	1646—1647 m
	2908 m		4449 m		1669—1671 m
	2995 m		4826 m		1695—1697 m
	3063 m		4848 m	Malacky-20	
	3140 m		4905 m		3426—3428 m
	3605 m		5045 m		
	3734 m		5258 m	Láb-90	2671—2680 m
	3802 m		5379 m		
	4029 m		5443 m	Láb-91	
	4178 m		6277 m		2870—2875 m
	4214 m		6425 m		
	4343 m				
	6267 m				

Vcelku boli palinologicky vyhodnotené dva oporné vrty, LNV-7 a Šaštín-12. Ostatné vrty som na základe vyhotovenia mikroflóry vekove mohla priradiť k niektorej etape zistenej v oporných vrtoch.

Pre väčšiu presnosť uvedieme v tejto práci podrobné palinologické vyhodnotenie vrtu LNV-7 a Šaštín-12.

Tmavé bridlice z vrtu LNV-7 v hĺbke 6267 m a Šaštín-12 v hĺbke 6425—6427 m obsahovali iné spoločenstvo sporomorf ako všetky ostatné vzorky z nadložia. Mikrofloristické spoločenstvo pozostávalo väčšinou z druhov rodu *Triadispora*, ako *Triadispora crassa* KLAUS, *Triadispora palettae* KLAUS, *Triadispora aurea* SCHEURING, rodu *Limitisporites*, ktoré sú hojne zastúpené v strednom triase a do karnu prechádzajú len ojedinele.

Zachovanosť sporomorf je o niečo horšia ako v nadložných sedimentoch, čo sa môže pripísať väčšiemu tlaku hornín na sporomorfy. Vekove môžeme sedimenty z tejto hĺbky zaradiť do ladinu až do bázy karnu.

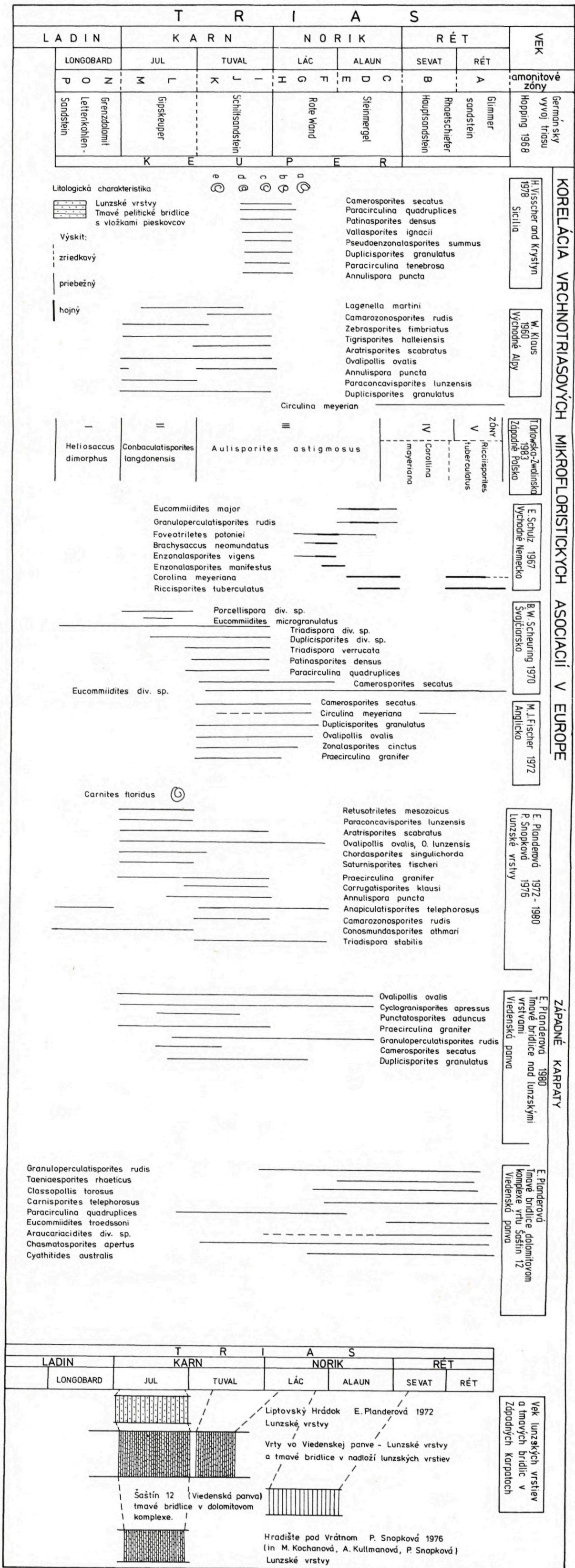
Ostatné vzorky z vrtu LNV-7 boli vyhodnocované z hĺbky 4348—2908 m a z vrtu Šaštín-12 z hĺbky 5258—5446 m. Komplex sedimentov bol palinologicky podrobne zhodnotený. Zistili sme starší komplex lunzských vrstiev vo vrte LNV-7 (4348—2908 m), Šaštín-12 (5258—5446 m) a mladší komplex tmavošedých ílovcov bez litologickej zmeny vzhľadom k lunzským vrstvám (LNV-7, 2901—2301 m; LNV-6, 1646—1697 m; Šaštín-12, 4300—4400 m).

Palinologické vyhodnotenie lunzských vrstiev

Mikroflóra lunzských vrstiev bola zistená v tmavých bridličnatých sedimentoch vrtu LNV-7 (4348—2908 m), vrtu Šaštín-12 (5258—5446 m), LNV-2 (1746—1750 m), Malacky-20 (3426—3428 m), Láb-90 (2671—2680 m), Láb-91 (2870—2875 m).

Laboratórnym spracovaním vzoriek som získala veľmi bohaté spoločenstvá dobre zachovaných spór a peľových zrn bohatého kvantitatívneho výskytu. V peľovom obraze bohato prevažovali čo do množstva sakátne peľové zrná nad spórami výtrusných rastlín. Prevalu mali druhy rodu *Ovalipollis*, hlavne druh *Ovalipollis lunzensis* KLAUS a *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH) KLAUS, ktoré sú typickými zložkami mikroflóry lunzských vrstiev alpského vývinu karnu. W. KLAUS (1960) uvádza pre oba druhy julský podstupeň karnského stupňa, ale aj M. PAUTSCH (1971) uvádza tento druh zo spodného keupru z Poľska (lok. Trzciana). Druh *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH) KLAUS, ktorého výskyt predstavuje v našich sedimentoch len okolo 1—2 %, uvádza W. SCHEURING (1970) hlavne z rétu a liasu. Druh *Ovalipollis notabilis* SCHEURING a *Ovalipollis lepidus* SCHEURING uvádza B. W. SCHEURING (1970) z gipsového keupru.

Rovnako bohato ako druh *O. lunzensis* sa vyskytujú niektoré druhy rodu *Triadispora*, ako napr. *Triadispora stabilis* SCHEURING, uvádzaný z gipsového keupru, ktorého stratigrafická pozícia je karnského až spodnonorického veku. Pre široké stratigrafické rozpätie nám údaje o veku druhov z gipsového keupru poskytujú len slabé informácie o skutočnom období výskytu tých druhov, ktoré



Obr. 13. Korelácia vrchnotriasových mikrofloristických asociácií v Európe (E. PLANDEROVÁ)

Biologický ústav Dionýza Štúra
INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

sme zistili aj my v našich vzorkách. Nižším percentom sú zastúpené druhy *Lunatisporites noviaulensis* SCHEURING, *Triadispora modesta* SCHEURING, ktoré sú tiež uvádzané z gipsového keupru podľa B. W. SCHEURINGA (1970). Ďalšia zložka peľových zŕn a spór je korelovateľná s výsledkom v spodnom keupri germánskeho vývoja podľa M. PAUTSCHOVEJ (1971). Je to hlavne *Aratrisporites virgatus* PAUTSCH, ktorého výskyt uvádza M. PAUTSCH (1971) zo spodného, alebo aj vrchného keupru, čiže rozšírenie tohto druhu je dosť široké — spodný karn až po vrchný rét. Naproti tomu *Aratrisporites scabratus* KLAUS uvádza W. KLAUS (1960) z karnu lunzských vrstiev, kým v germánskom triase M. PAUTSCH (1971) uvádza rozšírenie tohto druhu ešte aj z vrchného keupru. Vyskytujú sa však druhy, ktoré sú uvádzané len z karnu, ako napr. *Reticulatisporites* cf. *bunteri* MÄDLER; K. MÄDLER (1964) ho uvádza zo spodného keupru, ktorý zodpovedá karnu. Typické pre toto obdobie sú aj spóry druhu *Paraconcavisporites*, ako napr. *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS. W. KLAUS uvádza tento druh z julskeho podstupňa karnu alpského vývinu. M. PAUTSCH uvádza druh *Paraconcavisporites* sp. zo spodného keupru. Od nás je tento druh uvádzaný z lunzských vrstiev od Hradišťa pod Vrátnom (M. KOCHANOVÁ—A. KULLMANOVÁ—P. SNOPKOVÁ 1976) a z lunzských vrstiev od Liptovského Hrádku (E. PLANDEROVÁ 1972). Z iných sedimentov ako z lunzských nie je tento druh uvádzaný, preto ho aj môžeme klásť medzi biostratigraficky dôležité druhy pre karn.

Druhy charakterizujúce karnský stupeň triasu sú hlavne *Corrugatisporites klausi* KAVARI (v našich vrstvách sa vyskytuje 3—5%), *Conosmundasporites othmari* KLAUS (1—3%), W. KLAUS (1960) uvádza tento druh z halobiových vrstiev karnu.

Druh *Retitriteles globosus* MÄDLER je typický pre spodný keuper (K. MÄDLER 1964), *Retusotriteles mesozoicus* KLAUS je uvádzaný hlavne z lunzských vrstiev karnu. V zlambašských vrstvách (rét) sa vyskytuje tento druh už len ojedinele (V. KLAUS 1960). U nás bol zistený len v lunzských vrstvách. Druh *Zebrasporites fimbriatus* KLAUS predstavuje v našich vzorkách 1—3%. W. KLAUS (1960) uvádza tento druh z halobiových vrstiev; nemá väčšie rozšírenie než karn. Rovnako úzke stratigrafické rozšírenie majú druhy *Saturnisporites palettae* KLAUS, *Saturnisporites fimbriatus* KLAUS. Kým *S. fimbriatus* je uvádzaný z kardidových vrstiev, *S. palettae* je uvádzaný z vrstiev halobiových. *Elipsovelatisporites plicatus* KLAUS uvádza W. KLAUS (1960) z halobiových vrstiev karnu. Všetky uvedené druhy majú teda hlavné rozšírenie, a v mnohých prípadoch celkom úzke rozšírenie, len v karne. Najviac druhov sa vyskytuje v halobiových a lunzských vrstvách.

Palinologické vyhodnotenie tmavošedých bridlic z nadložja lunzských vrstiev

Tento nadložný komplex sedimentov pozostáva z tmavošedých ílovcov bez litologickej zmeny vzhľadom k lunzským vrstvám. Obsahuje mikroflóru tuvalsko-lákskeho veku, ktorú sme skúmali vo vrte LNV-7 (2900—2301 m), LNV-6

(1646—1697 m) a Šaštín-12 (4300—4400 m). Vzorky boli veľmi bohaté na sporomorfy dobre zachované a teda vhodné na mikrofloristické a biostratigrafické vyhodnotenie. Určité sporomorfy sme zaradili do 100 druhov. Tak ako podložný komplex lunzských vrstiev obsahoval prevahu sakátnych peľových zrn, tak tento nadložný komplex obsahuje prevahu spór výtrusných rastlín a len v nižšom percente sa vyskytli sakátne peľové zrná.

Zloženie mikroflóry: *Anulispora microanulata* de JERSEY, *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS, *Deltoidospora crassiexina* NILLS., *Cyclogranisporites* sp., *Carnisporites anteriscus* MORBY, *Concavisporites umbonatus* (BALDI) ARJANG, *Ciathidites* sp., *Reticulatisporites* sp., *Triadispora stabilis* SCHEURING, rôzne druhy rodu *Striatites*, *Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH, rôzne druhy rodu *Ginkgocycadopites*, *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) SCHEURING, *Anapiculatisporites telephorosus* (PAUTSCH) KLAUS, *Deltoidospora* sp. Časť mikroflóry je karnská, vyskytli sa však aj mladšie prvky flóry, ktoré zodpovedajú škále rozšírenia nóru až rétu (*Classopollis* div. sp., *Ovalipollis ovalis*, *Polycingulatisporites* cf. *circulus* SIMONCSICS a KEDVES).

Mikroflóra z týchto sedimentov bola veľmi dobre zachovaná. Obsahovala zmiešané spoločenstvá julskeho veku a karnsko-norického veku s typickými druhmi: *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS a ojedinele *Granuloperculatisporites rudis* (VEN.) GONCZAN, s rozšírením hlavne v réte; začiatok výskytu sa však uvádza z vrchného keupru, t. j. z noriku. Tieto výsledky nás oprávňujú vyčleniť dve vekové obdobia pre tmavé bridlice, ktorých spodnú časť tvoria lunzské vrstvy. Mikroflóra je druhove temer rovnaká, až na mladšie prvky vo vrchnejšej časti vrstu. K rovnakým záverom došla aj P. Snopková, ktorá z vrstu Šaštín-12 určila sporomorfy z hĺbky 4848—4851 m.

Vo vyššie uvedených sedimentoch som zistila aj druh *Camosporites secatus* LESCHIK, ktorý považuje H. VISSCHER a L. KRYSZTYN (1978) za indexový druh pre tuvalsko-lásky vek korelovaný s amonitovými zónami.

Vo vyššie uvedených tmavých bridliciach som zistila spoločenstvo s mladými prvkami mikroflóry, ktoré podľa mnohých autorov (T. ORLOWSKA—ZWOLINSKA 1983) patria už do noriku—rétu. Na základe výskytu tejto mikroflóry s druhmi rodov *Classopollis*, *Maratiospis* sp., *Chasmatosporites apertus* (ROG.) NILSS., *Eucommiidites* a iných som pôvodne zaraďovala tmavé bridlice až do rétu (E. PLANDEROVÁ 1980). Zistila som však, že táto zložka mikroflóry sa začína objavovať ojedinele už v tuvale, a preto na základe najnovších poznatkov môžeme mladšie sedimenty nad lunzskými vrstvami považovať za tuvalsko-lásky.

Najmladšie sporomorfné spoločenstvá som zistila vo vrte Šaštín-12 (4120—4124 m) v tmavých bridliciach medzi dolomitmi. Podľa J. KYSELU (1983) ide o vložky tmavošedých bridličnatých ílovcov v dolomitoch. Litostratigraficky ich považuje J. KYSELA (1983) za hlavný dolomit. Vek vrchnej časti dolomitov je stratigraficky doložený ako norický (A. KULLMANOVÁ in J. KYSELA 1983). V spodnej časti tohoto dolomitového komplexu boli zistené spoločenstvá sporomorf vrchnonorického až rétskeho veku, nasledovného zloženia: *Paracirculina* sp., *Granuloperculatisporites rudis* VEN. GOCZ., *Tuberculatisporites* sp., *Polycin-*

gualatisporites cf. *circulus* SIM. KEDV., *Thomsonisporites* sp., *Polycingulatisporites* cf. *bicolateralis* (ROG.) MORBY, *Taeniesporites rhaeticus* SCHULZ., *Conbaculatisporites longdonensis* CLARKE, *Platysaccus* div. sp., *Ginkgocycadopites* — mnoho druhov, *Classopollis torosus* (REIS.) BALME, *Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH a iné.

Na základe porovnania s vrchným triasom podľa J. MORBYHO (1975) môžeme konštatovať, že väčšina zistených druhov má stratigrafické rozpätie od noriku, ale hlavne v réte. Predpokladáme preto na základe korelácií s nemeckým vývojom, že ide o vek udávaný ako vrchná časť gipsu—keupru až rétsky keuper (B. SCHEURING 1970 a J. MORBEY 1975).

Vo vzorkách sa vyskytli aj spóry a peľové zrná so širším stratigrafickým rozpätím, a to vrchný trias—lias (*Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) SCHULZ, cf. *Dictyophyllidites mortoni* (DE JERSEY) PLAYFORD—DETTMANN, a rozpätím vrchný trias—jura, *Carnisporites* cf. *ornatus* PAUTSCH., *Polypodiisporites ispiciensis* (DE JERSEY) PLAYFORD—DETTMANN, z karnu až liasu, *Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH. Hojnejšie sa vyskytli druhy, ktoré podľa B. SCHEURINGA (1970) sú častejšie v keupri Švajčiarska, bližšie v „Gipskeupri“, ktorý by v hrubých rysoch zodpovedal podľa W. KLAUSA (1972) karnu až noriku. Z nich sú to: *Ovalipollis cultus* SCHEURING, cf. *Triadispora stabilis* SCHEURING, cf. *Triadispora modesta* SCHEURING, *Triadispora keuperiana* ORLOWSKA—ZWOLINSKA, *Patinasporites densus* LESCHIK, *Pseudoenzonalasporites summus* SCHEURING, cf. *Enzonalasporites obliquus* LESCHIK, *Ovalipollis minimus* SCHEURING a *Apiculatisporites minimus* LESCHIK. Z druhov, ktoré uvádza W. KLAUS (1960) a E. KAVARY (1972) z karnských vrstiev alpského triasu boli zistené v skúmanej vzorke: *Aratrisporites fimbriatus* KLAUS, *Aratrisporites scabratus* KLAUS, cf. *Aratrisporites parvispinosus* KLAUS a cf. *Corrugatisporites klausii* KAVARY.

Diskusia k vekovému zaradeniu sedimentov podložja viedenskej panvy

Okrem podložných sedimentov lunzských vrstiev z viedenskej panvy je považovaný celý niekoľkotisícimetrový (nepravá hrúbka) komplex tmavých bridlíc za lunzské vrstvy karnského veku, okrem tmavých bridlíc z vrtu Šaštín-12 (4120—4124 m)

Pre určenie veku som mala k dispozícii palinologické výsledky z veľkého množstva vzoriek zo siedmich hlbokých vrtov s mikroflórou veľmi dobre zachovanou, ako aj druhove bohatou. Odvážila som sa preto už v minulosti vekove rozčleniť sedimenty lunzských vrstiev podľa rozdielnosti v zložení mikrofloristických spoločenstiev. Pôvodne som delila sedimenty z vrtu LNV-7 (E. PLANDEROVÁ 1980) na karnské a rétskoliasové. Po novom prehodnotení vzoriek aj z ďalších hlbokých vrtov uvádzam podrobnejšie údaje o veku sedimentov faciálne patriacich k lunzským vrstvám a o veku nadložných tmavých bridlíc litologicky zodpovedajúcich lunzským vrstvám. Opierala som sa pritom o najnovšie práce autorov zo strednej Európy, ktorí sa snažia korelovať mikroflóru s faunistickými zónami.

B. SCHEURING (1978) uvádza druhy významné pre ladin (fasan—longobard) fáciu „obere Meridekalke“ a „Kalkschiefer-Zone“. Výsledky, ktoré autor uvádza, charakterizujú tento stupeň z hľadiska najmodernejšieho palinologického spracovania sedimentov tohto stupňa.

Vedúce druhy sporomorf pre ladin sú nasledovné: *Echinatosporites ilicoides*, *Concentricisporites* div. sp., *Porcelispora longdonensis*, *Lunatisporites acutus*, spoločenstvo *Triadispora* a iné.

Floristická hranica ladin—karn nezodpovedá chronostratigrafickej hranici. H. MOSTLER a E. SCHEURING (1974) korelovali mikrofloristické zóny s faunistickými a zistili, že mikroflóra longobardu siaha do bázy kordevolu. Typické longobardské druhy, ako *Triadispora suspecta*, *Podosporites amicus*, *Echinatosporites illiacoides*, *Cuculispora cuneata*, *Retisulcites perforatus*, nekončia na hranici longobard—kordevol, ale siahajú do zóny C (spodná časť gipskeupru s halobiovou faunou).

Až v julskom podstupni pribúdajú niektoré typické druhy karnskej flóry, ako *Triadispora verrucata*, *Patinasporites densus*, *Paracirculina quadruplices*, s ostatnou karnskou mikroflórou rodov *Ovalipollis*, *Aratrisporites*, *Duplicisporites* a iných.

Z alpského vývoja triasu veľmi dobre charakterizoval mikroflóru kardidových, halobiových a lunzských vrstiev karnu W. KLAUS (1960). Typické druhy sú: *Paraconcasporites lunzensis*, *Conbaculatisporites mezozoicus*, *Microreticulatisporites opacus*, *Lycopodiacidites keuperi*, *Camarozonotriletes rudis*, *Zbrasporites kohleri*, *Tigrisporites halleiensis*, *Saturnisporites granulatus*, *Ovalipollis lunzensis*, *Aratrisporites scabratus*, *Lueckisporites junior*, *Chordasporites singulichorda* atď.

H. VISSCHER a L. KRYSZTYN (1978) uvádzajú mikrofloristickú charakteristiku vrchného karnu (tuval-lák), korelovanú s amonitovými zónami: *Tropites dilleri*, *T. subbullatus* a *Aentropites bereich*, *Mojsisovicsites kerri*. Pre toto obdobie považujú autori za vedúcu skamenelinu druh *Camerosporites secatus* s druhmi *Paracirculina quadruplices*, *Duplicisporites granulatus*, *Paracirculina tenebrosa*, *Ovalipollis pseudoalatus*.

I. G. VAN DER EEM (1983) sa zaoberal palinostratigrafickým členením ladinско-karnských sedimentov v Taliansku, korelovaných s amonitovou zónou. Druh *Camerosporites sacatus* nepovažuje za indexový druh pre tuvalsco-lásky stupeň ako H. VISSCHER a L. KRYSZTYN (1978), ale uvádza jeho výskyt od vrchného fasanu do vrchného triasu.

V nami skúmaných sedimentoch nehrá druh *Camerosporites secatus* takú úlohu ako v germánskom vývine vrchného triasu, lebo sa vyskytol len ojedinele, ale musíme podotknúť, že sa vyskytol v spoločenstve mladších druhov ako *Praecirculina granifer*, *Chasmatosporites elegans*, *Eucomiidites troedsoni*, *Granulaperculatisporites rudis* a *Circulina meyeriana*. Tmavé bridlice nad lunzskými vrstvami obsahujúce toto spoločenstvo, sú nesporne mladšie než julský stupeň karnu a môžeme ich zaradiť do tuvalsco-lákskeho veku.

Vo vrchnom triase urobil veľmi dobrú korelačnú prácu J. MORBEY (1975); palinologicky spracoval sedimenty z karpatského vývoja vrchného triasu

a spodného liasu, skoreloval mikroflóru s makrofosíliami a germánsky vývoj vrchného triasu s karpatským vývinom. Pre norik však neuvádza palinologické výsledky. Z noriku sú na základe skúmania mikroflóry v celej Európe len ojedinelé biostratigrafické výsledky. E. SCHULZ (1967) uvádza z germánskeho vývoja triasu nasledovné druhy sporomorŕ typických pre norik: *Foveotriletes potoniei* MÄDLER, *Eucommiidites major* E. SCHULZ, *Brachysaccus neomundatus* (LESCH.) MÄDLER, *Enzonalaspores vicens* LESCH, *Enzonalaspores manifestus* LESCH., *Anapiculatisporites spiniger* (LESCH.) REINH.

Podľa H. VISSCHERA a L. KRYSZYNA (1978) tuvalska mikroflóra s vedúcim druhom *Camosporites secatus* LESCHIK presahuje do noriku do amonitovej zóny *Mojsisovicsites kerri*.

Na základe údajov z literatúry môžeme povedať, že o noriku vieme málo z hľadiska vývoja flóry v Európe. Celkom iné údaje sú z hľadiska výskytu mikroflóry v réte a na hranici rétu—liasu.

S. J. MORBEY (1975) uvádza mikroflóru korelovanú s amonitovou zónou *Choristoceras haueri* a *Choristoceras marechi*, ako aj *Avicula contorta* pre alpský vývoj triasu. Uvádza nasledovné typické druhy: *Granuloperculatisporites rudis* VEN. GOCZÁN, *Carnisporites anteriscus* MORBEY, *Carnisporites lecythus* MORBEY, *Chasmatosporites* div. sp., *Camarozonosporites rudis* (LESCHIK) KLAUS, *Gliscopollis meyeriana* (KLAUS) VEN., *Classopollis torosus* (REIS.) BALME, *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH), KLAUS, *Aratrisporites fimbriatus* (KLAUS) MÄDLER a iné.

Rétska mikroflóra je na druhy veľmi bohatá a dobre odlišiteľná od tuvalsko-lákskej; ojedinele sa vyskytuje v tmavých bridliciach nad lunzskými vrstvami, ktoré radíme do tuvalu—láku, ale vysoké percentá dosahuje až v bridliciach dolomitového komplexu (Šaštín-12, 4421—4424 m). Zatiaľ si nevieme vysvetliť prítomnosť tejto mladšej časti mikroflóry v karne, pretože ju nikto z európskych odborníkov v palinológii triasu neuvádza.

Mikrofloristicky sa dá oddeliť réť od liasu (E. SCHULZ 1965, S. I. MORBEY 1975). Flóra liasu je obohatená hlavne o spoločenstvo *Densosporites fissus* (REINH.) SCHULZ, *Lycopodiumsporites semimuris* DOWNIE, *Lycopodiumsporites gracillis*, *Triancoraesporites ancorae* (REINH.) SCHULZ, *Stereisporites radiatus* SCHULZ, *Foveosporites multifoveolatus* (BALME) DOWN., *Callialasporites turbatus* (BALME) E. SCHULZ, *Foveosporites foveoreticulatus* DOWN., *Polycingulatisporites circulus* SIM. KDS., atď. Tieto liasové druhy sme v našich sedimentoch nezistili. T. ORLOVSKA-ZWOLINSKA (1983) uvádza mikrofloristické zóny hlavne pre vrchný trias s výskytom druhu *Corolina meyeriana*, ktorý sa ojedinele nachádza aj v bridliciach v nadloží lunzských vrstvách, ale hlavne v oponických vrstvách. Spoločenstvo s druhom *Ricciisporites tuberculatus* je podľa autorky indexové pre vrchný réť. V našich sedimentoch sme ho nezistili ani v oponických vrstvách.

Na základe vyššie uvedených mikrofloristických výskumov vrchného triasu v Európe sme zistili, že:

1. Tmavé bridlice litologicky rovnakého charakteru sa výrazne líšia vekom:
 - a) Staršie — lunzské vrstvy sú julské, resp. julsko-spodnotuvalské, doložené

amonitovou (*Carnites floridus*) a halobiovou (*Halobia rugosa*) faunou. Mikrofloristicky sú tieto sedimenty korelovateľné s mikroflórou lunzských vrstiev v Alpách (W. KLAUS 1960). U nás boli zistené v Nízkych Tatrách, v Malých Karpatoch a v podloží viedenskej panvy (obr. 14). Vedúce spoločenstvo mikroflóry je nasledovné: *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS, *Apiculatisporites parvispinosus* KRAUSEL and LESCHIK, *Granulatisporites parvus* (IBR.) POT. KR., *Thomsonisporites punctus* KRAUSEL and LESCHIK, *Aratrisporites scabratus* KLAUS, *Saturnisporites fischeri* KLAUS, *Ovalipollis ovalis* W. KR., *Chordasporites singulichorda* KLAUS, *Corrugatisporites klausii* KAVARY, *Cycadopites* div. sp. a i.

b) Mladší vek tmavých bridlíc v pozícii nad lunzskými vrstvami som zistila v podloží viedenskej panvy v sedimentoch litologicky rovnakých ako podložné lunzské vrstvy (Obr. 14). Sú charakterizované mikroflórou, ktorú H. VISCHER a L. KRYSZTYN (1978) korelovali s amonitovými zónami na Sicílii. V sedimentoch sa objavujú nové — mladšie prvky mikroflóry: *Granuloperculatisporites rudis*, *Duplicisporites granulatus*, *Circulina meyeriana*, *Praecirculina granifer*, *Annulispora puncta*, *Paracirculina quadruplices*.

2. Noricko-spodnorétske mikrofloristické spoločenstvá som zistila v tmavých bridliciach dolomitového komplexu v podloží viedenskej panvy (Šaštín-12, 4120—4124 m, obr. 14). Litologicky sú odlišiteľné od lunzských vrstiev len tým, že tmavé bridlice tvoria časť dolomitového komplexu (J. KYSELA 1983). Druhy mikroflóry zistené v týchto sedimentoch sú uvádzané z najvrchnejšieho triasu (norik—rét) po zónu *Riccisporites tuberculatus* (T. ORLOWSKA-ZWOLINSKA 1983). Vedúce sporomorfné spoločenstvo pre toto obdobie je: *Corolina meyeriana* (*Classopollis torosus*), *Todisporites* div. sp., *Eucommiidites* div. sp., *Cyathidites* div. sp., *Taeniaesporites rhaeticus*. Spóry uvedených rodov a druhov sa vyskytujú hojne a tvoria podstatnú zložku mikrofloristických spoločenstiev.

Korelácia mikrofloristických asociácií vrchného triasu

Typická karnská mikroflóra, ktorú sme zistili v časti sedimentov z podložia viedenskej panvy, nie je geneticky jednotná. Mieša sa v nej mikroflóra zistená v lunzských vrstvách z Álp podľa W. KLAUSA (1960), ale aj mikroflóra z karpatského keupru podľa M. PAUTSCHOVEJ (1971). Zistili sme tu aj mikroflóru z germánskeho keupru K. MÄDLERA (1964). Nie je to nijaká zvláštnosť, lebo flóry toho istého veku v triase majú veľa spoločných znakov. Naša karnská flóra (julskeho veku) je druhove oveľa bohatšia než mikroflóra spodnej časti karpatského keupru, ako aj lunzských vrstiev (W. KLAUS 1960). Pri posudzovaní presnejšieho vekového zaradenia skúmaných vrstiev by sme mohli najviac porovnávať našu flóru s flórou halobiových vrstiev v lunzských vrstvách. V sporepeloovom diagrame prevládajú rastliny ihličnaté nad výtrusnými. Toto sme nezistili v lunzských vrstvách pri Liptovskom Hrádku (E. PLANDEROVÁ 1972), kde prevládajú spóry rastlín výtrusných nad peľovými zrnami nahosemenných, a to tak kvantitatívne ako aj kvalitatívne. Rovnaké spoločenstvá ako v lunzských vrstvách v Liptovskom Hrádku zistila aj P. SNOPKOVÁ (in M. KOCHA-

NOVÁ—A. KULLMANOVÁ—P. SNOPOKOVÁ 1967) v lunzských vrstvách z Hradišťa pod Vrátnom. Porovnávajú teda výsledky z lunzských vrstiev podložja vienedskej panvy, odlišujú sa palinomorfne spoločenstvá zložením od lunzských vrstiev v Hradišti pod Vrátnom, ako aj v Liptovskom Hrádku. Lunzské vrstvy z vrtu LNV-3, ktoré vyhodnotila P. SNOPOKOVÁ (A. KULLMANOVÁ—M. KOCHANOVÁ—P. SNOPOKOVÁ—O. SAMUEL 1969), majú také isté mikrofloristické zloženie ako vo vrtoch vyhodnocovaných v tejto práci. Je pravdepodobné, že rozdiely medzi peľovými spektrami lunzských vrstiev julskeho stupňa sú spôsobené rôznymi geomorfologickými pomermi na suchej zemi, odkiaľ pochádzajú spóry a peľové zrná rastlín. Vysvetľujeme si to tak, že pri kvantitatívnej aj kvalitatívnej prevahe výtrusných rastlín predpokladáme väčší rozvoj močiarov s vlhkomilnou nížinnou vegetáciou. Pri prevahe rastlín nahosemenných predpokladáme zvýšený reliéf na suchej zemi, prípadne pohorie, na ktorom nahosemenné rastliny rástli a ich peľové zrná sa dostali do mora alebo lagúny.

Pri vyhodnocovaní palinomorf a pri porovnávaní s výskytom v alpskom a germánskom triase, ako aj v karpatskom keupri, sme zistili, že prevahu tvorí mikroflóra zodpovedajúca alpskému vývinu karnu (až 75 %); menším podielom sú zastúpené druhy príbuzné s flórou karpatského keupru (15 %) a najmenší podiel tvorí mikroflóra príbuzná s germánskym vývinom keupru.

Mikrofloristické spoločenstvo, zistené vo vyššie hodnotených sedimentoch dokladajúcich vek tuval—norik, som porovnávala so spoločenstvami, ktoré uvádza z noriku E. SCHULZ (1967) aj H. VISSCHER a L. KRYSZTYN (1978) zo Sicílie.

Mikrofloristické asociácie noricko-rétskeho veku (dolomitový komplex, Šaštín-12) som korelovala so spoločenstvami zistenými v réte bradloveho pásma (lokalita Drietoma), ďalej s mikroflórou krížňanského príkrovu v Západných Tatrách (A. GAZDZICKI—J. MICHALÍK—E. PLANDEROVÁ—M. SÝKORA 1979) a s veľkou časťou mikroflóry z tomanovskej skupiny zo západnej časti Vysokých Tatier (J. MICHALÍK—E. PLANDEROVÁ—M. SÝKORA 1976). Zistila som, že rétska mikroflóra uvedených lokalít je oveľa bohatšia na druhy rodu *Classopolis*, ktoré vytvárajú monospoločenstvá chudobné na iné druhy a rody. Preto aj predpokladám starší vek a faciálnu odlišnosť tmavých bridlíc v dolomitovom komplexe z podložja vienedskej panvy (Šaštín-12, 4120—4124 m), než má typická rétska mikroflóra z uvedených lokalít.

Porovnávaním s palinomorfnými spoločenstvami lunzských vrstiev a tmavých bridlíc z podložja vienedskej panvy, ktoré vyhodnocovala P. SNOPOKOVÁ (in A. KULLMANOVÁ—P. SNOPOKOVÁ—O. SAMUEL 1969, P. SNOPOKOVÁ in lit.) som, zistila, že:

a) Mikroflóra z vrtu Šaštín-10 a LNV-3 je zložením podobná mikroflóre lunzských vrstiev, ktoré sme zistili v oblasti Západných Karpát (obr. 14). Mikroflóra obsahuje spoločenstvo charakteristické pre julský stupeň karnu.

b) Mikrofloristické spoločenstvo z vrtov Studienka-83 a Závod-74 obsahujú už asociácie sporomorf so zastúpením druhov skupiny *Circumpoles*, ktoré sa začínajú ojedinele objavovať koncom karnu. Nerozlišujeme spoločenstvá spodného a vrchného karnu pre chudobné asociácie sporomorf, ktoré sme zistili na

vyššie uvedených vrtoch. Predpokladáme však, že časť sedimentov, v ktorých sa začínajú objavovať mladšie prvky mikroflóry (*Circulina* sp.), môžu patriť vrchnému karnu.

Porovnaním s asociáciami z vrtoch LNV-7 (2301—2504 m), LNV-6 (1660—1664 m), Šaštín-12 (4300—5000 m) sme zistili, že v našich vzorkách sú oveľa hojnejšie zastúpené sporomorfy rozšírené v tuvale—láku až v réte než v sedimentoch vrtoch Závod-74 a Studienka-83 podľa P. SNOPKOVEJ (1986 in lit.).

Paleoekologické zhodnotenie

Všetky skúmané sedimenty obsahovali morský planktón najhojnejšie zastúpený v tuvalsko-norických palinomorfnych spoločenstvách. Môžeme teda predpokladať pre uvedený komplex sedimentov morské sedimentačné prostredie. Pri zhodnocovaní vychádzame z tej skutočnosti, že sporomorfy, ktoré určujeme zo sedimentov, sú produktmi suchozemských rastlín, teda zloženie sporomorf nie je ovplyvnené faciou. Preto vyhodnocujeme paleoekologické pomery na suchej zemi. Množstvo sporomorf, ktoré som zistila v lunzských vrstvách, dokazuje blízkosť suchej zeme k sedimentačnému prostrediu. Pritom však nemôžeme priamo zistiť, o akú hĺbku sedimentačného prostredia ide. Keď berieme do úvahy dobre zachovanú exinu sporomorf, musíme vylúčiť dlhotrvajúcejšie oxidačné účinky vzduchu a slanej morskej vody, ktoré by boli nastali dlhším transportom. Týka sa to tej časti lunzských vrstiev, ktorá bola pozitívna na bohaté spoločenstvá sporomorf a morského planktónu. Podľa obsahu a zachovanosti organických zvyškov, hlavne však spór, peľových zŕn a morského planktónu, môžeme tmavé bridlice litologicky podobné lunzským vrstvám členiť na typy opísané v úvode práce.

Typom tmavých bridlic a lunzských vrstiev obsahujúcich len kerogén alebo veľmi málo sporomorf sa budeme zaoberať v budúcnosti. V tejto práci sme sa zamerali na tú časť pelitov vrchného triasu, ktorá je bohatá alebo menej bohatá na dobre zachovanú mikroflóru a morský planktón.

Z hľadiska paleoekologického vyhodnotenia môžeme rozlíšiť niekoľko typov paleoprostredia:

a) V období sedimentácie podložných sedimentov lunzských vrstiev veku longobard—spodný jul prevládali peľové zrná ihličnatých rastlín typu *Triadispora* (bot. *Voltziaceae*). Tieto sa hojne vyskytujú v evaporitových sedimentoch; na základe toho T. ORLOWSKA-ZWOLINSKA (1980) uvádza, že sú základnou zložkou flóry teplej a suchej klímy.

Keďže v našom spoločenstve sporomorf prevládajú ihličnaté rastliny tohoto typu a papraďorasty boli zastúpené len nízkym percentom, predpokladáme, že klíma v období longobardu—julu bola teplá a suchá. Zachovanosť sporomorf v skúmaných sedimentoch tohto obdobia nebola dobrá, preto predpokladáme dlhší transport spór a peľových zŕn do sedimentačného bazénu, prípadne sekundárne vplyv tlaku hornín na sporomorfy.

b) Palinomorfne spoločenstvá typu *Triadispora* neskôr vystriedali dva typy flór:

b/1 — Mikroflóra s prevahou spór patriaciach výtrusným rastlinám, najmä papraďorastom a plavúňovitým. Sú to hlavne druhy rodu *Duplicisporites*, *Aratrisporites*, *Todisporites*, *Osmundacites*, *Toroisporis*. Toto spoločenstvo je typické pre lunzské vrstvy v Liptovskom Hrádku (E. PLANDEROVÁ 1972). Tvori však časť spoločenstva aj v lunzských vrstvách z podložia viedenskej panvy. Z hľadiska paleoekologického zmena mikroflóry z ihličnatej na papraďovito-plavúňovitou značí prevahu vlhkej teplej klímy.

b/2 — Mikroflóra s prevahou rodov *Ovalipollis*. Tento typ sme zistili v niektorých sedimentoch lunzských vrstiev z podložia viedenskej panvy. Zvrat zloženia mikroflóry typu *Triadispora* na *Ovalipollis* je typický pre jul. Z botanického hľadiska nie je jasná príbuznosť peľových zrn rodu *Ovalipollis* k botanickým rodom. Považujú sa za vymrelé konifery. Prevaža peľových zrn tohoto rodu, pri súčasnom nedostatku výtrusných rastlín, poukazuje na suchšiu, ale teplú klímu. Začiatkom karnu sa peľové zrná druhov rodu *Triadispora* vyskytujú s peľovými zrnami rodu *Ovalipollis*. Preto predpokladáme, že v rámci lunzských vrstiev sú staršie tie sedimenty, v ktorých prevažujú spoločenstvá peľových zrn rodov *Triadispora* a *Ovalipollis* (Šaštín-12, 6277—6427 m; LNV-7, 3800—4400 m). Spoločenstvá sporomorf v lunzských vrstvách z vrhu Šaštín-12 patria ekologicky do tej skupiny, v ktorej prevládajú výtrusné rastliny nad rodmi *Triadispora* a *Ovalipollis*. Zatiaľ predpokladám, že staršia bola flóra s prevahou peľových zrn rodu *Ovalipollis*, *Triadispora*, *Protohaploxipinus*, s klímou teplou a suchou; vystriedala ju flóra vlhká a teplomilná, s prevahou papraďorastov.

c) Nástup mladšej flóry, ktorý som zistila pri palinologickom výskume lunzských vrstiev z tmavých nadložných bridlic, spadá do obdobia tuvalu—láku. Charakterizovaný je bohatým výskytom druhov *Granuloperculatisporites rudis*, *Corrugatisporites klausii*, *Camerasporites secatus*, *Paracirculina quadruplices*, *Circulina meyeriana* a i. Táto časť mikroflóry je fylogeneticky mladšia a vyskytuje sa spolu s julsťou papraďovito-plavúňovitou vegetáciou, ktorá v mladšom období zaniká, ale aj s tou, ktorá pretrváva až do rétu. Poukazuje na približne rovnaké paleoekologické podmienky ako v julsťom stupni karnu.

Ďalší vývoj vegetácie sa vyznačuje bohatým zastúpením spór a peľových zrn zloženia: *Circulina meyeriana*, *Polycingulatisporites* div. sp., *Granuloperculatisporites rudis*, *Classopollis* sp., *Cycadopites* div. sp. Druhy rodov *Circulina* a *Classopollis* sa objavujú koncom noriku. Fylogeneticky nadväzujú na rod *Praecirculina*, ktorý sa začal vyskytovať od konca julsťého stupňa. Botanicky patria peľové zrná rodu *Classopollis* a *Circulina* do čeľade *Cheirolepidiaceae*. Tieto rastú v suchej a teplej klíme. Ich výskyt sa uvádza v Európe až do noriku, hlavne však v období spodného rétu. Znamená vždy nástup suchej a teplej klímy. Výrazne sme toto obdobie zachytili v tomanovskej skupine vo Vysokých Tatrách (J. MICHALÍK—E. PLANDEROVÁ—M. SÝKORA 1976), kde sme zistili pomerne vysoké percento druhov rodu *Classopollis* a *Circulina*. Ešte výraznejšie sme zistili aridnú klímu počas sedimentácie ílovcov z karpatského keupru z vrchného dolomitového komplexu, patriacu do zóny *Choristoceras marschi*

v krížňanskom príkrove vo Vysokých Tatrách (A. GAZDZICKI—J. MICHALÍK—E. PLANDEROVÁ—M. SÝKORA 1979). V spórovo-peľových spoločenstvách tvoria 80 % peľové zrná rodu *Classopollis*. Tieto majú hrubšiu exinu než na ostatných lokalitách toho istého veku, čo je tiež dôkazom veľmi suchej teplej klímy.

V období sedimentácie tmavých bridlíc v dolomitovom komplexe v podloží viedenskej panvy nemôžeme predpokladať takú vysoko aridnú klímu, a to pre prítomnosť bohatého spoločenstva výtrusných rastlín. Vyššie percento peľových zŕn ihličnatých rastlín, spolu s bohatším zastúpením druhov rodu *Circulina* a *Classopollis*, však už dokazuje, že sedimentácia prebehla na začiatku obdobia suchej teplej klímy, ktorú sme zistili v réte. Tieto pozorovania zodpovedajú aj paleoekologickým zhodnoteniam vrchného triasu v Poľsku (T. ORLOWSKA-ZWOLINSKA 1983).

Okrem paleoekologických podmienok v akých rástla fosilná flóra, môžeme sa vyjadriť čiastočne ku geomorfológii terénu na suchej zemi a blízko k sedimentačnému bazénu. Všeobecne môžeme konštatovať, že tam, kde sme zistili bohaté spoločenstvá papradorastov a plavúne a malé zastúpenie ihličnatých rastlín, môžeme predpokladať močiarne vlhkomilné rovinné oblasti. Pri prevahe peľových zŕn ihličnatých rastlín predpokladáme zvýšený reliéf, prípadne vyššie položené svahy kopcov.

Blízkosť suchej zeme predpokladáme tam, kde spórovo-peľové spoločenstvá obsahovali bohaté spoločenstvá spór a peľových zŕn (podložie viedenskej panvy, Liptovský Hrádok, Hradište pod Vrátnom). Podľa zachovanosti sporomorfa a ich druhového bohatstva môžeme predpokladať až lagunárne prostredie.

Záver

Palinologickým výskumom lunzkých vrstiev a tmavých bridlíc v ich nadloží v oblasti Západných Karpát som zistila:

1. Lunzské vrstvy v oblasti Karpát sú veku

a) julskeho,

b) tmavé bridlice v nadloží lunzkých vrstiev sú veku tuvalsko-lábskeho s dobre zachovanou a veľmi bohatou mikroflórou, s typickým spoločenstvom sporomorfa, korelovateľných s mikroflórou lunzkých vrstiev v Alpách a mikroflórou z „Gipskeupru“ a „Schilfsandsteinu“ germánskeho vývinu triasu.

2. Tmavé bridlice v dolomitovom komplexe sú veku norického až spodnorického, s typickou noricko-rétskou mikroflórou.

3. Všetky zistené výsledky sú korelované so sedimentmi obsahujúcimi amonitovú faunu.

4. Mikrofloristické spoločenstvá vrchného triasu, hlavne z podložia viedenskej panvy, boli porovnávané so spoločenstvami vrchného triasu vo vývine karpatského keupru.

5. Paleoekologické podmienky sme rekonštruovali na základe charakteru mikroflóry nasledovne:

- a) Klíma teplá suchšia v období longobard—spodný jul (podložie lunzských vrstiev LNV-7, Šaštín-12).
- b) Klíma teplá suchá s mladšími druhmi ihličnatých rastlín v jule (podložie viedsenskej panvy).
- c) Klíma teplá vlhká v období julu (podložie viedsenskej panvy).
- d) Klíma vlhká teplá v období sedimentácie tmavých bridlíc nad lunzskými vrstvami (podložie viedsenskej panvy, LNV-7, LNV-6, Šaštín-12).
- e) Klíma suchšia teplá v období sedimentácie tmavých bridlíc dolomitového komplexu (Šaštín-12).

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XI—XVII

Fotografie sporomorf sú zväčšené 1000 × okrem inak vyznačených vo vysvetlivkách.

Tabuľka XI

- 1—2 *Punctatisporites cf. digestus* LESCHIK (LNV-7, 2201 m)
- 3 *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) SCHULZ (LNV-7, 3068 m; Šaštín-12, 4120 m)
- 4 *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) SCHULZ (LNV-7, 3068 m; Šaštín-12, 4120 m)
- 5 *Gleichenioidites umbonatus* (BOL.) KRUTZSCH (LNV-6, 1660—1700 m)
- 6 *Toroisporis* sp. Foto SEM, zv. 2000 ×
- 7 *Toroisporis* sp.
- 8 *Distanulisporites punctatus* KLAUS (Malacky-20)
- 9 *Duplicisporites granulatus* LESCHIK (Láb-90, 2780 m)
- 10 *Toroisporis* sp. (LNV-6, 1660—1700 m)
- 11 *Stereisporites radiatus* SCHULZ (LNV-7, 2900 m)
- 12—13 *Cyathidites minor* COUPER (LNV-7, 2301 m)
- 14 *Deltospora crassixina* NILSS. (LNV-7, 2501 m)
- 15 *Retusotriletes mesozoicus* KLAUS (LNV-6,) 1660—1700 m)
- 16 *Deltospora* sp. (?*Cyathidites australis*) — (LNV-7)
- 17 *Punctatisporites toralis* LESCHIK (LNV-7, 1764 m)

Tabuľka XII

- 1 *Conosmundasporites othmari* KLAUS (Malacky-20)
- 2 *Todisporites cinctus* (MALJ.) ORLOWSKA-ZWOLINSKA (LNV-6, 1660 m)
- 3—4 *Porceilispora longdonensis* (CLARKE) SCHEURING
- 5 *Todisporites cf. major* COUPER (LNV-6, 1660 m; Šaštín-12, 5446 m)
- 6—7 *Cyclogranisporites* sp. (Šaštín-12, 5446 m)
- 8—9 *Camerosporites secatus* LESCHIK (LNV-6, 1669 m)

Tabuľka XIII

- 1 *Conosmundasporites* sp. (Šaštín-12, 4124 m)
- 2—3 *Aratrisporites cf. rotundus* MÄDLER (LNV-7, 2301 m)
- 4—5 *Anapiculatisporites parvispinosus* LESCHIK—REINH. (Šaštín-12, 4120 m)
- 6 *Chasmatosporites apertus* (ROG.) NILSS. (Šaštín-12, 4120 m)
- 7, 11 *Polycingulatisporites cf. circulus* SIM. KEDN. (Šaštín-12, 4120—4124 m)
- 8 *Deltoidospora* sp.
- 9 *Carnisporites telephorusus* (PAUTSCH) MÄDLER (Šaštín-12, 4848 m)
- 10 *Camaronosporites rudis* (Leschik) KLAUS (LNV-2, 1746 m)

Tabuľka XIV

- 1—2 *Thomsonisporites toralis* LESCHIK (LNV-6, 1669 m)
- 3 *Circulina meyeriana* KLAUS (Šaštín-12, 4124 m)

- 4—5 *Circulina meyeriana* KLAUS (LNV-7, 1660 m)
- 6 *Camerosporites aulosenensis* SCHULZ, (Šaštín-12, 4120—4124 m)
- 7 *Thomsonisporites* sp. (LNV-2, 1746 m)
- 8 *Cyathidites* cf. *sobuli* REINH. (ŠAŠTÍN-12, 4400—4120 m)
- 9 *Retiriletes* sp. (LNV-6, 1660 m)
- 10 *Cingulizontriletes rhaeticus* (REINH.) SCHULZ (Šaštín-12, 4120—4124 m)

Tabuľka XV

- 1, 8 *Granuloperculatisporites rudis* VEN. GOCZ. (Šaštín-12, 4124 m)
- 2 *Carnisporites anteriscus* MORBEY (Šaštín-12, 4120—4124 m)
- 3 *Lagenella martini* KLAUS (LNV-7, 2501 m)
- 4 *Aulisporites astigosus* (LESCHIK) KLAUS (Malacky-20, 3426 m)
- 5 *Chasmatosporites elegans* NILSS. (LNV-7, 2301 m)
- 6—7 *Punctatosporites* sp. (LNV-7; Šaštín-12, 4124 m)
- 9 *Praecirculina granifer* KLAUS (LNV-7, 2301—2304 m)
- 10 *Classopollis simplex* (DANZE—LORSIN—LEWEIN) REINH. WILL. (Šaštín-12, 3120 m)
- 11—12 *Circulina meyeriana* KLAUS (LNV-6, 1660 m; Šaštín-12, 4124 m)
- 13 *Zonalasporites cinctus* LESCHIK (Šaštín-12, 4120—4124 m)

Tabuľka XVI

- 1 *Ovalipollis ovalis* W. KR. (LNV-7, 2995 m)
- 2 *Ovalipollis* sp. (LNV-6, 1660 m)
- 3 *Protohaploxypinus* sp. (LNV-7, 2901 m, 2995 m)
- 4 *Triadispora delicata* ORLOWSKA-ZWOLINSKA (Šaštín-12, 4124 m)
- 5 *Triadispora modesta* SCHEURING (LNV-7, 3140 m)
- 6 *Triadispora* sp. (LNV-7, 1745 m)
- 7 *Protohaploxypinus* sp. 2 (Láb-90, 2780—2790 m)
- 8 *Protohaploxypinus* sp. 2, Foto SEM, zv. 1300 ×

Tabuľka XVII

- 1 *Patinasporites* sp. (Šaštín-12, 4848 m)
- 2 *Platysaccus leschiki* HART (LNV-2, 1746 m)
- 3 *Diaphanisporites diaphanus* PAUTSCH
- 4 *Triadispora obscura* SCHEURING (Šaštín-12, 4800 m)
- 6 *Ginkgocycadopites* sp. 1 (LNV-7, 2301 m)
- 7—8 ?*Benetittinaepollenites* sp. (LNV-7, 2301 m, Šaštín-12, 4121—4124 m)
- 5, 9, 11, 12 *Monosulcites minimus* COOKSON (LNV-6, 1660 m; LNV-7, 4121 m)
- 10 *Ginkgocycadopites* sp. 3 (LNV-6, 1660 m)
- 13 *Cycadopites* cf. *major* (LNV-7, 2301 m)
- 14 *Lagenella martini* (LESCHIK) KLAUS (LNV-7, 2995 m)
- 15 *Ginkgocycadopites* sp. 2 (Šaštín-12, 4800 m)
- 16 *Cycadopites bleibergensis* KAVARY (Malacky-20, 3426 m)

Paulína Snopková

Palinologický výskum sedimentov z podložia neogénu viedenskej panvy

6 obr. (14—19), 16 fotografických tabuliek XVIII—XXXIII

Obsah

Palinologické vyhodnotenie.	94
Stratigrafická interpretácia a korelácia	98
Súhrn získaných výsledkov	102

Pri skúmaní hlbokých štruktúrnych vrtoch v oblasti Záhoria v podloží neogénu viedenskej panvy sa pomerne často vyskytovali vo vrtných jadrách jemnozrné detritické sedimenty bez fosílnych zvyškov, ktoré svojím celkovým vzhľadom i spôsobom sedimentácie pripomínali lunzské vrstvy, paleogénne sedimenty alebo aj iné podobné súvrstvia.

Keďže objasnenie stratigrafickej pozície takýchto detritických súvrství je veľmi dôležité pre riešenie problému vyhľadávania živíc v predmetnej oblasti, hlavne pre objasnenie geologickej stavby podložia neogénnych sedimentov, pristúpilo sa aj k palinologickému výskumu uvedených horizontov z hlbokých štruktúrnych vrtoch.

V rokoch 1981—1983 boli vyhodnotené vzorky z tmavých bridlíc z vrtu Závod-74 (hĺbka 4330—4333 m), Závod-75 (hĺbka 4270—4273 m) a Studienka-83 (hĺbka 3353—3358 m a hĺbka 3430—3435 m), predstavujúcich jeden stabilný horizont.

Z týchto istých vrtoch boli skúmané tmavé bridlice s vložkami anhydritov Závod-74 (4126—4130 m) Závod-75 (4147—4152 m). Výskum nadväzoval v podstate na staršie práce z roku 1968, a to na vrt Lakšárska Nová Ves-3 a Šaštín-10 (A. KULLMANOVÁ—M. KOCHANOVÁ—P. SNOPKOVÁ—O. SAMUEL 1969), Lakšárska Nová Ves-2, -6, -7, Malacky-20 a Láb-90, -91 (E. PLANDEROVÁ 1983).

Účelom tejto práce je zhodnotiť doterajšie výsledky a pokúsiť sa spresniť jednotlivé časové obdobia sedimentácie jemných, tmavých detritických súvrství. Aby sme získali ucelený obraz o spoločenstvách mikroflóry nájdenej v skúmaných vrtoch, budeme postupovať od najstarších súvrství po najmladšie.

Palinologické vyhodnotenie

Za vekove najstaršie, s pomerne bohatou mikroflórou, môžeme označiť čierne ílovce až bridlice s anhydritmi. Ich časové rozpätie sa podarilo zatiaľ zistiť na základe palinoflóry ako vrchný perm—spodný trias. Mikroflóra bola pomerne tmavá, ťažko určiteľná. Takéto spoločenstvo nebolo doteraz v mezozoických sedimentoch podložia neogénu viedenskej panvy nájdené.

Fácia čiernych bridlíc s anhydritmi bola zachytená vrtom Závod-74 v hĺbke 4126 až 4130 m a vrtom Závod-75 v hĺbke 4147—4152 m.

Vo vrte Závod-74 (4126—4130 m) nájdená mikroflóra bola dosť tmavá a malých rozmerov (od 20—50 μ m).

Bohatšie sú zastúpené bisakátne typy rodu *Karpatisporites* získané z melafýrovej série chočského príkrovu a v starohorskom perme (E. PLANDEROVÁ 1973, 1974). Z tohoto rodu sa v skúmaných vzorkách vyskytol druh *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ. Ďalej sa našiel typický vrchnopermský rod *Lueckisporites* s druhom *Lueckisporites parvus* KLAUS. Druhy *Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS, *Klausipollenites schaubegeri* POTONIÉ—KLAUS a cf. *Striatites minor* KLAUS charakterizujú prevažne vrchnú časť vrchného permu až spodný trias. Druh cf. *Microcachrydites doubingeri* KLAUS uvádza W. KLAUS (1964) zo spodného až stredného triasu. Ostatné druhy, nájdené v jednotlivých úsekoch skúmanej hĺbky, majú širšie stratigrafické rozpätie (obr. 14).

Podobné spoločenstvo mikroflóry sa našlo v šedých až čiernych ílovcoch s anhydritmi z vrtu Závod-75 v hĺbke 4147—4152 m (č. jadra 2, interval 1,2, 3,3), ale chudobnejšie na druhy než vo vrte Závod-74. Aj tu sa vyskytli malé formy rodu *Karpatisporites* (*Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ a *Karpatisporites* cf. *minimus* PLANDEROVÁ), ďalej peľové zrná rodu cf. *Limitisporites*, *Lueckisporites* (*Lueckisporites parvus* KLAUS), *Triadispora* (*Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS) a *Platysaccus*. Uvedené rody a druhy charakterizujú najvrchnejší perm—spodný trias. Z druhov, ktoré sa vyskytujú v spodnom až strednom triase, sme zistili cf. *Vitreisporites reductus* MÄDLER a cf. *Microcachrydites doubingeri* KLAUS (M. MÄDLER 1964, W. KLAUS 1964).

Mikroflóra z tmavosivých až čiernych bridlíc s anhydritmi z vrtov Závod-74, -75 s výskytom rodu *Karpatisporites*, *Klausipollenites* a ojedinelým výskytom rodu *Lueckisporites*, sa zhoduje s mikroflórou, ktorú uvádza E. PLANDEROVÁ (1973, 1974) zo sedimentov vrchného permu Spišského Štiavniku a Starých Hôr. Autorka radí mikroflóru z uvedených oblastí do vrchnej časti vrchného permu. Mikroflóra zo skúmanej hĺbky sa líši od korelovanej mikroflóry tým, že sa v skúmaných bridliciach nevyskytol typický vrchnopermský rod *Vittatina*, a našlo sa len málo striátnych foriem, ako aj málo druhov rodu *Lueckisporites*.

Môžeme predpokladať, že mikroflóra získaná z tmavých ílovcov s anhydritmi skúmaných vrtov je pomerne mladšia než mikroflóra z oblasti Spišského Štiavniku a Starých Hôr. Poukazujú na to aj druhy *Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS, cf. *Vitreisporites reductus* MÄDLER a *Microcachrydites* cf. *doubingeri* KLAUS, s výskytom vo vrchnom perme až spodnom triase, v spodnom triase až strednom triase a v triase (tab. XVIII, obr. 14).

V hĺbke 4270—4273 m (jadro č. 4, interval 1,2) v tmavošedých vápenitých ílovcoch a pieskovecch vrtu Závod-75 sa nachádzali chudobné spoločenstvá mikroflóry, odlišné od mikroflóry zistenej v tmavosivých až čiernych ílovcoch s anhydritmi a odlišné od mikroflóry, ktorá bola zistená v tmavých bridliciach vrtu Závod-74 (Hĺbka 4330—4333 m). Prevažná väčšina určených druhov sa opisuje v keuperi v germánskom vývoji, ktorý zodpovedá u nás vrchnému ladinu až rétu vo vývoji alpskom. Tak druhy *Leschikisporites aduncus* LESCHIK a *Giberosporites hirsutus* (LESCHIK) LESCHIK uvádzajú autori M. MÄDLER (1964), T. ORLOWSKA ZWOLINSKA (1979) zo spodného až stredného keuperu Nemecka a Poľska. Druh *Elipsovelatisporites plicatus* KLAUS sa podľa W. KLAUSA (1960) vyskytuje v strednom (anis—ladin) až vrchnom triase v alpskom vývoji a druh *Patinasporites* cf. *obulus* uvádzajú autori P. REINHARDT—W. SCHMITZ (1965) zo stredného triasu Nemecka (Buntsandstein). Nájdene monosulkátne peľové zrná (cf. *Monosulcites perforatus* MÄDLER a *M.* cf. *minus* COOKSON) sa vyskytujú od vrchného permu až po trias (obr. 14).

Na základe výskytu chudobnejšieho spoločenstva mikroflóry a na základe výskytu druhov s užším stratigrafickým rozpätím, možno tmavošedé vápnité ílovce vekove zaradiť do stredného (ladin) až vrchného triasu (karn). V podloží tmavošedých vápnitých ílovcov v hĺbke 4335—4340 m našla J. PAPŠOVÁ (1983) konodonty strednotriasového veku.

Pomerne bohatšie a lepšie zachované spoločenstvo mikroflóry bolo v lunzských vrstvách vrtov LNV-3 (hĺbka 1115—1117 m, 1270—1281 m), Závod-74 (hĺbka 4330—4333 m), Studienka-83 (hĺbka 3353—3358 m, 3430—3435 m) a Šaštín-10 (hĺbka 2232—2237 m, 2483—2488 m). Ako sme už v úvode uviedli, výsledky z vrtov Šaštín-10 a Lakšárska Nová Ves-3, boli už publikované v práci autorov A. KULLMANOVÁ—M. KOCHANOVÁ—P. SNOPKOVÁ—O. SAMUEL (1969). No nakoľko ide o komplexné vyhodnotenie všetkých vrtov z podložja neogénu viedenskej panvy a o ich vekové korelácie, v krátkosti zhodnotíme dosiahnuté výsledky.

Z vrtu LNV-3 bolo palinologicky spracovaných viac vzoriek. Bohatšie spoločenstvo mikroflóry nám poskytli tmavosivé ílovité bridlice z 2 vzoriek z hĺbok 1270—1281 m a 1115—1117 m. Určené druhy majú svoje rozšírenie vo vrchnom triase v alpskom vývoji. Sú to: *Camarozonosporites* cf. *rudis* (LESCHIK) KLAUS, *Ovalipollis* cf. *lunzensis* KLAUS, *Osmundacidites* cf. *alpinus* KLAUS, *Styxisporites cooksonae* KLAUS, *Baculatisporites comaumensis* KLAUS. Druhy trilétnych spór, ako *Polycingulatisporites* cf. *circulus* KDS.—SIMONCS, *Toroisporis* (*Toroisporis*) cf. *crassiexinus* KDS.—SIMONCS uvádzajú M. KEDVES—P. SIMONOSICS (1964) z vrchého triasu až liasu Maďarska. Stratigraficky najdôležitejšie druhy sú: *Aulisporites* cf. *astigmaticus* (LESCHIK) KLAUS, *Paraconcavisporites* cf. *lunzensis* KLAUS, *Conbaculatisporites mesozoicus* KLAUS a *Ovalipollis* cf. *grebae* KLAUS. Tieto druhy sa podľa W. KLAUSA (1960) vyskytujú v karne východoalpského triasu. Okrem mikroflóry sa ojedinele vyskytli v hĺbke 1270—1281 m zo skupiny *Acritarcha* rody *Veryhachium* sp. a *Michrhystridium* s druhom *M.* cf. *incospicuum* DEFLANDRE, ktoré svedčia o tom, že ílovité bridlice sedimentovali v morskom prostredí (obr. 14).

Ak zoberieme do úvahy druhy, ktoré svoj výskyt obmedzujú na vrchný trias a druhy, ktoré sú charakteristické pre karn, môžeme predpokladať aj po prehodnotení výsledkov, že tmavé ílovité bridlice z vrtu LNV-3 (hĺbka 1115—1117 m, 1270—1281 m) sú karnského veku. Získané palinologické výsledky sú v súlade s výsledkami makrofauny lamelibranchiátov. M. KOCHANOVÁ (in A. KULLMANOVÁ—M. KOCHANOVÁ—P. SNOPKOVÁ 1969) zistila druh *Halobia rugosa* GÜMBEL, známy z karnu, hlavne z lunzských vrstiev.

Podobné palinologické výsledky boli dosiahnuté aj v tmavom flyšovitom súvrství z vrtu Šaštín-10 z hĺbok 2232—2237 m 2483—2488 m. Získaná mikroflóra sa rodove aj druhove zhoduje s mikroflórou z tmavých ílovitých bridlic vrtu Lakšárska Nová Ves-3. Rozdiel je iba v tom, že spoločenstvo mikroflóry v čiernych ílovitých bridliciach z vrtu Šaštín-10 bolo chudobnejšie a aj horšie zachované, hoci ílovité bridlice mali pelitickejší charakter. Zo stratigraficky významnejších druhov, ktoré poukazujú na karnský vek flyšovitého súvrstvia, sú zastúpené: *Aulisporites* cf. *astigmaticus* KLAUS, *Paraconocavispores* cf. *lunzensis* KLAUS, *Lycopodiacidites keuperi* KLAUS, *Ovalipollis* cf. *grebae* KLAUS a *Combaculatisporites* cf. *mesozoicus* KLAUS. Ostatné druhy (obr. 16) sa vyskytujú vo vrchnom triase. Podobne ako vo vrte Lakšárska Nová Ves-3 (1115—1117 m), tak aj v tomto vrte, v hĺbke 2232—2237, našla M. Kochanová makrofaunu bivalvií — druh *Halobia* ex gr. *rugosa* GÜMBEL, vyskytujúca sa v karne. Získané palinologické výsledky sú opäť v súlade s výsledkami makrofauny.

Z vrtu Závod-74 boli palinologicky spracované tmavošedé ílovce striedajúce sa s pieskovecami z hĺbky 4330—4333 m (jadro č. 7, interval 0,30—0,50, 2,70—3,0). Mikroflóra tu bola pomerne bohatá, dobre zachovaná. Prevažná väčšina druhov z nájdeného spoločenstva mikroflóry sa vyskytuje vo vrchnom triase, hlavne v karne v alpskom vývoji. Môžeme ju porovnať s druhmi zistenými v spodnom až strednom keupri v germánskom vývoji. Podľa W. KLAUSA (1960) druhy *Paraconocavispores lunzensis* KLAUS, *Saturnisporites* cf. *granulatus* KLAUS, *S.* cf. *fimbriatus* KLAUS, *Aratrisporites scabratus* KLAUS, *A.* cf. *paraspinosus* KLAUS, *Conosmundasporites othmari* KLAUS sa vyskytujú v karne východoalpského triasu, hlavne v karditových, halobiových a lunzských vrstvách. Zatiaľ čo sa v lunzských vrstvách vrtov LNV-3 a Šaštín-10 nenašli peľové zrná zo skupiny *Circumpolles*, v tomto hĺbkovom intervale boli zistené 3 druhy, a to: *Paracirculina scurrillis* SCHEURING, *P. tenebrosa* SCHEURING a *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS. Tieto druhy uvádza B. W. SCHEURING (1970) z „Gipskeupru“ (zodpovedá karnu až noriku v alpskom vývoji triasu) na lokalite Bülchertunnel vo Švajčiarsku. V spoločenstve mikroflóry, ktorej druhy majú stratigrafický význam, sa vyskytli aj druhy so širším stratigrafickým rozpätím, opísané zo spodného a stredného keupru v germánskom vývoji (*Triadispora krauseli* LESCHIK, *Carnisporites telephorus* (PAUTSCH) MÄDLER, *Aratrisporites saturni* (THIERG.) MÄDLER a *Leavigatisporites toralis* LESCHIK) a z karnu až rétu (*Ovalipollis lunzensis* KLAUS), poprípade z karnu až liasu (*Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH) v alpskom vývoji. Mikroplanktón v tomto úseku nebol zistený. Pravdepodobne sa nezachoval. Z celkového spoločenstva mikro-

EOCÉN		OLIGOCÉN		MIOCÉN					VEK				
Kulz	Lutět	Präben	Sanois	Rupel	Chat	Eger	Eger- burg	Oinang	Karpat	Böden	Sarmat	S t u p n e	
												1340 - 1345 m	Leitritletes microadriennis W. Kr.
													Carpinuspollenites carpinooides /Pf/ E. Nagy
													Alnipollenites verus R. Pot.
													Pityosporites microalatus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Pityosporites labdacus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Cedripites
													Monocolpopollenites tranquillus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Triatriopollenites coryphaeus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Tricolporopollenites microhenrici /R. Pot/ W. Kr.
													Tricolporopollenites cingulum R. Pot.
													Cyrtillaceapollenites megaexactus /R. Pot/ R. Pot.
													Rhoipites pseudocingulum /R. Pot/ R. Pot.
													Caryapollenites simplex /R. Pot/ R. Pot.
													Polyatriopollenites stellatus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Intratriporopollenites instructus /R. Pot/ Th. et Pf.
												1490-1492 m	Leitritletes adriennis W. Kr.
													Polypodiisporites alienus /R. Pot/ E. Nagy
													Toroisporites cf. arealis W. Kr.
													Subtrioropollenites cf. constans R. Pot.
													Tricolporopollenites cingulum R. Pot.
													Illexpollenites margaritatus /R. Pot/
												1520-1523 m	Toroisporites cf. arealis W. Kr.
													Baculatisporites cf. quintus /Th. et Pf/ W. Kr.
													Triatriopollenites coryphaeus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Leitritletes cf. adriennis W. Kr.
													Inaperturopollenites dubius /R. Pot. et Ven/ Th. et Pf.
													Pityosporites microalatus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Caryapollenites simplex /R. Pot/ R. Pot.
													Inaperturopollenites dubius /R. Pot. et Ven/ Th. et Pf.
													Pityosporites Seward
													Monocolpopollenites tranquillus /R. Pot/ Th. et Pf.
													Tricolporopollenites cingulum R. Pot.
													Cyrtillaceapollenites megaexactus /R. Pot/ R. Pot.
													Rhoipites pseudocingulum /R. Pot/ R. Pot.
												1681-1683 m	Leitritletes cf. microadriennis W. Kr.
													Baculatisporites quintus /Th. et Pf/ W. Kr.
													Pityosporites microalatus /R. Pot. et Ven/ Th. et Pf.
													Pityosporites Seward

Obr. 15 Palinoofóra z terciéru vo vrte LNV-3 (P. SNOPOKOVÁ)

T R I A S										V E K									
J U R A										J U R A									
spodný										spodný									
stredný										stredný									
vrchný										vrchný									
Rét										Rét									
Norik										Norik									
Karn										Karn									
Ladin										Ladin									
Anis										Anis									
Skýti (Verřán)										Skýti (Verřán)									
pestrý pieskovec										pestrý pieskovec									
										Alpský vývoj									
										Germánský vývoj									
1115 - 1117										Aulisporites cf. astigosus /Leschik/ Klaus									
										Paraconcavisporites cf. lunzensis Klaus									
										Camarozonosporites cf. rudis /Leschik/ Klaus									
										Ovalipollis cf. lunzensis Klaus									
										Vitresporites cf. pallidus Mädlar									
1270 - 1281										Aulisporites cf. astigosus /Leschik/ Klaus									
										Paraconcavisporites cf. lunzensis Klaus									
										Conbaculatisporites mesozoicus Klaus									
										Ovalipollis cf. grebae Klaus									
										Camarozonosporites cf. rudis /Leschik/ Klaus									
										Osmundacidites cf. alpinus Klaus									
										Styxisporites cooksonae Klaus									
										Chordasporites cf. platysacus Mädlar									
										Vitresporites cf. pallidus Mädlar									
										Ovalipollis cf. lunzensis Klaus									
										Baculatisporites cf. comaumensis Cookson/R.Pat.									
										Polycingulatisporites cf. circulus Simons.-Kds.									
										Toraisporites cf. crassixinus Kds.-Simons.									
										Elipsovelatisporites cf. plicatus Klaus									
										Monosulcites cf. minimus Cookson									
4330 - 4333										Paraconcavisporites lunzensis Klaus									
										Saturnisporites cf. granulatus Klaus									
										Saturnisporites cf. fimbriatus Klaus									
										Aratrisporites scabratus Klaus									
										Aratrisporites cf. paraspinosus Klaus									
										Conosmundasporites othmari Klaus									
										Paracirculina tenebrosa Scheuring									
										Paracirculina scurrillis Scheuring									
										Praecirculina granifer /Leschik/ Klaus									
										Patinasporites densus Leschik									
										Osmundacidites senectus Balme									
										Triadispora kreuseli Leschik									
										Carnisporites telephorus /Pautsch/ Mädlar									
										Aratrisporites saturni /Thierg/ Mädlar									
										Laevigatisporites toralis Leschik									
										Ovalipollis lunzensis Klaus									
										Ovalipollis ovalis Krutzsch									
										Chordasporites cf. singulicordata Klaus									
										Monosulcites perforatus Mädlar									
										Monosulcites minimus Cookson									
4270 - 4273										Paracirculina scurrillis Scheuring									
										cf. Triadispora modesta Scheuring									
										Leschikisporites aduncus Leschik									
										Apiculatasporites minimus Leschik									
										Gibeosporites hirsutus /Leschik/ Leschik									
										Elipsovelatisporites plicatus Klaus									
										Patinasporites ovulus Reinhardt									
										cf. Monosulcites perforatus Mädlar									
										Monosulcites minimus Cookson									
										ALPSKÝ VÝVOJ									
										GERMÁNSKY VÝVOJ									
3353 - 3358 m (j.č.5)										Aulisporites astigosus (Leschik) Klaus									
										Paraconcavisporites lunzensis Klaus									
										Aratrisporites paraspinosus Klaus									
										Tigrisporites haleissis Klaus									
										Saturnisporites cf. fischeri Klaus									
										Combaculatisporites mesozoicus Klaus									
										Praecirculina granifer (Leschik) Klaus									
										Paracirculina cf. tenebrosa Scheuring									
										Ovalipollis lunzensis Klaus									
										Patinasporites iustus Klaus									
										Triadispora boelchii Scheuring									
										Triadispora cf. stabilis Scheuring									
										Pseud-enzonasporites summus Scheuring									
										Duplicisporites verrucosus Scheuring									
										Osmundacites alpinus Klaus									
										Diatatanulisporites punctus Klaus									
										Anapiculatisporites cf. parvispinosus -schik									
										Apiculatisporites hirsutus Kräusel - Leschik									
										Laevigatisporites cf. tenuis Leschik									
										Leiotriletes mesozoicus Mädlar									
										Pityosporites neomundanus Leschik									
										cf. Microcachrydites sittleri Klaus									
										cf. Microcachrydites doubingeri Klaus									
										Calamospora nathorstii /Halle/Klaus									
3430 - 3435 m (j.č.6)										Conosmundasporites othmari Klaus									
										Corrugatisporites klausii Kavary									
										Aulisporites astigosus /Leschik/ Klaus									
										Microreticulatisporites opacus /Leschik/ Klaus									
										Anapiculatisporites telephorus /Pautsch/Klaus									
										Paracirculina scurrillis Scheuring									
										Praecirculina granifer /Leschik/Klaus									
										Enzonasporites tenuis /Leschik/ Klaus									
										Pseud-enzonasporites summus Scheuring									
										Triadispora boelchii Scheuring									
										Anapiculatisporites telephorus /Pautsch/Klaus									
										Porcelispora longdonensis /Clarke/ Scheuring									
										Taeniaesporites krauseli Leschik									
										Ovalipollis ovalis /Krutzsch/Klaus									

Obr. 18 Palinoflora z vrtu Studienka-83 (P. SNOPOKOVÁ)

flóry z tmavošedých ílovcov vrtu Závod-74 sú početnejšie zastúpené druhy, ktoré sa vyskytujú v karne východoalpského triasu (W. KLAUS 1960). Môžeme teda konštatovať, že tmavosivé ílovce, striedajúce sa s pieskovecami, sedimento-

T R I A S										V E K	
J U R A										A l p s k ý v ý v o j	
H l b k a v m										G e r m á n s k y v ý v o j	
v r t										S a š t i n - 1 0	
spodný	stredný									2232 - 2237	Aulisporites cf. astigosus Klaus.
											Paraconcuvisporites cf. lunszensis Klaus
											Lycopodiacidites kueperi Klaus
											Osmundacites cf. alpinus Klaus
											Ovalipollis cf. grebae Klaus
											Cambaculatisporites cf. mesozoicus Klaus
											Osmundacidites cf. alpinus Klaus
											Camarozonosporites cf. rudis Klaus
											Duplicisporites cf. mancus /Leschik/
											Calamospora cf. nathorstii /Halle/
											Vitreisporites cf. pallidus Mädlar
											Monocolpopollenites cf. magnus Nilson

Obr. 16 Palinoflóra z lunszkých vrstiev vrt Šaštín-10 (P. SNOPOKOVÁ)

E O C Ě N		O L I G O C Ě N		M I O C Ě N				V E K					
Kuiz	Lutět	Priabon	Sonois	Rupel	Chat	Eger	Egen-burgi	Oftang	Karpath	Báden	Sarmat	S t u p n e	
												1744 - 1749 m	Alnipollenites verus /R.Pot./ R. Pot.
													Plicapollis pseudoexcelsus /W.Kr./ W. Kr.
													Triatripollenites coryphaeus /R. Pot./ Th. et Pf.
													Tricolporopollenites microhenrici /R. Pot./ Th. et Pf.
													Tricolporopollenites cingulum /R. Pot./ Th. et Pf.
													Inaperturopollenites cf. dubius /R. Pot./ Th. et Pf.
												1795 - 1800 m	Carpinuspollenites carpinoides /R. Pot./ E. Nagy
													Tricolporopollenites microhenrici /R. Pot./ W. Kr.

Obr. 17 Palinoflóra z terciéru z vrtu Šaštín-10 (P. SNOPOKOVÁ)

vali na základe výsledkov mikroflóry v karne, podobne ako lunzské vrstvy vo vrtoch LNV-3 a Šaštín-10 (obr. 14, 16).

Tmavosivé ílovce s vložkami pieskocov, totožné s reingrabenskými bridlicami v Alpách (J. KYSELA 1983) z vrtu Studienka-83, boli palinologicky skúmané z hĺbky 3353—3358 m (jadro č. 5, interval 0,3—1,3 a 1,3—4,6) a 3430—3435 m (jadro č. 6, interval 4,7—4,9).

Pomerne bohatú palinoflóru obsahovali vzorky z hĺbky 3353—3358 m (jadro č. 5, interval 0,3—1,3). Našla sa tu palinoflóra opisovaná z vrchného triasu v alpskom vývoji, ale i v keupri v germánskom vývoji. Našli sa aj druhy s užším stratigrafickým rozpätím, vyskytujúce sa hlavne v karne (*Paraconocavites lunzensis* KLAUS, *Saturnisporites cf. fischeri* KLAUS, *Aratrisporites paraspinosus* KLAUS, *Tigrisporites halleinis* KLAUS, *Conbaculatisporites mesozoicus* KLAUS). Pomerne mnohé palinomorfy nájdené v skúmaných hĺbkach sa vyskytujú v „Gipskeuperi“ (karn—norik) zo Švajčiarska (B. W. SCHEURING 1970, 1978): *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS, *Paracirculina cf. tenebrosa* SCHEURING, *Patinasporites iustus* KLAUS, *Pseudenzonalasporites summus* SCHEURING, *Triadispora stabilis* SCHEURING, *T. böhlhii* SCHEURING.

V hĺbke 3430—3435 m (jadro č. 6, interval 4,7—4,9) bolo podobné spoločenstvo ako v hĺbke 3353—3358 m, len bolo chudobnejšie na druhy. Nájdené druhy, ako to vidno v obr. 18. charakterizujú jednak karn východných Álp (W. KLAUS 1960) a jednak „Gipskeuper“ (karn—norik) Švajčiarska (B. W. SCHEURING 1970, 1978). Z druhov, ktoré sa obmedzujú na karn, sme zistili hlavne *Conosmundasporites othmari* KLAUS, *Corrugatisporites klausii* KAVARY, *Aulisporites astigmosus* (LESCHIK) KLAUS a *Microreticulatisporites opacus* (LESCHIK) KLAUS. K druhom zo skupiny *Circumpolles*, v porovnaní s druhmi z hĺbky 3353—3358 m pristúpili *Paracirculina scurrillis* SCHEURING, *Porcellispora longdonensis* (CLARKE) SCHEURING a *Enzonalasporites tenuis* (LESCHIK) KLAUS. Z peľových zŕn sa v tejto hĺbke vyskytol druh *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH) KLAUS, so širokým stratigrafickým rozpätím (vrchný trias—lias) a *Taeniaesporites krauseli* LESCHIK (karn—rét).

Ak zoberieme do úvahy druhy, ktoré majú užšie stratigrafické rozpätie a druhy vyskytujúce sa v karne až noriku, tak môžeme predpokladať, že sedimentácia tmavých bridlic v hĺbke 3353—3358 m a 3430—3435 m prebiehala hlavne v karne, snáď aj v karne až noriku. Palinoflóra svojím zložením zodpovedá spoločenstvu, ktoré sme už určili vo vrte Závod-74 z hĺbky 4330—4333 m (interval 0,30—0,40).

Stratigrafická interpretácia a korelácia

Ak uvažujeme o priestorovom rozšírení palinoflóry získanej prevažne z čiernych a tmavosivých ílovitých bridlic z vrtov Lakšárska Nová Ves-3, Závod-74, Studienka-83 a Šaštín-10 (obr. 14, 16, 18), tak vidíme, že druhy majú svoje časové rozpätie hlavne v karne. Sú to druhy, ktoré W. KLAUS (1960) uvádza z karnu, a to z karditových, halobiových a lunzských vrstiev východných Álp.

Vo vrtoch Závod-74 a Studienka-83 vidíme aj zastúpenie druhov, ktoré B. W. SCHEURING (1970) opisuje ako charakteristické pre „Gipskeuper“ lokality Bólchentunnel vo Švajčiarsku. Sú to hlavne peľové zrná zo skupiny *Circumpolles*, zastúpené druhmi *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS, *Paracirculina cf. tenobrosa* SCHEURING, *Pseudenzonalasporites summus* SCHEURING, *Enzonala-sporites tenuis* (LESCHIK) KLAUS a pod. Ostatné druhy, ako sme už pri vyhodnocovaní jednotlivých vrtoch uviedli, sú rozšírené buď v keupri v germánskom vývoji alebo vo vrchnom triase v alpskom vývoji. Teda z celkovej korelácie spoločenstva mikroflóry z vrtoch LNV-3, Šaštín-10, Závod-74 a Studienka-83 zisťujeme, že tmavosivé ílovité bridlice sedimentovali v rovnakom čase, a to hlavne v karne, prípadne v karne až noriku (Závod-74, Studienka-83).

Podobné spoločenstvo mikroflóry uvádza E. PLANDEROVÁ (1983) z lunzských vrstiev vrtu LNV-7 z hĺbky 4348—2908 m a Šaštín-12 z hĺbok 5258—5496 m. Označuje ho ako typicky karnské. Takéto spoločenstvo sa vyskytlo v tmavých, tmavosivých ílovitých bridliciach vrtoch LNV-3, Závod-74, Studienka-83, Šaštín-10. Spoločnými druhmi sú: *Aratrisporites scabratus* KLAUS, *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS, *Corrugatisporites klausii* KAVARY, *Conosmundasporites othmari* KLAUS, *Saturnisporites fimbriatus* KLAUS, Okrem toho sa zhoduje aj so spoločenstvom mikroflóry, ktorá charakterizuje sedimenty „Gipskeuperu“ vo Švajčiarsku (B. W. SCHEURING 1970) a ktorá sa vyskytla v skúmaných sedimentoch spolu s typickou karnskou mikroflórou. Charakteristické sú druhy ako *Triadispora cf. stabilis* SCHEURING, *T. keuperiana* ORLOWSKA—ZWOLINSKA, *Patinasporites densus* LESCHIK, *Pseudenzonalasporites summus* SCHEURING, *Ovalipollis ovalis* W. KR.

Vo vrte Lakšárska Nová Ves-3 (hĺbka 1340—1683 m) a Šaštín-10 (1744—1749 m, 1795—1800 m) bola zistená v litologicky rovnakom tmavom súvrství chudobná mikroflóra terciérneho veku (A. KULLMANOVÁ—M. KOCHANOVÁ—P. SNOPKOVÁ—O. SAMUEL 1969).

Druhy nájdené vo vrte LNV-3 (hĺbka 1340—1683 m) ako vidno na obr. 15, majú širšie stratigrafické rozpätie, a to eocén až miocén. Pomerne bohatšie spoločenstvo mikroflóry sa vyskytlo v hĺbke 1340—1345 m a 1638—1640 m. V rozmedzí uvedených hĺbok prevládajú peľové zrná krytosemenných rastlín v zastúpení druhov čeľade *Fagaceae* (*Tricolporopollenites cingulum* typ *T. microhenrici* (TH. et PF.) W. KR.), *Anacardiaceae* (*Rhoipites pseudocingulum* (R. POT.) R. POT.), *Myriaceae* (*Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT.) TH. et PF., *Juglandaceae* (*Caryapollenites simplex* (R. POT.) R. POT., *Polyatriopollenites stellatus* (R. POT.) TH. et PF.) a *Betulaceae* (*Alnipollenites verus* (R. POT.) R. POT., *Carpinuspollenites carpinoides* (PF.) E. NAGY) a pod. Druhy *Alnipollenites verus* (R. POT.) R. POT., *Carpinuspollenites carpinoides* (PF.) E. NAGY, *Caryapollenites simplex* (R. POT.) sa začínajú v paleogénnych peľových spektrách objavovať vo vrchnom eocéne, hlavne však vo vrchnej časti vrchného eocénu (zóna *Globigerina officinalis*), no charakterizujú už mladšie terciérne sedimenty. Patria medzi chladnomilnejšie (arktoterciérne) elementy flóry.

V rozmedzí hĺbok 1490—1492 m, 1520—1523 m, 1608—1611 m a 1681—1683 m (obr. 15) bola mikroflóra veľmi chudobná, vyskytujúca sa taktiež v ter-

ciéri (eocén—miocén). V tomto súvrství boli nájdené vrchnotriasové palinomorfy, pravdepodobne premiestnené na veľmi krátku vzdialenosť z lunzských vrstiev z hlavnej zdrojovej oblasti pri sedimentácii tmavého flyšovitého súvrstvia, v ktorom sa našla mikroflóra terciérneho veku. Terciérny vek tohto súvrstvia potvrdilo aj spoločenstvo mikrofauny z hĺbky 1340—1345 m a 1401—1407 m (určil O. SAMUEL in A. KULLMANOVÁ—M. KOCHANOVÁ—P. SNOPOKOVÁ—O. SAMUEL 1969).

Vo vrte Šaštín-10 (hĺbka 1744—1800 m) sa v tmavých ílovitých bridliciach našla tiež mikroflóra vyskytujúca sa v terciéri. Má v podstate rovnaké zloženie ako v spodnejších súvrstviach vrtu LNV-3, len je chudobnejšia na druhy. Na terciérny vek (eocén—miocén) poukazujú tie isté druhy ako vo vrte LNV-3: *Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT.) TH. et PF., *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH. et PF., *T. microhenrici* (R. POT.) W. KR., *Alnipollenites verus* (R.

PERM		TRIAS			VEK	
spodný	vrchný	spodný (Verfien)	stredný Anis	vrchný Ladin	s t u p n e	
					4126 - 4130 m Z - 74	Karpatisporites gracilis Pland.
						Karpatisporites Pland.
						Lueckisporites parvus Klaus
						cf Klausipollenites
						Klausipollenites schaubegeri Połanie-Klaus
						? Striatites minor Klaus
						Triadispora Klaus
						Microcachrydites cf. doubingeri Klaus
						Triadispora staplini /Jans./ Klaus
						cf. Vitreisporites reductus Mädlar
						Monosulcites perforatus Mädlar
						4147 - 4152 m Z - 75
					cf. Karpatisporites	
					Lueckisporites parvus Klaus	
					cf. Limitisporites	
					Triadispora cf. staplini /Jans./ Klaus	
					cf. Microcachrydites doubingeri Klaus	
					cf. Vitreisporites reductus Mädlar	
					Platysaccus /Naum./ Pot. et Klaus	

Obr. 19 Mikroflóra z čiernych ílovcov s anhydritmi (vrchný perm—spodný trias) (P. SNOPOKOVÁ).

POT.) R. POT. a *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf.) E. NAGY. Výskyt druhu *Plicapollis pseudoexcelsus* (W. KR.) W. KR. bol doteraz zaznamenaný len v eocéne a oligocéne (W. KRUTZSCH 1970, M. KEDVES 1973, P. SNOBKOVÁ 1980). Aj chudobné spoločenstvo mikrofauny získané z tohto súvrstvia poukazuje na jeho terciérny vek (obr. 17).

Vo vrte Studienka-83 (hĺbka 4114—4117 m, interval 1,20, 1,75, 1,3—2,4) bola z vápнитých ílovcov získaná veľmi zle zachovaná a druhove veľmi chudobná mikroflóra paleogénneho charakteru. Druhy peľových zrn krytosemenných rastlín, ako *Subtriporopollenites constans* PF., *Momipites quietus* (R. POT.) NICHOLS, *Pseudospinaepollis pseudospinosus* W. KR., *Monocolpopollenites tranquillus* (R. POT.) TH. et PF., *Laeviporopollis laevigatus* (W. KR.) W. KR., *Compositoipollenites rhizophorus* (R. POT.) R. POT., *Minorpollis gallicus* W. KR., sa vyskytujú v paleocéne, no hlavne v eocéne. Peľové zrná zo skupiny *Normapollis*, ktoré sú charakteristické pre vrchnú kriedu, sa v hore uvedenom spoločenstve vyskytujú len ojedinele a sú zle zachované. Bolo ich možné určiť len na rod (*Trudopollis*, *Interpollis*, *Subtrudopollis* a pod.). Z mikroplanktónu bol zistený rod *Thalasiphora*, ktorý sa vyskytuje hlavne v eocéne.

Z určeného chudobného spoločenstva mikroflóry a z jej stratigrafického rozpätia (W. KRUTZSCH 1970, P. SNOBKOVÁ 1980) vyplýva paleocénno-eocénny vek vápнитých bridlíc v hĺbke 4114—4117 m.

Nakoľko bol výskyt rodov a druhov v rozmedzí hĺbok 4114—4117 m len ojedinelý, nemôžeme ich graficky vyhodnotiť, ich výskyty a približné stratigrafické rozšírenie sú uvedené v tabuľke:

<i>Sporites</i>	Počet	Stratigrafické rozšírenie
Spóry húb	2	
<i>Leiotriletes</i> sp.	1	
<i>Toroisporis</i> sp.	1	
Pollenites		
<i>Pityosporites</i> sp.	2	
<i>Trudopollis</i> sp.	2	
<i>Subtrudopollis</i> sp.	3	
<i>Minorpollis</i> sp.	5	
<i>Minorpollis gallicus</i> KDS.	2	mástricht—stredný eocén
<i>Pseudoplicapollis</i> cf. <i>paleocaenicus</i> KDS.	1	paleocén
cf. <i>Stephanoporopollenites hexaradiatus</i> (THG.) PF.	3	paleocén
<i>Labrapollis globosus</i> W. KR.	1	paleocén—spod. eocén
<i>Pseudospinaepollis pseudospinosus</i> W. KR.	1	eocén
<i>Momipites quietus</i> (R. POT.) NICHOLS	1	eocén
<i>Monocolpopollenites tranquillus</i> (R. POT.) TH. et PF.	1	terciér
<i>Compositoipollenites rhizophorus</i> (R. POT.) R. POT.	1	eocén
<i>Subtriporopollenites constans</i> (PF.) TH. et PF.	1	eocén
Planktón		
<i>Thalasiphora</i> sp.	1	

Súhrn získaných výsledkov

Na základe doterajších palinologických výsledkov z vrtovej podložia neogénu viedenskej panvy bola zistená mikroflóra, ktorá charakterizuje nasledovné obdobie:

a) Mikroflóra vrchného permu až spodného triasu, zistená v čiernych bridliciach s anhydritmi z vrtovej Závod-74 (4126—4130 m) a Závod-75 (4147—4152 m). Charakteristické sú druhy *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ, *Karpatisporites cf. minimus* PLANDEROVÁ, *Triadispora cf. staplini* (JANS.) KLAUS, *Klausipollenites schaubegeri* POTONIÉ—KLAUS, cf. *Striatites minor* KLAUS a *Microcachrydites doubingeri* KLAUS.

b) Chudobné spoločenstvo mikroflóry v tmavošedých vápňitých ílovcach a pieskovočoch z vrtovej Závod-75 (hlbka 4270—4273 m) stredného až vrchného triasu s druhmi *Leschikisporites adunctus* LESCHIK, *Gibeosporites hirsutus* (LESCHIK) LESCHIK, *Elipsovelatisporites plicatus* KLAUS, *Patinasporites ovulus* REINHARDT a *Paracirculina scurrilis* SCHEURING.

c) Mikroflóra vrchného triasu—karnu, pomerne dobre zachovaná, získaná z lunzských vrstiev vrtovej LNV-3 (1115—1117 m, 1270—1281 m) Závod-74 (4330—4333 m), Studienka-83 (3353—3358 m, 3430—3435 m) a Šaštín-10 (2232—2237 m, 2483—2488 m). Stratigraficky významné sú nasledujúce druhy: *Aulisporites cf. astigmatosus* (LESCHIK) KLAUS, *Paraconcavisporites lunzensis* KLAUS, *Ovalipollis cf. grebae* KLAUS, *Saturnisporites granulatus* KLAUS, *S. fimbriatus* KLAUS, *Corrugatisporites klausii* KAVARY a *Combaculatisporites mesozoicus* KLAUS. Spoločenstvo mikroflóry je dobre porovnateľné so spoločenstvom, ktoré uvádza W. KLAUS (1960) z karnu východných Álp a čiastočne s tým, ktoré opisuje B. W. SCHEURING (1970) z „Gipskeuperu“ vo Švajčiarsku. Zodpovedá aj mikroflóre, ktorú určila E. PLANDEROVÁ (1983) z vrtovej LNV-7 (4348—2908 m) a Šaštín-12 (5258—5446 m) z lunzských vrstiev. Uvádza mu tiež karnský vek a na základe bohatšieho výskytu druhov s užším stratigrafickým rozpätím vek spodnokarnský.

d) Chudobné spoločenstvo mikroflóry terciérneho veku, zistené v tmavých ílovitých bridliciach z vrtovej LNV-3 (1430—1683 m) a Šaštín-10 (1744—1800 m). Terciérny vek (eocén—miocén) charakterizujú druhy *Tricolporopollenites cingulum* — typ *T. microhenrici* (R. POT.) W. KR., *Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT.) TH. et PF., *Alnipollenites verus* (R. POT.) R. POT., *Carpinuspollenites carpinooides* (PF.) E. NAGY. Paleogénny (paleocén—eocén) charakter má chudobné, zle zachované spoločenstvo mikroflóry z vrtovej Studienka-83 (4114—4117 m), získané z vápňitých ílovcov s druhmi *Subtriporopollenites constans* (PF.) TH. et PF., *Minorpollis galicus* KDS., *Labrapollis globosus* W. KR., *Laeviporopollis laevigatus* (W. KR.) W. KR., *Monocolpopollenites tranquillus* (R. POT.) TH. et PF., *Trudopollis* sp., *Minorpollis* sp. a pod.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XVIII—XXXIII
(všetky obrázky na mikrofotografiách sú zväčšené 1000×)

Tabuľka XVIII

- 1 cf. *Perotriletes*, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 2, 4 *Lueckisporites* cf. *parvus* KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 3 *Lueckisporites* sp., Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 5 *Limitisporites*, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 6 *Lueckisporites* sp., Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 7 *Limitisporites* sp., Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 3,30
- 8 cf. *Lueckisporites*, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 3,30
- 9 cf. *Minutosaccus*, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 10 *Vitreisporites* cf. *reductus* MÄDLER, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20

Tabuľka XIX

- 1—2 *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 3—4 cf. *Vitreisporites reductus* MÄDLER, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 5 *Karpatisporites* sp., Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 6 *Vitreisporites* cf. *reductus* MÄDLER, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 7 *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 8 *Microcachrydites doubingeri* KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 9—10 cf. *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 11 *Microcachrydites doubingeri* KLAUS, Závod-74, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 3,30
- 12 cf. *Karpatisporites gracilis* PLANDEROVÁ, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 13 cf. *Limitisporites*, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 14 *Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 15 cf. *Minutosaccus*, Závod-74, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 16 cf. *Vitreisporites reductus* MÄDLER, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20

Tabuľka XX

- 1—2 *Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 3—4 cf. *Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 5 *Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 6 *Triadispora* cf. *staplini* (JANS.) KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 7—8 *Triadispora* sp., Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 9 *Platysaccus* sp., Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 10 *Taeniaesporites* sp., Závod-74, 4126—4130 m, interval 3,30—3,60, č. j. 4

Tabuľka XXI

- 1 cf. *Triadispora staplini* (JANS.) KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 2 cf. *Triadispora*, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 3 ? *Striatites minor* KLAUS, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80
- 4 *Triadispora* sp., Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 5—6 cf. *Triadispora*, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 7 *Triadispora* cf. *staplini* (JANS.) KLAUS, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 8 *Karpatisporites* cf. *gracilis* PLANDEROVÁ, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 3,30—3,60
- 9 cf. *Karpatisporites*, Závod-75, 4147—4152 m, č. j. 2, interval 1,20
- 10 cf. *Monosulcites perforatus* MÄDLER, Závod-74, 4126—4130 m, č. j. 4, interval 1,70—1,80

Tabuľka XXII

- 1—2 *Gibeosporites hirsutus* (LESCHIK) LESCHIK, Závod-75, 4270—4273 m, č. j. 4, interval 1,20
- 3 *Leschikisporites aduncus* (LESCHIK) R. POT., Závod-75, 4270—4273 m, č. j. 4, interval 1,20
- 4 *Annulispora* sp., Závod-75, č. j. 4, interval 1,20
- 5 *Elipsovelatisporites plicatus* KLAUS, Závod-75, 4270—4273 m, č. j. 4, interval 1,20
- 6 *Striatites* sp., Závod-75, 4270—4273 m, č. j. 4, interval 1,20

- 7 *Monosulcites perforatus* MÄDLER, Závod-75, 4270-4273 m, č.j. 4, interval 1,20
- 8 ?*Triadispora*, Závod-75, 4270—4273 m, č.j. 4, interval 1,20
- 9 cf. *Leschikisporites aduncus* (LESCHIK) R. POT., Závod-75, 4270—4273 m, č.j. 4, interval 1,20
- 10 cf. *Triadispora modesta* SCHEURING, Závod-75, 4270—4273 m, č.j. 4, interval 1,20
- 11—12 *Monosulcites minimus* COOKSON, Závod-75, 4270—4273 m, č.j. 4, interval 1,20, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 4, interval 2,7—3,0

Tabuľka XXIII

- 1 *Calamospora* cf. *nathorstii* (HALLE) KLAUS, vrt Šaštín-10, 2483—2488 m
- 2 *Paraconavisporites* cf. *lunzensis* KLAUS, vrt LNV-3 1270—1281 m
- 3—4 *Paraconavisporites lunzensis* KLAUS vrt LNV-3, 1270—1281 m
- 5 *Paraconavisporites* cf. *lunzensis* KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 6 *Paraconavisporites lunzensis* KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 7—8 *Punctatisporites* cf. *circulus* KEDVES—SIMONCSICS, vrt LNV-3, 1270—1281 m
- 9 *Laevigatisporites toralis* LESCHIK, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 2,7—3,0
- 10 *Paraconavisporites lunzensis* KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 11 *Aulisporites astigosus* (LESCHIK) KLAUS, Studienka-83, 3430—3435 m, interval 4,7—4,9

Tabuľka XXIV

- 1 *Aulisporites astigosus* (LESCHIK) KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 2, 5 *Conosmundasporites othmari* KLAUS, Studienka-83, 3430—3435 m, interval 4,7—4,9, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 3 *Corrugatisporites klausii* KAVARY, Studienka-83, 3430—3435 m, interval 4,7—4,9
- 4 *Conosmundasporites* sp., Studienka-83, 3430—3435 m, interval 4,7—4,9
- 6 cf. *Corrugatisporites klausii* KAVARY, Šaštín-10, 2232—2237 m

Tabuľka XXV

- 1 *Camarozonosporites rudis* (LESCHIK) KLAUS, vrt LNV-3, 1115—1117 m
- 2 *Baculatisporites comaumensis* (COOKSON) R. POT., Studienka-83, 3353—3358 m
- 3—4 *Carnisporites telephorus* (PAUTSCH) MÄDLER, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 5 *Osmundacidites alpinus* KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 6 cf. *Duplexisporites gyratus* CLARKE, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 7—9 *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3, 3430—3435 m, interval 4,7—4,9
- 10 *Tigrisporites halleinis* KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 11 *Baculatisporites* cf. *comaumensis* (COOKSON) R. POT., Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,3—0,4

Tabuľka XXVI

- 1 *Aratrisporites paraspinosus* KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 2 *Saturnisporites fimbriatus* KLAUS, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 3 *Aratrisporites scabratus* KLAUS, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 4 cf. *Saturnisporites fimbriatus* KLAUS, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 2,7—3,0
- 5 *Aratrisporites saturni* (THIERG.) MÄDLER, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 2,7—3,0
- 6 *Saturnisporites* cf. *fischeri* KLAUS, LNV-3, 1270—1281 m (úlomok)
- 7—8 *Ovalipollis lunzensis* KLAUS, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40

Tabuľka XXVII

- 1—2 *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH) KLAUS, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 3 *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH) KLAUS, Studienka-83, 3430—3435 m, interval 4,7—4,9
- 4 *Ovalipollis lunzensis* KLAUS, LNV-3, 1270—1281 m,
- 5—6 *Ovalipollis* sp. LNV-3, 1270—1281 m

Tabuľka XXVIII

- 1 *Triadispora stabilis* SCHEURING, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 2 *Triadispora keuperiana* ORLOWSKA-ZWOLINSKA, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 3 *Taeniaesporites krauseli* LESCHIK, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 4 *Aratrisporites* cf. *paraspinosus* KLAUS, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40
- 5 *Triadispora boelchii* SCHEURING, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3

Tabuľka XXIX

- 1 *Pityosporites* cf. *neomundanus* LESCHIK, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 2 *Patinasporites iustus* KLAUS, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3

Tabuľka XXX

- 1 *Triadispora* sp., Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 2 *Taeniaesporites noviaulensis* LESCHIK, Studienka-83, 3353—3358 m, interval 0,3—1,3
- 3 *Vitreisporites* sp., LNV-3, 1270—1281 m
- 4—5 *Monosulcites* sp., LNV-3, 1270—1281 m
- 6 cf. *Chordasporites singulichorda* KLAUS, Závod-74, 4330—4333 m, č.j. 7, interval 0,30—0,40

Tabuľka XXXI

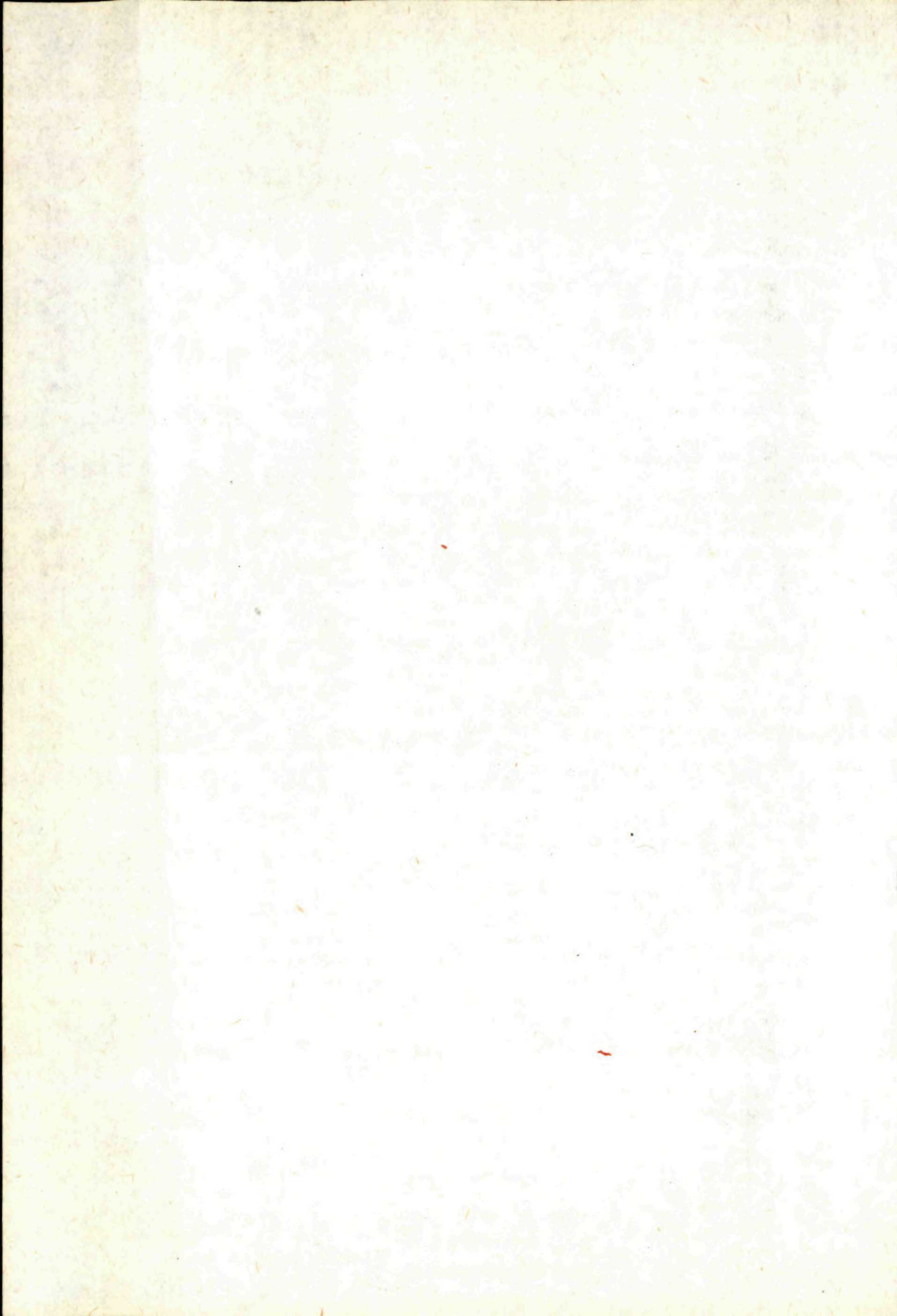
- 1 *Caryapollenites simplex* (R. POT.) R. POT., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 2 *Carpinuspollenites carpinoideus* (PF.) E. NAGY, vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 3 *Triatripollenites coryphaceus* (R. POT.) TH. et PF., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 4 *Alnipollenites verus* (R. POT.) R. POT., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 5 *Plicapollis pseudoexcelsus* (W. KR.) W. KR., vrt Šaštín-10, 1744—1949 m
- 6 cf. *Plicapollis*, vrt Šaštín-10, 1744—1949 m
- 7 *Ilexpollenites margaritatus* (R. POT.) THG., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 8 *Rhoipites pseudocingulum* (R. POT.) R. POT., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 9 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. POT.) W. KR., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 10 *Intratiripollenites instructus* (R. POT.) TH. et PF., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 11 *Tricolporopollenites kruschi* (R. POT.) TH. et PF., vrt LNV-3, 1340—1345 m

Tabuľka XXXII

- 1—2 *Cyrrillacaepollenites megaexactus* (R. POT.) R. POT., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 3—5 *Tricolporopollenites cingulum* — typ (R. POT.) TH. et PF., vrt LNV-3, 1630—1640 m
- 6 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. POT.) W. KR., vrt Šaštín-10, 1795—1800 m
- 7 *Rhoipites* cf. *pseudocingulum* (R. POT.) R. POT., vrt LNV-3, 1630—1640 m
- 8—9 *Ilexpollenites* cf. *margeritatus* (R. POT.) THG., vrt LNV-3, 1340—1345 m
- 10—11 *Monocolpopollenites tranquillus* (R. POT.) TH. et PF., vrt LNV-3, 1630—1640 m
- 12 *Inaperturopollenites dubius* (R. POT.) TH. et PF., vrt Šaštín-10, 1744—1749 m
- 13—14 *Incertae sedis*, vrt LNV-3, 1270—1281 m
- 15 Tilioidná forma, vrt LNV-3, 1340—1345 m

Tabuľka XXXIII

- 1 Spóra húb, Studienka-83, 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 2 *Inaperturopollenites* sp., Studienka-83, 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 3 *Pseudoplicapollis* cf. *paleocenicus* KDS., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 4—5 cf. *Stephanoporopollenites hexaradiatus* (THG.) PF., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 6—7 *Subtriporopollenites constans* (PF.) TH. et PF., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 8 *Pseudospinaepollis pseudospinosus* W. KR., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 9 *Momipites quietus* (R. POT.) NICHOLS, 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 10—11 *Monocolpopollenites tranquillus* (R. POT.) TH. et PF., subsp. *tranquillus*, 4114—4117, interval 2,3—2,4
- 12 *Minorpollis* sp., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 13—14 *Tricolporopollenites* sp., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 15 *Labrapollis* cf. *globosus* W. KR., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4
- 16 *Thalasisphora* sp., 4114—4117 m, interval 2,3—2,4



Ondrej Samuel

Mikrobiostratigrafická rekognoskácia vrto podložia viedenskej panvy

Obsah

Vrt Štefanov-140	108
Vrt Letničie-1.	108
Vrt Kovalov-3	109
Vrt Kovalov-5	110
Vrt Bišlava	110
Vrt Bišlava-2	110
Vrt Bišlava-3	111
Vrt Smolinské-14	111
Vrt Smolinské-14a.	111
Vrt Smolinské-14b	111
Vrt Smolinské 14c.	112
Vrt Smolinské-19	112
Vrt Smolinské-20	112
Vrt Smolinské-21	113
Vrt Smolinské-22	113
Vrt Smolinské-27	113
Vrt Smolinské-17	114
Vrt Šaštín-10	114
Vrt Šaštín-13	114
Vrt Závod-57.	115
Vrt Závod-68.	115
Vrt Studienka-3.	115
Vrt Studienka-5.	116

Za účelom mikrobiostratigrafickej i biofaciálnej korelácie boli spracované vzorky, ktoré odobral z reliktovej vrtných jadier J. Kysela. Výsledky z týchto vzoriek sme porovnávali so staršími mikrobiostratigrafickými údajmi. V tejto súvislosti treba hneď v úvode poznamenať, že kvôli objektívnemu posúdeniu sme mali k dispozícii aj pôvodný materiál zo skúmaných vrto (vďaka pochopeniu MND Hodonín). Žiaľ, jeho hodnota ako faktologického materiálu je v dôsledku veľkého časového odstupu alebo znečistenia do značnej miery devastovaná. Preto mikrobiostratigrafické výsledky z týchto vzoriek možno objektivizovať len na základe komplexného výskumu, hlavne v úzkej nadväznosti na litofaciálny a mikrofaciálny výskum doplnený o ďalšie biostratigrafické metódy (palinológia, nanoplanktón atď.).

Vrt Štefanov-140

Z uvedeného vrtu boli skúmané len pôvodné vzorky, ktoré sme mali k dispozícii z MND Hodonín. V materiáli je z jadra č. 7 päť výberov. Dva z nich sú úplne bezfosilné, kým v ďalších troch sa veľmi vzácne vyskytujú zakrpatené formy patriace k rodu *Trochamminoides* div. sp. a z okruhu *Trochammina lamella* GRZYBOWSKI.

Spoločenstvo z jadra č. 8 (566,7—568,0 m) je veľmi chudobné a skladá sa hlavne z aglutinovaných foriem reprezentovaných druhmi: *Rhabdammina* sp., *Dendrophrya excelsa* GRZYBOWSKI, *Dendrophrya robusta* GRZYBOWSKI, *Hormosina ovulum ovulum* GRZYBOWSKI *Glomospira* sp. — úlomok, *Trochammina lamella* GRZYBOWSKI a dva rekryštalizované exempláre dvojkýlových globotrunkán, ktoré sú druhove neidentifikovateľné. V uvedenom spoločenstve sa vyskytujú 2—3 miocénne formy.

Spoločenstvo z jadra č. 7 je v podstate identické s predchádzajúcim, s tým rozdielom, že globotrunkány neboli v predmetnej vzorke pozorované.

V podstate rovnakého zloženia sú aj ďalšie štyri výbery z hĺbky 567,7—568,7 m. Naviac tu bola identifikovaná *Hyperammina subnodosiformis* GRZYBOWSKI a jeden exemplár miocénnej globigeríny.

Spoločenstvo z hĺbky 649,4—652,2 m (jadro č. 11) sa kvantitatívnym ani kvalitatívnym zložením neodlišuje od predchádzajúcich. Naviac sa vyskytuje jediný silne rekryštalizovaný úlomok jednokýlovej formy, patriacej najpravdepodobnejšie k rodu *Globotruncana*, resp. rodu *Rotalipora* (s. l.).

Na základe uvedených identifikovaných druhov možno konštatovať, že na obsah mikrofauny sú vzorky veľmi chudobné, zle zachované, spravidla rekryštalizované. Pomerne bežnejšie sa vyskytujú aglutinované formy, ktoré sú po biofaciálnej stránke v Karpatoch spravidla viazané na flyšové sekvencie v rozsahu vrchný senón—paleocén. V prospech tohoto názoru svedčí hlavne druh *Hormosina ovulum ovulum* (GRZYBOWSKI). Ak sú (i keď veľmi vzácne) výskyty dvojkýlových globotrunkán autochtónne, tak by vek skúmaného intervalu vrtov bol kriedový, najskôr vrchnosenónsky.

Okrem uvedených kriedových, resp. kriedovo-paleocénnych foriem sa vo výplavoch nachádzajú formy miocénne. Predpokladáme, že máme do činenia s alochtónnou zložkou.

Vrt Letniče-1

Skúmané vzorky, podobne ako pri vrte Štefanov-140, sme mali k dispozícii z MND Hodonín.

Jadro č. 1 (753,0—758,0 m) — rezíduum vyplavenej horniny — bez fosílií.

Jadro č. 2 (840,0—844,0 m) — úlomky tenkostenných dendrofrýí (3—4 ks.).

Jadro č. 4 (899,0—901,0 m) — bezfosilne.

Jadro č. 5 (955,0—960,0 m) — pomerne najbežnejšie sa vyskytujú úlomky dendrofrýí reprezentované hlavne druhmi *D. latissima* GRZYBOWSKI, *D. robusta*

GRZYBOWSKI. V ich populácii sa sporadicky ďalej vyskytujú: *Hyperammina nodata* GRZYBOWSKI, *Hyperammina subnodosiformis* GRZYBOWSKI, *Ammodiscus* sp., *Trochamminoides* ex gr. *coronatus* BRADY, *Trochammina* sp.

Jadro č. 6 (1010,0—1012,0 m) — zloženie spoločenstva je podobné predchádzajúcemu, avšak na počet jedincov je podstatne chudobnejšie. Navyiac sa vyskytuje úlomok patriaci k druhu *Nodellum velascoense* (CUSHMAN).

Jadro č. 7 (1058,0—1062,0 m) — prakticky bezfosilne, iba dva malé úlomky dendrofryí.

Jadro č. 8 (1110,0—1115,0 m) — vzácne iba úlomky tenkostenných dendrofryí.

Jadro č. 9 (1156,0—1161,0 m) — tri exempláre dvojkýlových globotrunkán: *Globotruncana* sp. — úlomok, *G. ex gr. linneiana* (D'ORBIGNY), *G. aff. arca* (CUSHMAN).

Jadro č. 10 (1200,0—1358,0 m) — sporadické úlomky hlavne tenkostenných dendrofryí.

Jadro č. 14 (1422,0—1424,0 m) — dendrofryové spoločenstvo (hlavne tenkostenných dendrofryí); v jeho populácii sa veľmi vzácne vyskytuje *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI), 1—2 exempláre patriace rodu *Trochamminoides* a 1 exemplár rodu *Trochammina*, tri exempláre dvojkýlových globotrunkán: cf. *G. tricarinata* (QUEREAU), *Globotruncana* sp. ind.

Jadro č. 15—27 — veľmi chudobné spoločenstvá, skladajúce sa iba z ojedinelých úlomkov hlavne tenkostenných dendrofryí. Len v jadre č. 24 sa sporadicky nachádzajú ihličky húb a *Ammodiscus* sp., kým v jadre č. 26 a 27 (1992,0—2052,0 m) *Ammodiscus* sp., tri zvyšky najskôr zo schránok inocerámov.

Skúmané spoločenstvá sú vcelku veľmi chudobné a monotónne. Pomerne k najbežnejším druhom patria zastupitele z rodu *Dendrophrya* (hlavne *D. latissima* GRZYB.). V niektorých vzorkách sa sporadicky objavujú trochaminoidy. Všetky uvedené formy patria vo flyšových sekvenciách k priebežným formám. Zo stratigrafického hľadiska si určitú pozornosť zasluhujú nepochybne úlomky patriace najskôr k rodu *Nodellum* sp. (cf. *N. velascoense* (CUSHMAN) a *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI)). Posledné dva druhy sú rozšírené hlavne v rozsahu senónu až paleocénu. K stratigraficky cenným formám patria dvojkýlové globotrunkány, ktoré boli konštatované vo vzorke z úseku 1156,0—1161,0 m (jadro č. 9) a 1422,0—1424,0 m (jadro č. 14). Vyskytujúce sa formy majú najväčšiu afinitu s druhom *Globotruncana ex gr. linneiana* (D'ORBIGNY), *G. tricarinata* (QUEREAU), resp. *G. arca* (CUSHMAN). Nakoľko posledne menovaný druh sa začína objavovať od kampánu, ak ide o autochtónne formy, možno pričleniť skúmanú časť súvrstvia do kampánu, resp. až do mástrichtu. Vzhľadom na vysoké kľenutie dorzálnej strany posledne menovanej formy, možno predpokladať, že ide najskôr o vrchný kampán.

Vrt Kovalov-3

Z vrtu Kovalov-3 sme mali k dispozícii len 1 vzorku z hĺbky 843,0 m. Vyskytujú sa v nej ihličky húb a sporadicky vápnitý bentos miocénneho veku.

Vrt Kovalov-5

Jadro č. 4 (1098,0—1103,0 m) — veľmi chudobné spoločenstvo skladajúce sa z 3—4 úlomkov hrubostenných dendrofryí a 1 exempláru silne rekrystalizovanej dvojkýlovej globotrunkány.

Jadro č. 5 (1250,0—1255,0 m) — vzácné je zastúpená hlavne dendrofryová zložka reprezentovaná najmä druhmi *D. robusta* GRZYBOWSKI, *D. latissima* GRZYBOWSKI, *Rhabdammina* sp.

Jadro č. 6 (1295,0—1300,0 m) takmer analogické spoločenstvo ako z predchádzajúceho jadra.

Z uvedených jadier odobral J. Kysela kontrolné vzorky. Treba poznamenať, že výbery v prepočte na rovnaký objem sú 5—10-krát bohatšie a neobsahujú žiadnu primiešanú zložku. Vo všetkých 3 analyzovaných vzorkách prevláda dendrofryová zložka, premenlivo sa vyskytuje rbadamínová, vzácné ďalšie formy aglutinovaných druhov.

Zo stratigraficky významnejších druhov treba spomenúť, že vo všetkých troch spoločenstvách sa vzácné (2—5) vyskytujú dvojkýlove, spravidla stlačené globotrunkány. Jedna z nich (jadro č. 5) javí najväčšiu afinitu s druhom *G. coronata* BOLLI, kým ďalšie dve s druhom *G. ex gr. linneiana* D'ORBIGNY; ďalšie 2—3 vyskytujúce sa exempláre nemožno druhovo identifikovať v dôsledku silnej rekrystalizácie, príp. deformácie. Ďalej bol konštatovaný druh *Nodellum velascoense* (CUSHMAN) a 2—3 formy patriace najskôr k druhu *Reusella szajnochae* GRZYBOWSKI, ktorá z hľadiska biometrických údajov patrí k ancestrálnym formám, vyskytujúcim sa v rozsahu santón—kampán. V súlade s týmto vekovým rozsahom sú aj vyskytujúce sa globotrunkány.

Vrt Bišťava

Z predmetného vrtu sme mali z MND Hodonín k dispozícii len jadro č. 15 (1215,9—1220,0 m). Spoločenstvo foraminifer je zložené z ojedinelých do červena sfarbených aglutinovaných foriem, reprezentovaných predovšetkým úlomkami dendrofryí (cf. *D. robusta* GRZYB., *D. latissima* GRZYB.) a úlomkom *Cyclammina* sp. (cf. *G. amplexans* GRZYB.). Posledná forma je viazaná na flyšové, príp. flyšovité sekvencie, hlavne stredného eocénu. Vzhľadom na nezreteľnú vnútornú štruktúru nemožno jednoznačne posúdiť, či ide o ancestrálnu alebo „pravú“ formu druhu *Cyclammina amplexans* GRZYB. Nakoľko ancestrálne formy tohoto druhu sa začínajú objavovať už vo vrchnej časti spodného eocénu, nemôžeme vylúčiť, že analyzované spoločenstvo indikuje stratigrafické rozptätie vrchnej časti spodného eocénu až stredný eocén.

Vrt Bišťava-2

Z vrtu Bišťava-2 (jadro č. 16; 1047,0—1049,0 m) sme mali taktiež k dispozícii iba jednu vzorku, v ktorej sa vyskytuje selektívne početné globotrunkánové mono-

spoločenstvo, zastúpené hlavne druhom *G. arca* (CUSHMAN), *Stensioeina* sp. a *Eponides* sp. Druh *G. arca* (CUSHMAN) indikuje kampánsky vek.

Vrt Bišfava-3

Jadrá č. 13, 15 a 17 (802,0—1000,0 m) sú bez fosílií. Iba vo vzorke z jadra č. 16 (949,0—952,5 m) sa vyskytuje spoločnosť zrejme z červených slieňov púchovského typu. Ide o dvojkýlové formy patriace hlavne k druhu *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU), *G. ex gr. linneiana* (D'ORBIGNY) a *G. arca* (CUSHMAN). Uvedené spoločnosť (s prihliadnutím najmä na spoločný výskyt druhu *G. tricarinata* a *G. arca*) indikuje najskôr spodnokampánsky vek.

Vrt Smolinské-14

Z tohoto vrtu boli vyhodnotené vzorky z výplavov jadra č. 8, 9 a 10, ktoré sme mali k dispozícii z MND Hodonín.

V jadre č. 8 (1395,0—1400,0 m) sa vyskytuje aglutinované spoločnosť s prevládajúcim postavením druhu *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), ojedinele *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN) a *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA), kým v ďalšom jadre (č. 9; 1450,0—1453,0 m) je iba druh *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS). V jadre č. 10 je zloženie spoločnosti v podstate identické so spoločnosťou z jadra č. 8: *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA). Navyše sa tu ešte vyskytuje *Epistomina ex gr. spinulifera* (REUSS) a *Epistomina* div. sp.

Je zaujímavé, že spoločnosť je bez planktónovej zložky. Takýto typ spoločnosti je viazaný na karpatskú biozónu *Haplophragmoides nonioninoides*, ktorá podľa interpretácie J. SALAJA—O. SAMUELA (1966) predstavuje hlavne spodný alb. Vzhľadom na to, že ani v jednej z analyzovaných populácií sa nevyskytujú ďalšie sprievodné druhy, nemožno vylúčiť ani vrchnoaptský, príp. až strednoalbský vek.

Vrt Smolinské-14a

Z uvedeného vrtu sme mali k dispozícii výbery z hĺbky 1511,0—1521,9 m a 1548,0—1551,0 m. Obidve skúmané vzorky sú bezfosilne.

Vrt Smolinské-14b

Vo vzorke z hĺbky 1517,0—1520,9 m sme pozorovali len 2—3 exempláre rekryštalizované, pripomínajúce hedbergely (druhovo neurčiteľné). Na ich základe možno iba konštatovať, že ide najskôr o spodnú kriedu v rozsahu barém—najspodnejší cenoman. Vzorka z hĺbky 1458,0—1555,0 m je bezfosilna.

Vrt Smolinské-14c

Vzorka z hĺbky 1548,0—1551,0 m je bezfosilna.

Vrt Smolinské-19

Z predmetného vrtu boli analyzované vzorky z jadra č. 2 a 5. V jadre č. 2 (1270,0—1275,0 m) sa vyskytuje veľmi chudobné spoločenstvo skladajúce sa z dvoch zle zachovaných exemplárov patriacich k rodu *Hedbergella* div. sp.; ďalej sa veľmi vzácné vyskytujú *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Glomospira gordialis* (JONES et PARKER) a *?Discorbis* sp.

Na základe uvedených druhov možno iba konštatovať, že predstavujú najskôr vrchnoaptský až albský vek.

Z jadra č. 5 (1296,0—1300,0 m) sa získalo pomerne početné a dobre zachované spoločenstvo s prevládajúcou planktónovou zložkou (asi 90 %), reprezentovanou hlavne druhom *Ticinella* ex gr. *roberti* (GANDOLFI). Okrem toho sa vzácné vyskytujú vysoko klenuté formy, ktoré J. SIGAL (1966) opísal do samostatného taxónu a označil ako *T. roberti bejaouaensis*, pričom jeho vekový rozsah sa uvádza v rozpätí vrchného aptu až stredného albu. Podľa pozorovania zo Západných Karpát sa však vyskytuje aj vo vrchnom albe. V populácii druhu *Ticinella* ex gr. *roberti* (GANDOLFI) sa sporadicky objavujú aj ancestrálne formy druhu *Thalmaninella ticinensis praeticinensis* (GANDOLFI), ktorých prvé objavenie sa viac-menej v celosvetovom meradle zhodne uvádza od stredného albu. Priebežne sa v tomto type spoločenstiev tiež vyskytuje *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA, „*Marssonella*“ *oxycona* (MARSSON), *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA) a *Spiroplectina annectens* (JON. et PAR.).

Z uvedeného rozboru vyplýva, že spoločenstvo z hĺbky 1296,0—1300,0 m indikuje strednoalbský vek.

Vrt Smolinské-20

Z tohto vrtu boli analyzované 4 vzorky; z toho 2 vyplavené na GÚDŠ z rovnakých jadier, príp. hĺbky, ktoré sme mali k dispozícii z MND Hodonín. Spoločenstvo jednej zo skúmaných vzoriek je chudobné a skladá sa z rekrystalizovaných hedbergel. V ich populácii sa so stratigraficky významnejších foriem vyskytuje *Planomalina* (P.) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis ticinensis* (GANDOLFI) a *T. ticinensis subticinensis* (GANDOLFI).

Druhá zo skúmaných vzoriek z toho istého jadra (č. 6; 1395,0—1400,0 m) je na počet jedincov pomerne bohatá. Prevláda planktónová zložka (asi 80 %), kým zvyšujúcich 20 % predstavuje vápnitý (15 %) a aglutinovaný bentos (5 %).

Planktón reprezentujú hedbergely a *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *T. ticinensis subticinensis* (GANDOLFI). Z fylogenetického i stratigrafického hľadiska treba považovať za veľmi cenné formy zo spektra *T. ex gr. ticinensis*

(GANDOLFI), ktoré rozmermi schránky i vývojom ústia mierne presahujú ortogeneticky znaky spomínaného taxónu a začínajú nadobúdať znaky ancestrálnych foriem vývojove mladších spodnocenomanských foriem. Vzhľadom na túto skutočnosť treba považovať tento typ spoločenstva za vrchnoalbský.

Vzorky analyzované z laboratória MND Hodonín sú zo stratigrafického hľadiska identické s vyššie opísanými spoločenstvami.

Vrt Smolinské-21

Z uvedeného vrtu bola k dispozícii iba jedna vzorka (jadro č. 3), v ktorej boli identifikované aglutinované formy patriace k rodu *Dendrophrya* a *Rhabdammina*. Z vápnitého bentosu sa vyskytujú zastupiteľe lentikulín so širším vekovým rozpätím a hladkostenné ostrakódy, ktoré sa sporadicky vyskytujú aj v spoločenstvách v predchádzajúcom vrte. Iba na základe tejto analógie predpokladáme, že máme do činenia s identickým stratigrafickým horizontom, ako v predchádzajúcich vrtoch, t. j. albom.

Vrt Smolinské-22

V jadre č. 7 (2094,0—3100,0 m) je chudobné globotrunkánové spoločenstvo; z vyskytujúcich sa foriem bolo možné identifikovať druh *Globotruncana rugosa* MARIE, *G. falsostuarti* SIGAL a ?*G. stuarti* (LAPPARENT). Vekové rozpätie týchto druhov nám indikuje rozhranie najvyššieho kampánu až spodného mástrichtu.

Vrt Smolinské-27

Vo vzorke z hĺbky 1558,0—1562,0 m je veľmi chudobné a zle zachované spoločenstvo s ojedinelými rekryštalizovanými hedbergelami. Bentosová zložka je zastúpená druhom *Discorbis wassoewisi* DJAFAROV et AGALAROVA a *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA. Na základe uvedených druhov nemožno bližšie špecifikovať vek analyzovanej vzorky než alb (najskôr spodný až stredný).

Z uvedeného vrtu J. Kysela odobral ďalšie dve vzorky na mikrobiostatigrafickú analýzu. Vzorky boli spracované na GÚDŠ. Vzorka SM-27 (jadro č. li-0,2) je podobne ako predchádzajúca vcelku chudobná. Je zaujímavé, že neobsahuje ani jediný exemplár z planktónovej zložky. Okrem už vyššie spomínaných druhov *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA a *Discorbis wassoewisi* DJAFFAROV et AGALAROVA vyskytujú sa úlomky pleurostomel (cf. *P. barroissi* BERTHELIN a *P. obtusa* BERTHELIN), *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA) a hladkostenné ostrakódy.

Ďalšia skúmaná vzorka (SM-27; jadro č. li-3,8) je na rozdiel od predchádzajúcej po kvantitatívnej i druhovej stránke hojnejšia. Okrem vyšších spomínaných druhov je pomerne najhojnejšie zastúpený vysoko kónický druh „*Marssonella*“ *oxycona* (MARSSON), ktorý sa svojimi biometrickými údajmi odlišuje od

senónských foriem menovaného druhu. Z aglutinovaných druhov sa väčšinou vzácné až často vyskytujú: *Spiroplectinata annectens* (PARKER et JONES), *S. complanata* (REUSS), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN) a *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS). Vápnitý bentos reprezentujú vysokoklenuté formy druhu *Epistommina* ex gr. *spinulifera* (EICHENBERG) a *Anomalina* (*G.*) *intermedia* BERTHELIN.

Uvedený typ spoločenstva indikuje spodno- až strednoalbský vek.

Vrt Smolinské-17

Z jadra č. 15 sme mali k dispozícii dva výplachy. V oboch je pomerne dobre zachovaná planktónová zložka; najbežnejšie sa vyskytuje *Ticinella* ex gr. *roberti* (GANDOLFI) so subspeciou, viazanou na stredný až vrchný alb a reprezentujúcou descentrálnu formu s vysoko klenutou dorzálnou stranou i veľkými rozmermi. Spolu s týmto druhom sa vyskytuje i *Thalmaninella ticinensis ticinensis* (GANDOLFI) a *T. ticinensis subticinensis* (GANDOLFI), kým v druhej vzorke z toho istého jadra sa navyše nachádzajú formy stojace vývojovo na prechode *T. ex gr. ticinensis* GANDOLFI — *Thalmaninella* div. sp. Tento typ foriem pôvodne J. SALAJ—O. SAMUEL (1966) označovali ako *T. evoluta* (SIGAL) a jej prvé objavenie kládli do vrchného albu. Vychádzajúc z týchto údajov môžeme spoločenstvá z tohoto vrtu považovať za vrchnoalbské (resp. najvyššia časť stredného albu až vrchný alb.).

Vrt Šaštín-10

V jadre č. 7 (1937,0—1942,0 m) bolo pozorované veľmi chudobné, do červena sfarbené spoločenstvo. Zo vzácné sa vyskytujúcich aglutinovaných prvkov boli väčšinou identifikované jednotlivé formy len rodovo: *Dendrophrya* (cf. *D. robusta* GRZYBOWSKI), *Ammodiscus* sp. úlomok, ? *Hormosina* sp., *Trochamminoides* sp., *Recurvoides* sp., *Trochammina* sp., *Rhabdammina* sp.

V ďalšom skúmanom jadre (č. 8; 1961,0—1967,0 m) je spoločenstvo veľmi podobné predchádzajúcemu, s tým rozdielom, že pomerne bežnejšie sú zastúpené rhabdamíny a navyše sa vyskytuje jediný, tiež do červena sfarbený exemplár s morfológickými znakmi rodu *Helvetoglobotruncana*. Bez posledne menovanej formy je uvedený typ spoločenstva viazaný na flyšovú fáciu vrchnosenónskeho, hlavne však paleocénneho až spodnoeocénneho veku. Rod *Helvetotruncana* je podľa doterajších literárnych údajov indexovou formou pre turón.

Jadro č. 9—14 (1983,0—2025,0 m) je bezfosílné.

Vrt Šaštín-13

Vzorky z jadra č. 5—7 (1644,0—1754,0 m) sú bezfosílné. Iba v hĺbke 1365,0 m sa vyskytujú veľmi zle zachované globigeríny, *Ammonia* a ? *Nonion* sp. Spomínané formy sú miocénneho veku.

Vrt Závod-57

V jadre č. 10 (3059,0—3062,0 m) sa vyskytuje stratigraficky nevýrazné spoločenstvo, skladajúce sa iba z niekoľkých exemplárov rodu *Cibicides* a *Eponides* s čiastočne poškodenou schránkou. Na základe uvedených foriem nie je možné presnejšie určiť vek. Vo výbrusoch sa však zistili prierezy globotrunkán ako aj *Pseudosiderolites vidali* (Douvillé), indikujúci kampaňský vek.

Vrt Závod-68

Z uvedeného vrtu boli analyzované len vzorky odobraté a spracované na GÚDŠ.

V jadre č. 24 a 27 sa sporadicky vyskytujú úlomky dendrofyri (*D. robusta* GRZYBOWSKI, *D. latissima* GRZYBOWSKI) a veľmi vzácne prizmy inocerámov a *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI). Zloženie spoločenstva sa v podstate nemení ani vo vzorkách z ďalších skúmaných jadier (č. 28, 29, 31—33). Určitú zmenu možno pozorovať iba v kvantitatívnom zastúpení vyššie spomínaných foriem, ako aj v skutočnosti, že v jadre č. 31, 33, 35 a 37 sa spolu s uvedenými druhmi nachádzajú väčšinou silne rekryštalizované dvojkýlové globotrunkány, čo sťažuje ich druhové určenie. Iba vo vzorke z jadra č. 37 bolo možné identifikovať druh *Globotruncana arca* (CUSHMAN) a *G. cf. caliciformis* (LAPPARENT).

Vcelku môžeme konštatovať, že foraminiferové spoločenstvá reprezentuje hlavne aglutinovaná zložka so stratigraficky významnejším druhom *Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI), pričom v hlbších častiach vrtu k ním pristupujú väčšinou silne rekryštalizované dvojkýlové globotrunkány. S prihliadnutím na identifikované druhy z jadra č. 36 môžeme skúmané vzorky z úseku 3700,0—4160,0 m zaradiť do vrchného senónu.

Vrt Studienka-3

Z uvedeného vrtu sme mali k dispozícii iba vzorky z MND Hodonín. Súčasný stav zachovania vzoriek nedovoľuje robiť na základe foraminifer presnejšie stratigrafické závery. Pre úplnosť uvádzame, že vo vzorke z jadra č. 18 sa sporadicky vyskytujú 2—3 exempláre aglutinovaných foriem, pravdepodobne kriedového veku, a niekoľko miocénnych druhov. Z nasledujúceho jadra (č. 19) pochádzajú tri výbery s rovnakým označením, z nich jeden má viac-menej identické zloženie ako predchádzajúca vzorka, kým v ďalších dvoch sa vyskytujú evidentne len miocénne formy. V jadre č. 20 (1694,9—1697,7 m) sa nachádza jediný zle zachovaný exemplár globigeríny, pravdepodobne paleogénneho veku. V ďalších dvoch výberoch z toho istého jadra nie sú fosílie, kým v štvrtom sa nachádzajú 2—3 exempláre miocénnych foriem. Vzorka jadra č. 22c (1736,0—1738,8 m) je bezfosilna.

Z materiálu, ktorý sme mali k dispozícii, nemožno robiť na základe voľných foraminifer presnejšie stratigrafické závery. Miocénne formy sú najpravdepodobnejšie alochtónne.

Vrt Studienka-5

Podobného zloženia a spôsobu zachovania boli aj vzorky z vrtu Studienka-5, takže o stratigrafickej pozícii sa nemožno podľa foraminifer vyjadriť. V pôvodnom výplave (jadro č. 24; 1405,0—2410,0 m) sa našiel jediný exemplár globigeriny. Podobne ako pri miocénnych formách, ide najskôr o alochtónne formy (znečistenie jadra).

Geologický ústav Dionýza Štúra
KONTROLOVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
811 01 BRATISLAVA

Viera Gašpariková

Vápnitý nanoplanktón z podložia viedenskej panvy

1 obr. (20), 1 fotografická tabuľka (VII)

Obsah

Vrt Kovalov-5	117
Vrt Smolinské-14	118
Vrt Smolinské-20	118
Vrt Smolinské-21	118
Vrt Smolinské-27	118
Vrt Šaštín-10	119
Vrt Šaštín-12	119
Vrt Závod-57	119
Vrt Závod-68	120
Vrt Závod-78	121
Vrt Závod-79	121
Vrt Závod-81	121
Vrt Lakšárska Nová Ves-7	121

Kvôli upresneniu biostratigrafickej charakteristiky podložných sedimentov viedenskej panvy bol z niektorých vrtovej spracovaný i vápnitý nanoplanktón. Komplexný biostratigrafický výskum umožnil korelovať výsledky niekoľkých metód, čo značne pomohlo pri konečnom zhodnotení tejto oblasti.

Spoločenstvá vápnitého nanoplanktónu zo spracovaných vrtovej zodpovedajú vyššiemu neokómu až ?aptu, albu (stredný a vrchný), nižšiemu a vyššiemu senónu (po stredný kampán) a paleogénu.

Vrt Kovalov-5

Jadro č. 4 (1098,00—1100,20 m) je charakterizované rekryštalizovaným spoločenstvom, nie je vylúčené, že ide o redeponované formy. Zastúpený je druh *Ellipsagelosphaera* sp., *Parhabdolithus* sp., *Parhabdolithus* sp. cf. *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) STRADNER, pomerne hojné sú nanokóny, hlavne druh *Nannoconus* ex gr. *steinmanni* KAMPTNER.

RNDr. V. Gašpariková, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Dominantné zastúpenie rodu *Ellipsagelosphaera* svedčí v prospech neokómskeho veku, rod *Parhabdolithus* je viazaný na vyššie časti neokómu a zasahuje do aptu. Niekoľko foriem javí afinitu k druhu *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) STRADNER, ktorý je vedúcou formou vrchnoaptskej zóny *Parhabdolithus angustus* (H. MANIVIT 1971).

Jadro č. 5 (1250,00—1255,00 m) a jadro č. 6 (1295,00—1300,00 m) sú sterilné.

Vrt Smolinské-14

Jadro č. 8 (1395,00—1400,00 m) charakterizuje chudobné spoločenstvo zastúpené druhmi: *Watznaueria* ex gr. *barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, *Praediscosphaera* ex gr. *cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER a *Podorhabdus* sp. Indikuje albský vek. Jadro č. 9 (1450,00—1453,00 m) a jadro č. 10 (1486,00—1489,00 m) sú sterilné.

V hĺbke 1548,00—1551,00 m bolo zistené pomerne bohaté spoločenstvo tvorené zastupiteľmi rodu *Ellipsagelosphaera* a *Parhabdolithus*. Hojné sú prítomné nanokóny — druh *Nannoconus* ex gr. *steinmanni* KAMPTNER. Spoločenstvo zodpovedá vyššiemu neokómu až aptu.

Vrt Smolinské-20

Chudobné spoločenstvá z jadra č. 6 (1395,00—1400,00 m), úsek 2,9—3,0 m a 4,2—4,4 m, sú zastúpené druhmi *Praediscosphaera* ex gr. *cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER a *Watznaueria* ex gr. *barnesae* (BLACK) PERCH — NIELSEN. Typ spoločenstva zodpovedá strednému albu.

Vrt Smolinské-21

Jadro č. 3 (1495,00—1500,00 m). Spoločenstvo v ňom je zastúpené rekryštalizovanými rozlámanými formami, ktoré boli identifikované ako druh *Watznaueria* ex gr. *barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN. Indikujú najskôr alb.

Vrt Smolinské-27

Vzorka reprezentujúca jadro č. 1 (1558,00—1562,00 m), úsek 0,2—0,3 m, obsahuje spoločenstvo zastupujúce stredný alb. Ide o druh *Cretarhabdus* ex gr. *crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Parhabdolitus* sp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, *Zygoolithus compactus* BUKRY.

V ďalších dvoch úsekoch 2,65—2,75 m a 3,2—3,3 m bol zistený rekryštalizovaný druh *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, ktorého prvú obja-

venie sa kladie do vrchného albu. Tento druh reprezentuje vrchnoalbskú a spodnocenomanskú nanoplanktónovú zónu *Eiffelithus turriseiffeli* (H. THIERSTEIN 1971).

Spoločenstvá v tomto hĺbkovom rozmedzí svojim charakterom i zložením značne pripomínajú spoločenstvá bradlového pásma — kysuckej série.

Vrt Šaštín-10

Spoločenstvá stanovené v jadre č. 7 (1937,00—1942,00 m) a v jadre č. 8 (1961,00—1967,00 m) sú tvorené ojedinelými silne rekryštalizovanými formami, ktoré patria rodu *Coccolithus*. Ide o paleogén, presnejšie vymedzenie nie je možné. Hĺbkový úsek od 2184,00—2189,00 m je sterilný.

Vrt Šaštín-12

Vzorky z vrtu Šaštín-12 (hĺbka 5258,00—5261,00 m/a, b, 5379,00—5382,00 m/a, b a 6425,00—6427,00) m sú sterilné.

Vrt Závod-57

V jadre č. 20a (3381,00—3382,00 m) boli zistené len dve formy zodpovedajúce rodu *Watznaueria*. Na ich základe možno konštatovať, že ide o kriedu.

Jadro č. 22 (3495,00—3496,50 m) je bezfosilné.

Jadro č. 24 (3596,00—3600,00 m), jadro č. 26 (3696,00—3696,60 m) a jadro č. 35 (4020,00—4023,00 m) obsahujú pomerne dobre zachované kriedové spoločenstvá, na základe ktorých bolo možno upresniť vek sedimentu. Okrem foriem so širokým stratigrafickým rozpätím — ako *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE et MARTINI, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Lithastrinus* ex gr. *floralis* STRADNER, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, *Zycolithus compactus* BUKRY, *Zycolithus* ex gr. *diplogrammus* (BUKRY) NOËL — bolo zistených niekoľko stratigraficky významnejších druhov. Ide o druh *Gartnerago obliquum* (STRADNER) NOËL, vedúci druh rovnomennej zóny ktorú definoval J. W. VERBEEK (1976). Táto zóna predstavuje v Západných Karpatoch vrchný cenoman a spodný turón. V jadre č. 26 sa objavuje druh *Tranolithus* ex gr. *orionatus* (REINHARDT) REINHARDT, ktorý sa v Západných Karpatoch začína objavovať vo vrchnom turóne. Významná pre stanovenie veku spoločenstiev je neprítomnosť druhu *Micula decussata* VEKSHINA, ktorého prvý výskyt je viazaný na najvyšší koňak (V. GAŠPARIKOVÁ 1984).

Na základe týchto úvah možno predpokladať stratigrafické začlenenie vrchný turón—koňak.

Vrt Závod-68

V jadre č. 24a a 25a (3831,00—3872,00 m) boli zistené veľmi problematické kokolity bez možnosti určenia.

V jadre č. 26 (3872,50—3883,60 m) bolo stanovených niekoľko foriem zodpovedajúcich rodu *Coccolithus*, ďalej druh *Chiphragmolithus* ex gr. *dubius* (DEF-LANDRE) SULLIVAN a silne rekryštalizované úlomky diskoasterov. Stratigrafická príslušnosť — paleogén.

Jadrá č. 27, 28, 29, 31, 32, 33, 34 (3883,60—4119,00 m) obsahujú veľmi problematické formy bez možnosti určenia.

Jadrá č. 31 a 32 (3933,30—4036,00 m) sú bezfosilné.

Jadrá č. 35, 36, 38, 40 (4137,00—4388,00 m). V charaktere spoločenstiev dochádza k výraznej zmene. Pomerne bohaté spoločenstvá sú zastúpené nasledovnými druhmi: *Broinsonia* sp. cf. *B. parca* (STRADNER) BUKRY, *Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKIJ, *Micula decussata* VEKSHINA, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Tranolithus* sp., *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, *Zycolithus compactus* BUKRY. Významným druhom v tomto spoločenstve je druh *Broinsonia parca*, na základe ktorého D. BUKRY (1974) stanovil rovnomennú spodnokampánsku zónu. Na niekoľko v spoločenstve neboli zistené výrazné vrchnokampánske a mástrichtské druhy, spoločenstvá možno začleniť do spodného kampánu.

Jadrá č. 41, 45, 46 (4430,00—4599,00 m) obsahujú veľmi chudobné spoločenstvá. Zistený bol len druh *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, na základe ktorého možno identifikovať kriedový vek.

Z Á V O D - 57			Z Á V O D - 68				
jadro č. 24 3596,00 - 3600,00	jadro č. 26 3696,00 - 3696,50	jadro č. 35 4020,00 - 4023,00	D R U H Y		jadro č. 26 3872,50 - 3883,60	jadrá č. 27-34 3883,60 - 4119,00	jadrá č. 35-40 4137,00 - 4388,00
t u r ó n - k o n i a k					paleogén	krieda	spodný kampán
			Broinsonia ex. gr. parca				
			Coccolithus pelagicus				
			Coccolithus sp.				
			Cretarhabdus conicus				
			Cretarhabdus crenulatus				
			Cribrosphaera ehrenbergi				
			Eiffelithus turriseiffeli				
			Gartnerago obliquum				
			Chiphragmalithus dubius				
			Lithastrinus floralis				
			Micula decussata				
			Praediscosphaera cretacea				
			Tranolithus orionatus				
			Watznaueria barnesae				
			Zycolithus compactus				
			Zycolithus diplogrammus				

Obr. 20 Zastúpenie vápnitého nanoplanktónu vo vrte Závod-57 a Závod-68 (V. GAŠPARIKOVÁ).

Vrt Závod-78

Jadro č. 4a (4257,50—4257,60 m) je bezfosilne.

Vo vzorke z hĺbky 4259,00 m boli zistené v oboch typoch ílovcov (svetlejšom i tmavšom) značne korodované kryštáliky olivínu. Sú veľmi hojné.

Vrt Závod-79

Jadro č. 5 (4540,00—4543,00 m) je bezfosilne.

Vrt Závod-81

Jadro č. 2 (3752,50 m) je bezfosilne.

Vrt Lakšárska Nová Ves-7

V jadrách č. 8—12 (1579,00—1793,00 m) bol zistený vápňitý nanoplanktón v dvoch hĺbkach.

V hĺbke 1640,00—1645,00 m bolo niekoľko problematických kokolitov bez možnosti určenia.

V hĺbke 1745,00 m bolo stanovených niekoľko kriedových kokolitov s pomerne dobre zachovanou štruktúrou. Stanovené boli druhy *Gartnerago ex gr. obliquum* (STRADNER) NOËL, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN. Na základe druhu *Gartnerago obliquum* možno súvrstvie začleniť do vrchnej kriedy, nakoľko uvedený druh má stratigrafické rozpätie vrchný cenoman až kampán.

Vysvetlivky k fotografickej tabuľke VII

Tabuľka VII

- 1 *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, 5000 ×, proximálna strana, Smolinské-27 1558,00—1562,00 m, stredný alb
- 2 *Zygoolithus ex gr. compactus* BUKRY, 5000 ×, distálna strana, Smolinské-27, 1558,00—1562,00 m, vrchný alb—spodný cenoman
- 3 *Ellipsagelosphaera* sp., 5000 ×, Smolinské-14, 1548,00—1551,00 m, neokóm—?apt
- 4 *Gartnerago ex gr. obliquum* (STRADNER) NOËL, 5000 ×, distálna strana, Závod-57, 3696,00—3696,50 m, turón—koňak
- 5 *Zygoolithus compactus* BUKRY, 5000 ×, distálna strana, Závod-68, 4137,00—4388,00 m, spodný kampán
- 6 *Lithastrinus ex gr. floralis* STRADNER, 4000 ×, proximálna strana, Závod-57, 3696,00—3696,50 m, turón—koňak

- 7 *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKII) GARTNER, 5000 ×, distálna strana, Závod-68, 4137,00—4388,00 m, spodný kampán
- 8 *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, 5000 ×, proximálna strana, LNV-7, 1745,00 m, vrchný cenoman—kampán
- 9 *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, 5000 ×, distálna strana, Závod-57, 4020,00—4023,00 m, turón—koňak
- 10 *Gartnerago* ex gr. *obliquum* (STRADNER) NOËL, 5000 ×, distálna strana, LNV-7, 1745,00 m, vrchný cenoman—kampán
- 11 *Tranolithus* sp., 5000 ×, proximálna strana, Závod-68, 4137,00—4388,00 m, spodný kampán
- 12 Kokosféra (*Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN), 4000 ×, LNV-7, 1745,00 m, vrchný cenoman—kampán.

Jarmila Papšová

Nálezy konodontov z podložia neogénu vienskej panvy

1 obr. (21), 3 fotografické tabuľky (VIII—X)

Obsah

Paleobiostratigrafický rozbor vrtu Závod-74	123
Paleobiostratigrafický rozbor vrtu Závod-75	125
Paleobiostratigrafický rozbor vrtu Studienka-83	127

V roku 1982 sme začali so systematickým mikropaleontologickým výskumom karbonátových sedimentov z vrtov Závod-72, -74, -75, -76 a Studienka-83 v podloží vienskej neogénnej panvy v oblasti Záhorskej nížiny. Výsledky z nerozpustných zvyškov orientačných vzoriek vrtov -72 a -76 boli negatívne (až na výnimku vo vrte -72, kde J. PEVNÝ určil chudobné spoločenstvo holotúrií — ústna správa). Z 27 vzoriek (o váhe 0,9 kg—3,4 kg) rozpustených v kyseline octovej a separovaných bromoformovaním, odobraných na konodontový výskum z hnedých, tmavošedých kalových, tektonicky silno porušených vápencov (vrty Závod-74, -75 a Studienka-83) bola polovica negatívnych. V 18-tich vzorkách sme separovali z ľahkej frakcie hojné sklerity holotúrií, voľné foraminifery, zvyšky ježoviek a iniciálne závitý ulitníkov; v rezíduu ťažkej frakcie sa objavili ozúbkované aj platničkovité konodonty i zúbky a šupiny rýb.

Paleobiostratigrafický rozbor vrtu Závod-74

Z profilu vrtu bolo analyzovaných 5 vzoriek (pozri podrobný profil vrtu, J. KYSELA 1983), z toho 4 vzorky boli na mikroorganizmy sterilné.

Hĺbka 4085—4090 m, j.č. 3, vz. 1, interval 0,4—0,5

Svetlošedé a ružovkasté úlomkovité vápence (breccia v neogéne); sterilné.

Hĺbka 4085—4090 m, j.č. 3, vz. 4, interval 3,5—3,65

Tmavošedé vápence tektonicky porušené s úlomkami breccii a vložkami čiernych ílovcov. Ozúbkované konodonty fragmenty div. sp., *Hindeodella suevi-*

Závod 74			Závod 75			Studienka 83		
Hĺbka	Fauna	Vek	Hĺbka	Fauna	Vek	Hĺbka	Fauna	Vek
4 086 m	negatívne		4 208 m	Gondolella sp. fragmenty ozúbkované konodonty	?	3 471 m	negatívne	?
4 089 m	Gondolella excelsa Metapolygnathus cf. longobardicus ozúbkované konodonty	Longobard-kordevol	4 209 m	Metapolygnathus japonicus Gladigondolella tethydis	Longobard-kordevol	3 471 m	negatívne	?
4 168 m	negatívne	?	4 210 m	Gladigondolella tethydis ozúbkované konodonty	211yr-fässan	3 577 m	negatívne	?
4 170 m	negatívne	?	4 211 m	Gladigondolella tethydis ozúbkované konodonty	211yr-fässan	3 577 m	foraminifery	
4 171 m	negatívne	?	4 272 m	ozúbkované konodonty	?	3 673 m	Neospathodus germanicus G. kockeli Neohideodella sp.	201yr-pelsson
Vysvetlivky: 1 vápnité brekcie s úlomkami vápencov 2 tmavosivé celistvé vápence s puklinami vyplnenými sivozelenými ílovcami 3 hľuznaté tmavé vápence sčasti rohovcové 4 tmavosivé ílovice s lavicami kalových vápencov 5 vápence s vločkami ílovcov 6 svetlé vápence 7 tmavosivé vápence			4 336 m	Gondolella excelsa ozúbkované konodonty	11yr-fässan	3 673 m	Neospathodus germanicus	
			4 337 m	G. excelsa G. constricta G. szaboi ozúbkované konodonty		3 673 m	Gladigondolella cf. malayensis budurovi ozúbkované konodonty	
			4 338 m	Gondolella cornuta		3 673 m	negatívne	?
			4 338 m	Gondolella constricta G. cornuta G. excelsa G. szaboi G. balcanica ozúbkované konodonty		3 673 m	Neospathodus cf. kockeli ozúbkované konodonty	pelsson
			4 339 m	Gondolella excelsa G. szaboi G. constricta	11yr			
			4 339 m	Gondolella excelsa G. szaboi G. constricta Gondolella sp. ozúbkované konodonty				

Obr. 21 Rozšírenie konodontovej fauny vo vrtoch podložja viedskej panvy (J. PAPŠOVÁ 1984)

ca (TATGE), *Prioniodina spengleri* (HUCKRIEDE), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Metapolygnathus cf. longobardicus* KOVÁCS, *Metapolygnathus* sp., zúbky rýb.

Vek: stredný až vrchný longobard.

Híbka 4167—4172 m, j.č. 5, vz. 3, interval 2,3—2,45

Hnedošedé jemnozrné vápence, sterilné.

Híbka 4167—4172 m, j.č. 5, vz. 5, interval 4,5—4,7

Hnedošedé vápence, sterilné.

Híbka 4167—4172 m, j.č. 5, vz. 1, interval 0,4—0,6

Hnedošedé jemnozrné vápence, sterilné.

Zhrnutie

Z uvedeného vidíme, že sme konodonty našli v jedinej vzorke jadra č. 3, aj to v nepríliš hojnej mikroasociácii. Napriek tomu nález druhu *Metapolygnathus cf. longobardicus* KOVÁCS nám dovoľuje zaradiť skúmané súvrstvie od stredného longobardu vyššie (S. KOVÁCS 1983); podľa interpretácie S. KOVÁCSA a H. KOZURA (1980) ide o amonitovú zónu *Protrachyceras archelaus*.

Paleobiostratigrafický rozbor vrtu Závod-75

Híbka 4207—4210 m, j.č. 3, vz. 1, interval 0,75—0,90

Tmavé kalové vápence so stylolitmi a hľuzami tmavého rohovca — ozúbkované konodonty — fragmenty, *Hindeodella suevica* (TATGE), *Prioniodina spengleri* (HUCKRIEDE), *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), *Neohindeodella triassica* MÜLLER, zúbky rýb, *Gondolella excelsa* juv. (MOSHER), *Gondolella* sp.

Vek: ? stredný trias.

Híbka 4207—4210 m, j.č. 3, vz. 2, interval 1,0—1,5

Ozúbkované konodonty — fragmenty, *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), *Prioniodina spengleri* (HUCKRIEDE), zriedkavé fragmenty holotúrií, zuby a šupina rýb, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Metapolygnathus japonicus* (HAYASHI).

Vek: vrchný longobard.

Híbka 4207—4210 m, j.č. 3, vz. 3, interval 2,0—2,15

Krémové kalové vápence. Ozúbkované konodonty — fragmenty, *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), hojné zuby a šupiny rýb, *Gladigondolella cf. tethydis* (HUCKRIEDE).

Vek: ? stredný trias.

Híbka 4270—4273 m, j.č. 4, vz. 2, interval 1,4—1,5

Tmavošedé vápenaté ílovcy s vložkou hnedožltých vápencov. Ozúbkované konodonty, *Didymodella alternata* (MOSHER).

Vek: stredný trias.

Híbkka 4335—4340 m, j.č. 5, vz. 1, interval 0,6—0,7

Hnedé kalové vápence, rozbité tektonicky s puklinami vyhojenými kalcitom alebo zeleným ílovcom. Ozúbkované konodonty — fragmenty, *Hindeodella suevica* (TATGE), šupiny a zúbky rýb, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella* sp.

Vek: ? ilýr.

Híbkka 4335—4340 m, j.č. 5, vz. 2, interval 1,7—1,8

Hnedé kalové vápence, rozpukané s kalcitovými žilkami, prípadne zeleným ílovcom v puklinách. Ozúbkované konodonty, *Hindeodella spengleri* (HUCKRIEDE), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Hindeodella suevica* (TATGE), holotúrie, *Priscopodatus tyrolensis* MOSTLER, *Theelia immisorbicula* MOSTLER, fragmenty iniciálnych závitov gastropódov, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella szabói* KOVÁCS, *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV).

Vek: vrchný ilýr.

Híbkka 4335—4340 m, j.č. 5, vz. 3, interval 2,5—2,6

Hnedé kalové vápence s puklinami vyplnenými kalcitom, tektonicky rozbitá. Ozúbkované konodonty, *Hindeodella spengleri* (HUCKRIEDE), *H. suevica* (TATGE), *Neoplectospathodus muelleri* KOZUR—MOSTLER, *Hibbardella magnidentata* (TATGE), *Gladigondolella* sp., holotúrie, *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *Theelia planorbicula* MOSTLER, *Priscopodatus tyrolensis* MOSTLER, *Priscopodatus* sp., zúbky rýb, krinoidy, *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella balcanica* (BUDUROV et STEFANOV).

Vek: vrchný ilýr.

Híbkka 4335—4340 m, j.č. 5, vz. 4, interval 3,7—3,8

Hnedé kalové vápence, rozbité tektonicky s puklinami vyplnenými kalcitom. Ozúbkované konodonty, *Prioniodina spengleri* (HUCKRIEDE), *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), foraminifery, zúbky rýb, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella szabói* KOVÁCS.

Vek: vrchný ilýr.

Zhrnutie

Podrobný rozbor mikroasociácií vrtu nám dokázal prítomnosť stratigraficky cenných druhov platničkovitých konodontov v profile vrtu v metroch 4207—4210 m, 4270—4273 m a najmä v 4335—4340 m (J. KYSELA 1983). Úsek 4207—4210 m je charakterizovaný prítomnosťou druhu *Metapolygnathus japonicus* (HAYASHI), ktorý indikuje vrchnolongobardský vek a doteraz nebol z oblasti Západných Karpát opísaný. Má pomerne úzke vekové rozpätie v európskych bioprovinciách (S. KOVÁCS—H. KOZUR 1980, H. KOZUR 1980), hoci v Japonsku bol opísaný z ladinu až noriku (S. HAYASHI 1968).

V úseku 4270—4273 m sa nenašli platničkovité konodonty, preto nie je možné spoľahlivo určiť vek fosiliferného súvrstvia.

Z mikropaleontologického hľadiska je najhodnotnejšie spoločenstvo v úseku 4335—4340 m; obsahuje hojnosť druhov rozmanitých počtom aj formami, ktoré charakterizujú vrchný ilýr amonitovej zóny *Paraceratites trinodosus*, prípadne ešte časť zóny *Parakellnerites* (L. KRYSŤYN 1983). V zónovaní pomocou konodontov zahrňuje vrchný ilýr *Gondolella cornuta* A.—Z (S. KOVÁCS 1981). Ide o druhy: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. constricta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. balcanica* (BUDUROV et STEFANOV) a *G. szabói* KOVÁCS (obr. 21).

Paleobiostratigrafický rozbor vrtu Studienka-83

Z profilu vrtu bolo analyzovaných 9 vzoriek; z toho 5 bolo na konodonty sterilných.

Hĺbka 3471—3474 m, j.č. 7, interval 0,8—1,0
Sterilné.

Hĺbka 3471—3474 m, j.č. 7, int. 2,8—3,0
Sterilné.

Hĺbka 3577—3581 m, j.č. 8, interval 3,1—3,3
Svetlé vápence, sterilné.

Hĺbka 3577—3581 m, j.č. 8, interval 1,8—2,0
Svetlé vápence. Sterilné na konodonty, zriedkavé sú foraminifery (*Trochammina almtalensis* KOEHN—ZANINETTI, *Endothyranella alpina* ZANINETTI et BROENNIMANN, *Meandrospira* sp., *Nodosaria* sp. — určila O. JENDREJÁKOVÁ).

Hĺbka 3673—3677 m, j.č. 9, interval 0,0—0,3
Tmavé kalové vápence. Ozúbkované konodonty, *Neohindeodella* sp., foraminifery, *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., *Neospathodus germanicus* KOZUR, *Neospathodus kockeli* (TATGE), *Neospathodus* sp., zúbky rýb.
Vek: pelsón.

Hĺbka 3673—3677 m, j.č. 9, interval 1,4—1,6
Tmavé vápence. Zúbky rýb, *Neospathodus germanicus* (KOZUR).
Vek: pelsón.

Hĺbka 3673—3677 m, j.č. 9, interval 1,7—1,85
Tmavé vápence. Ozúbkované konodonty, *Neohindeodella* sp., *Gladigondolella* cf. *malayensis budurovi* KOVÁCS, zúbky rýb.
Vek: ? pelsón.

Hĺbka 3673—3677 m, j.č. 9, interval 3,5—3,7
Tmavé vápence, sterilné.

Hĺbka 3673—3677 m, j.č. 9, interval 3,6—3,65
Tmavočierne vápence. Ozúbkované konodonty, zúbky rýb, *Neospathodus* cf. *kockeli* (TATGE).
Vek: pelsón.

Zhrnutie

Vo vrte Studienka-83 napriek veľmi zriedkavému výskytu konodontov sa v skúmaných vzorkách našlo v úseku 3673—3677 m chudobné spoločenstvo platničkovitých konodontov druhov *Neospathodus germanicus* KOZUR, *N. cf. kockeli* (TATGE) a *Gladigondolella cf. malayensis budurovi* KOVÁCS. Hoci sa stratigrafické rozpätie druhov *N. cf. kockeli* a *N. germanicus* udáva v rôznych európskych bioprovinciách od vrchného bitýnu po pelsón, v alpskokarpatskej oblasti nebol doteraz v staršom než pelsónskom súvrství nájdený (H. KOZUR 1980, K. BALOGH—S. KOVÁCS 1981, G. PISA et kol. 1979 atď.). Naproti tomu sa skúmané spoločenstvo konodontov líši od doteraz známych spoločenstiev platničkovitých konodontov stredného triasu (anisu) nedostatkom druhov *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), príp. *G. hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV). *G. bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), ktoré sú bežné napr. v pelsónskych spoločenstvách chočského príkrovu (J. PAPŠOVÁ—J. PEVNÝ 1983) a prežívajú do spodného ilýru.

Vysvetlivky k fotografickým tabulkám VIII—X

Tabuľka VIII

- 1a, b, c, d *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK
Závod-75, 4335—4340 m; stredný trias (ilýr); 1a 220 ×, 1b 190 ×, 1c 230 ×, 1d 220 ×
- 2a, b *Metapolygnathus japonicus* (HAYASHI)
Závod-75, 4207—4210 m; longobard-kordevol; 80 ×
- 3 *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK
Závod-75, 4335—4340; stredný trias (ilýr); 190 ×
- 4 *Gondolella balcanica* (BUDUROV et STEFANOV)
Závod-75, 4335, 4340 m; stredný trias (ilýr); 220 ×

Tabuľka IX

- 1 *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV)
Závod-75, 4335—4340 m; stredný trias (ilýr); 150 ×
- 2a, b *Gondolella cf. szabói* KOVÁCS
Závod-75, 4335—4340 m; stredný trias (ilýr); 75 ×
- 2c *Gondolella excelsa* (MOSHER) juv.
Závod-75, 4335—4340 m; stredný trias (ilýr); 370 ×
- 3a, b *Gondolella constricta* (BUDUROV et STEFANOV)
Závod-75, 4335—4340 m; stredný trias (ilýr); 90 ×
- 4a, b, c, d *Gondolella cf. szabói* KOVÁCS
Závod-75, 4335—4340 m; stredný trias (ilýr); 4a, b 250 ×, 4c, d 70 ×

Tabuľka X

- 1a, b, c, d, e *Metapolygnathus cf. longobardicus* KOVÁCS
Závod-74, 4085—4090 m; longobard-kordevol; 1a 80 ×, 1b 75 ×, 1c 80 ×, 1d, 1e 75 ×
- 2 *Neospathodus cf. kockeli* (TATGE)
Studienka-83, 3673 m; pelsón; 125 ×
- 3 *Neospathodus germanicus* KOZUR
Studienka-83, 3673 m; pelsón; 70 ×
- 4 *Neohideodella* sp.
Studienka-83, 3673; pelsón; 60 ×

Zora Priehodská

Výskum ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev a vrchnej kriedy z vrtov hĺbených do podložia viedenskej panvy

7 obr. (22-28)

Obsah

Úvod	129
Lunzské vrstvy (vrchný trias—karn)	131
Vrt LNV-3	131
Vrt LNY-7	133
Vrt Závod-74	137
Vrt Závod-75	138
Vrt Šaštín-10	138
Vrt Šaštín-12	140
Senón (vrchná krieda)	140
Vrt Závod-68	140
Záver	142

Úvod

Ťažké minerály boli skúmané v pieskovcoch lunzských vrstiev (vrchný trias) z vrtov LNV-3, LNV-7, Závod-74, Závod-75, Šaštín-10, Šaštín-12 a v pieskovcoch senónu (vrchná krieda) z vrtu Závod-68. Výskumom bol sledovaný minimálny, maximálny a priemerný obsah ťažkých minerálov, ako aj horizontálne a vertikálne zmeny vo výskyte ťažkých minerálov v skúmaných vrstvách. Na základe tohto výskumu boli určené vedúce spoločenstvá ťažkých minerálov pre jednotlivé vrstevné komplexy.

Skúmanie ťažkých minerálov prebehlo v zrnitostných frakciách 0,25—0,10 mm a 0,10—0,05 mm. Percentuálne zastúpenie jednotlivých minerálov bolo stanovené z počtu 200—700 zrn z každej vzorky.

Na mineralogickom zložení skúmaných hornín sa v najväčšom množstve podieľajú: *kremeň*, *živce*, *sludy* (muskovit a biotit), *chlorit*. Veľký podiel pripadá na karbonáty (prevažne kalcit) a rôzne, bližšie neurčiteľné zakalené minerály a úlomky hornín.

Ťažké minerály tvoria v spracovávaných horninách malé percento. V pieskovcoch lunzských vrstiev sa ich obsah pohybuje v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm od 0,05—12 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm od 0,02—8,0 %. Pieskovce vrchnej kriedy obsahujú všeobecne menej než 1 % ťažkých minerálov: v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm sa obsah ťažkých minerálov pohybuje od 0,1—0,6 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm je to od 0,01—0,15 %.

Analýzami boli zistené nasledovné minerály: priesvitné minerály — anatas, granát, staurolit, andaluzit, rutil, zirkón, turmalín, topas, apatit, titanit, korund, epidot, zoizit, distén, sillimanit, biotit, chlorit, hyperstén, amfibol, karbonáty (kalcit); minerály nepriesvitné — chromit, ilmenit, magnetit, pyrit, limonit, leukoxén.

Percentuálne zastúpenie jednotlivých ťažkých minerálov je uvedené v tabuľkách 1—5.

Granát bol zistený prevažne v zrnách nepravidelného tvaru, v úlomkoch a ojedinele aj v tvaroch idiomorfnych. Je zväčša bezfarebný, menej farby svetložltej alebo svetloružovej.

Staurolit sa vyskytol v nepravidelných tvaroch a úlomkoch žltej až červenožltohnedej farby.

Rutil vytvára idiomorfne, krátke stĺpčky alebo silné, skoro nepriehľadné zrná červenohnedej farby.

Zirkón bol zistený vo všetkých formách, prevažne v krátko prizmatických, zriedkavejšie v pretiahnutých prizmatických alebo pyramidálnych tvaroch. Je farby žltkavej, červenohnedej a hnedastej.

Turmalín vytvára krátke aj dlhšie prizmatické tvary farby tmavohnedej, tmavozelenej a sivej.

Apatit je vyvinutý v tvare krátkych stĺpčekov s dobre opracovanými hranami, aj v tvare nepravidelných úlomkov. Zrnká apatitu obsahujú často drobné, bližšie neurčiteľné uzavreniny.

Titanit sa vyskytol v podobe nepravidelných zrn, málo priehľadných.

Zoizit vytvára bezfarebné, drobné zrná, nepravidelného tvaru.

Epidot je vyvinutý vo forme nepravidelne obmedzených zrn žltozelenej farby.

Distén je vyvinutý do stĺpcovitých kryštálikov pretiahnutých podľa osi „c“. Je bezfarebný.

Sillimanit vytvára ihlicovité až vláknité kryštály, pretiahnuté podľa osi „c“, bielej, šedej aj žltkavej farby.

Topás je vyvinutý v priehľadných, jemne sfarbených zrnách nepravidelného tvaru.

Biotit je vyvinutý v podobe lupienkov nepravidelného tvaru, farby svetlo- až tmavohnedej. Na niektorých lupienkoch bol pozorovaný slabý pleochroizmus.

Chlorit vytvára priehľadné i nepriehľadné nepravidelné lupienky prevažne svetlozelenej farby.

Hyperstén sa vyskytol vo forme krátkych stĺpčekov, farby žltozelenej s hnedastým nádychom.

Amfibol je vyvinutý v pretiahnutých, šesťuholníkových tvaroch tmavohnedej farby, so silným pleochroizmom, v hnedých, až žltých odtieňoch.

Chromit je vyvinutý prevažne v úlomkoch a v zrnách nepravidelných tvarov, ale aj v podobe drobných oktaedrov. Je nepriehľadný, v dopadajúcom svetle čiernohnedej a mosadznožltohnedej farby, na okrajoch zŕn presvítá hnedočervene, niekedy aj medovožlto.

Ilmenit a *magnetit* sa vyskytli vo forme drobných zŕn nepravidelných tvarov, farby čiernej a sivočiernej.

Pyrit je farby mosadznožltej, má prevažne podobu krychle, alebo päťuholníkového dvanástistena. Vyskytol sa tiež v zrnách nepravidelného tvaru, často limonitizovaných; vytvára aj agregáty zŕn.

Limonit sa vyskytol vo forme nepravidelných úlomkov, farby okrovohnedej a červenohnedej, niekedy aj žltočervenej.

Lunzske vrstvy (vrchný trias—karn)

Vrt LNV-3, Lakšárska Nová Ves (tab. 1,1a, obr. 22)

Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzskejších vrstiev (vrchný trias)
Vrt LNV-3, Lakšárska Nová Ves (podľa M. STAROBOVEJ 1964)

Tab. 1

Hĺbka v m	Ťažké minerály												
	An	Gr	Zi	Ru	Tu	Ap	Ko	Bi	Ch	Am	K	Op	Z
1115—1117		19,28	1,20	13,25	6,02	59,04	1,20						
1166—1168		10,40	11,0	3,3	10,40	64,10	0,2		0,2	0,2			
1310—1315							0,33		0,13				99,54
1340—1345							0,89		8,04		1,75		89,29
1369—1373								0,97	1,56				97,47
1400—1405	0,19	4,27	5,07	0,19	1,86	12,99	1,30	5,57			5,97	7,05	55,66
1431—1433,5		7,20	1,53		1,15	8,43	1,53	11,49	9,58		21,07	2,68	35,25
1460—1462,5		3,33	0,19		0,37	4,63	0,19	2,22	1,11		22,22	0,93	64,81
1490—1492									2,70			5,41	91,89
1520—1523								0,17	0,12				99,67
1551—1553			0,63		0,31	3,92			7,85			0,94	66,34
1580—1581		0,54			0,27		0,54					2,73	95,89
1608—1610												6,25	93,75
1638—1640		1,41	0,70		1,14	4,49		0,88	2,64			0,44	88,18
1680—1681	0,20	5,45	5,66		0,41	3,35		1,04	6,49			3,98	73,37
1681—1683		2,11	0,73	0,08	0,73	3,74	0,16	2,03	0,73				89,64

Zrnitostná frakcia 0,25—0,10 mm

Vysvetlivky k tabuľkám 1—5

*An — anatas

Tu — turmalín

Zo — zoizit

Am — amfibol

Gr — granát

To — topaz

Di — distén

K — karbonáty

St — staurolit

Ap — apatit

Si — sillimanit

Op — minerály opakné

Ad — andaluzit

Ti — titanit

Bi — biotit

Z — minerály zakalené

Ru — rutit

*Ko — korund

Ch — chlorit

a úlomky hornín

Zi — zirkón

Ep — epidot

Hy — hyperstén

(*M. Starobová 1964)

Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v pieskovochoch lunzských vrstiev (vrchný trias)
Vrt LNV-3, Lakšárska Nová Ves

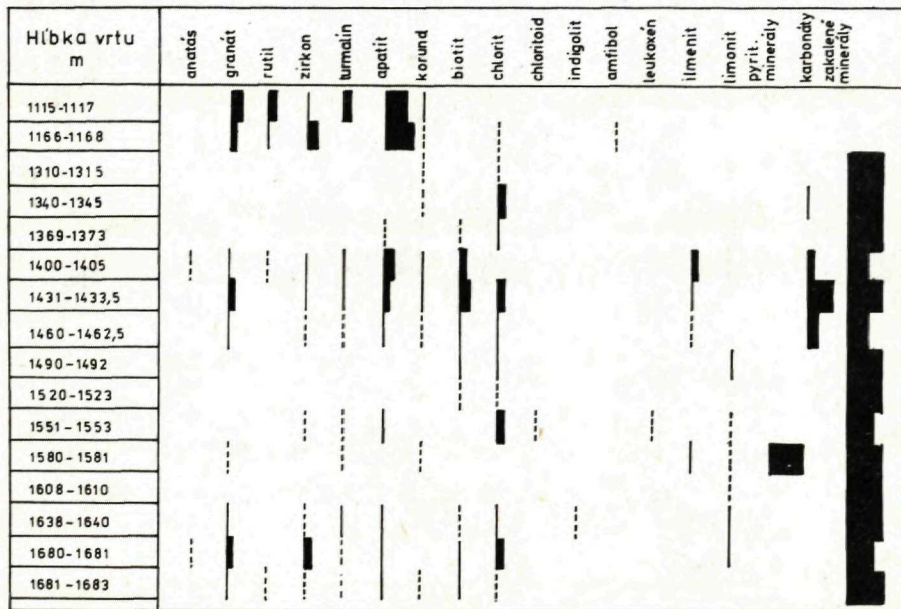
Tab. 1a

Číslo vzorky	Hĺbka v m	zrnitostná frakcia	% ŤM	Ťažké minerály						
				Hy	Zo	Di	Gr	Zi	Ru	Tu
LNV-3/19-2	1270	A	0,053							
		B	0,075	1,13	1,70	0,56	7,95	26,70	5,11	1,94
LNV-3/19-3	1270	A	0,031		13,15		5,26	7,89		2,63
		B	0,023	0,42	1,28	0,42	12,01	20,60	3,86	0,42
LNV-3/24	1435	A	0,080		0,39		7,48	5,48	1,17	0,78
		B	0,081		1,02		7,17	41,02	3,58	1,53

Číslo vzorky	Hĺbka v m	zrnitostná frakcia	% ŤM	Ťažké minerály						
				Ap	Ti	Bi	Ch	K	Op	Z
LNV-3/19-2	1270	A	0,053	4,85		18,44	15,53	7,76	6,79	44,66
		B	0,075	2,84	0,56	3,40	5,68	11,93	15,89	16,47
LNV-3/19-3	1270	A	0,031	2,63		15,78	10,52	15,78	5,26	21,05
		B	0,023	0,85		0,42	3,0	7,29	11,99	37,33
LNV-3/24	1435	A	0,080	0,78		7,05	3,92	26,27	10,22	36,47
		B	0,081		1,02		2,05	10,76	24,11	6,66

A — zrnitostná frakcia 0,25—0,10 mm

B — zrnitostná frakcia 0,10—0,05 mm



Vývoztivky:



Obr. 22 Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v horninách lunzských vrstiev z vrtu LNV-3 (zrnitostná frakcia 30,25—0,10 a 0,10—0,063) — (Z. PRIECHOŠKÁ—M. STAROBOVÁ)

Ťažké minerály boli skúmané z úseku vrtu od 1115 do 1683 m (M. STAROBOVÁ 1964). Výskum bol doplnený analýzou troch vzoriek z hĺbky 1270—1435 m (Z. PRIECHODSKÁ 1983). Percento ťažkých minerálov v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm sa pohybuje od 0,031—0,080 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm od 0,023—0,081 %.

Podľa vykonaných analýz sú pieskovce z vrtu LNV-3 v hĺbke 1115—1168 m charakterizované výraznou prevahou *apatitu* s menej zastúpeným granátom, zirkónom, rutilom a turmalínom. V nepatrnom množstve sa vyskytol anatas, korund a amfibol (M. STAROBOVÁ 1964).

V hĺbke 1270—1435 m prevláda *zirkón*, *granát* s rutilom, biotitom a chloritom. Z nepriesvitných minerálov tvorí vyššie percento *pyrit* a *limonit*. V menšom množstve bol zistený *apatit*, *turmalín*, *titanit*, *distén*, *chlorit*, *ilmenit*, *magnetit*.

V hĺbke 1460—1683 m bol vo väčšom množstve zaznamenaný *zirkón*, *granát* a *chlorit* s malým podielom biotitu, *apatitu* a *turmalínu* (M. STAROBOVÁ 1964).

Na základe analýz je možno skúmané vrstvy vo vrte LNV-3 charakterizovať spoločnosťou ťažkých minerálov, v ktorom prevláda *zirkón* — *granát* — *biotit* — *chlorit* a vo vrchných častiach vrtu *apatit*. Z nepriesvitných minerálov je vo väčšom množstve zastúpený *pyrit* a *limonit*.

Vrt LNV-7, Lakšárska Nová Ves (tab. 2, obr. 23,24)

Ťažké minerály boli skúmané v pieskovcoch z úseku vrtu od 2348—4347 m. Percento ťažkých minerálov v tomto súvrství sa pohybuje v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm od 0,05—1,4 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm od 0,02—0,6 %.

Podľa výskytu ťažkých minerálov možno spracovávané súvrstvie vo vrte LNV-7 mineralogicky charakterizovať takto:

V hĺbke 2348—2351,2 m (jadro č. 22) prevláda *zirkón*, *chlorit* a *biotit*, z nepriesvitných minerálov *pyrit* s malým podielom granátu, *zoizitu*, *rutilu* a *apatitu*. V nepatrnom množstve (pod 1 % ťažkej frakcie) bol zaznamenaný *turmalín*.

V hĺbke 2636—2638 m (jadro č. 26) sa prejavuje náhla zmena v asociácii ťažkých minerálov. *Zirkón* a *chlorit* ustupujú a prevahu má *biotit*. V malých množstvách bol zistený *rutil*, *apatit* a *zoizit* (pod 1 % ťažkej frakcie).

V hĺbke 2745—2910 m (jadro č. 28 a 29) opäť výrazne prevláda *zirkón*, *biotit* a *chlorit* s malým podielom granátu, *rutilu*, *turmalínu* a *apatitu*. Pod 1 % sa vyskytol *chromit* a *zoizit*.

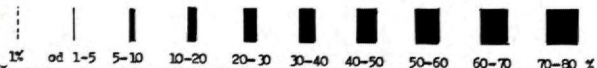
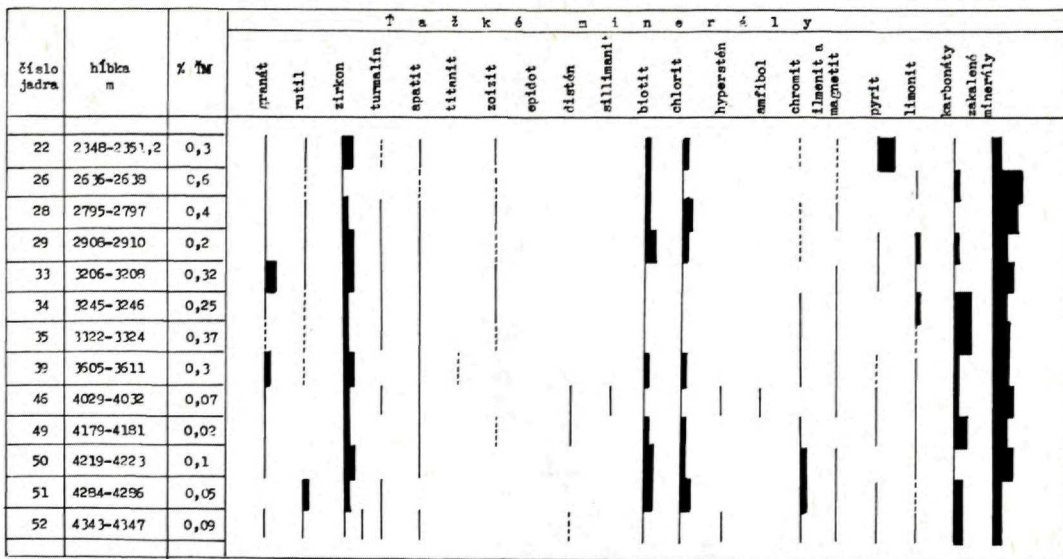
V hĺbke 3206—3208 m (jadro č. 33) bol zaznamenaný vysoký podiel *granátu* a *zirkónu* a úbytok *biotitu* a *chloritu*. Ostatné minerály — *rutil*, *zoizit*, *turmalín*, *apatit* a minerály nepriesvitné — boli zistené v malých množstvách.

V hĺbke 3245—3324 m (jadro č. 34 a 35) prevláda *zirkón* nad ostatnými minerálmi: *granátom*, *chloritom*, *apatitom*, *zoizitom*, *chromitom*, *turmalínom*, *biotitom*, *ilmenitom* a *magnetitom*. Pod 1 % bol zistený *granát*, *rutil* a *zoizit*.

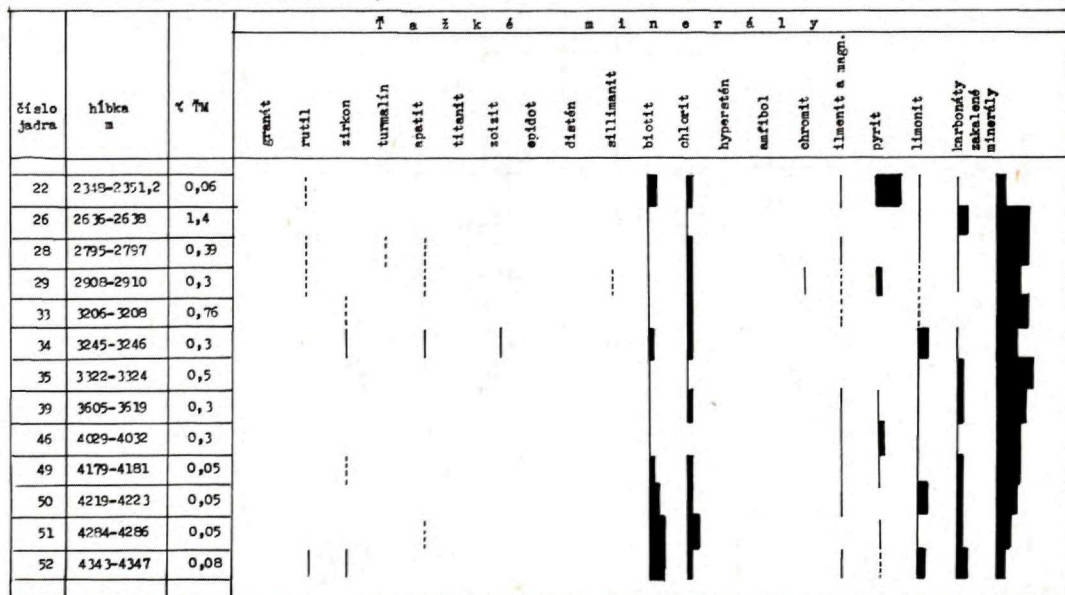
V hĺbke 3605—3611 m (jadro č. 39) prevláda *zirkón*, *chlorit* a *biotit*, pričom bol zaznamenaný opäť vyšší podiel *granátu*. V malom množstve sa vyskytol *apatit*, *chromit*, *ilmenit* a *limonit*. Pod 1 % *rutil*, *titanit* a *pyrit*.

číslo jadra	Hĺbka v m	zrntosť frakcia	% ŤM	Ťažké minerály																
				Gr	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Zo	Ep	Di	Si	Bi	Ch	Hy	Am	K	Op	Z
22	2348—2351,2	A	0,06		0,73									13,23	7,35			2,94	63,96	11,76
		B	0,3	3,15	1,05	15,26	0,52	1,05			3,68			5,78	8,45			4,21	37,40	19,40
26	2636—2638	A	1,4											5,16	3,87			12,90	2,58	75,48
		B	0,6	1,22	0,98	1,22		0,49			0,24			5,14	4,16			8,82	2,44	75,24
28	2795—2797	A	0,39		0,37		0,37	0,74						4,47	7,46			2,23	3,34	80,97
		B	0,4	2,19	1,09	6,59	1,64	1,09			1,64			8,24	11,53			3,29	2,17	60,43
29	2908—2910	A	0,3		0,59			0,59					0,59	4,16	8,33			5,35	9,51	70,83
		B	0,2	2,45	4,09	15,57	1,63	1,63			0,81			11,47	8,19			6,55	10,63	36,88
33	3206—3208	A	0,76			0,89								1,78	8,03				1,78	87,50
		B	0,32	17,04	3,40	13,63	2,27	2,27			3,40			3,40	3,40			1,13	5,66	44,31
34	3245—3246	A	0,3		1,12			3,37			1,12			7,86	10,11			1,23	13,48	50,56
		B	0,25	3,08	0,61	10,49	1,85	3,08			3,08			1,23	2,46			32,71	15,50	25,92
35	3322—3324	A	0,5											4,16	2,08			6,25	4,16	83,33
		B	0,37	0,76	0,76	6,15	3,07	5,38			0,76			1,53	5,38			37,69	6,12	32,30
39	3605—3611	A	0,3											3,17	7,93			6,34	6,33	76,19
		B	0,3	7,64	0,63	12,10		3,18	0,63					7,0	10,19			9,55	5,72	43,31
46	4029—4032	A	0,3											5,40				5,40	16,20	72,97
		B	0,07	1,11		5,55	1,11	3,33					2,22	1,11	3,33	4,44	1,1	1,1	11,11	6,66
49	4179—4181	A	0,05			0,58								8,18	9,35			8,18	7,58	66,08
		B	0,02	1,93		10,96		1,29			0,64	1,29		8,38	7,74			22,58	9,02	36,12
50	4219—4223	A	0,05											15,38	10,57			5,76	23,07	45,19
		B	0,1	2,56		12,82		2,56						16,66	7,69			2,56	14,09	41,02
51	4284—4286	A	0,05					0,94						28,30	12,26			9,43	8,49	40,56
		B	0,05		6,36	7,27	1,81							20,90	12,72			17,27	14,51	19,09
52	4343—4347	A	0,08		1,86	3,73								24,29	9,34			24,29	12,13	24,29
		B	0,09	2,33	4,67	36,84	3,50	1,75				0,58		5,26	5,26	1,7		14,03	12,25	11,69

A — zrntostná frakcia 0,25—0,10 mm B — zrntostná frakcia 0,10—0,05 mm



Obr. 23 Ťažké minerály v horninách vrtu LNV-7, Lakšárska Nová Ves (v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm) — (Z. PRIECHODSKÁ)



Obr. 24 Ťažké minerály v horninách vrtu LNV 7, Lakšárska Nová Ves (v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm) — (Z. PRIECHODSKÁ)

Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v pieskovochoch lunzských vrstiev (vrchný trias)
 Vrtý Závod-74 a Závod-75

Tab. 3

vrt	číslo jadra	Hĺbka v m	zrnitostná frakcia	% ŤM	Ťažké minerály														
					Ad	Di	Ep, Zo	Gr	St	Zi	Ap	Tu	To	Ru	Bi	Ch	K	Op	Z
Závod-74	7	4330—4333 int. 2,4	A	0,36			0,77				0,51	0,51	1,02		6,68	3,34	44,47	18,23	24,42
			B	0,73			0,71	1,63	0,10	10,49	1,32	0,50		0,91	2,14	1,22	6,01	57,98	12,02
Závod-75	6	4387—4392 int. 1,4	A	stopy		0,19	0,19	0,19		0,76	0,76			0,19	30,32	3,64	18,80	23,02	21,88
			B	stopy		0,14	0,72	1,73		8,51	0,14	0,72		1,15	20,34	3,31	29,29	19,59	14,28
	6	4387—4392 int. 3,3	A	stopy				0,43		0,21	0,65				13,31	2,83	4,36	71,81	6,33
			B	stopy			0,76	2,87		18,80	0,76			1,91	27,83	4,03	25,71	14,76	2,49
	6	4387—4392 int. 4,9	A	stopy				0,23		0,46				2,07	23,27	2,76	16,35	46,99	7,83
			B	stopy	0,27		1,37	2,47	0,27	13,46	1,37			2,47	19,78	3,57	3,84	36,51	14,56

A — zrnitostná frakcia 0,25—0,10 mm

B — zrnitostná frakcia 0,10—0,05 mm

V hĺbke 4029—4032 m (jadro č. 46) zaznamenávame vyšší podiel *zirkónu*, kým ostatné minerály — chlorit, apatit, biotit, distén, granát, turmalín, hyperstén, amfibol, sillimanit a minerály nepriesvitné — tvoria malé percento ťažkých minerálov.

V hĺbke 4170—4286 m (jadro č. 49, 50, 51) je prevaha *zirkónu*, biotitu a chloritu, pričom v jadre č. 50 a 51 bol zaznamenaný zvýšený podiel chromitu a v jadre č. 51 *rutilu*. Ostatné minerály — granát, apatit, turmalín, distén, pyrit, ilmenit, magnetit a limonit — sú zastúpené v malých množstvách.

V hĺbke 4343—4347 m (jadro č. 52) bol zaznamenaný vysoký podiel *zirkónu*, v malých množstvách sa vyskytol turmalín, chromit, biotit, chlorit, apatit, granát, hyperstén, ilmenit, magnetit, pyrit a limonit (od 1—5% ťažkej frakcie). V množstve pod 1 % bol zistený distén.

Na základe vykonaných analýz možno piesčité vrstvy z vrtu LNV-7 charakterizovať asociáciou ťažkých minerálov, v ktorých výrazne prevláda *zirkón*, k nemu sa radí hojnejšie zastúpený *biotit* a *chlorit*. Väčšie množstvo *granátu*, *rutilu* a *chromitu* sa v spoločenstvách ťažkých minerálov vyskytuje len ojedinele.

Vrt Závod-74 (tab. 3, obr. 25)

Ťažké minerály boli skúmané v pieskovcoch z hĺbky 4330—4333 m (jadro č. 7, interval 2,4 m). Obsah ťažkých minerálov v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm je 0,36 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm je 0,73 %.

označenie vrtu	číslo jadra	HĽBKA A INTERVAL / m /	ZRNITOSTNÁ FRAKCIA / mm /	%	Ťažké minerály																	
					andaluzit	distén	epidot-zazit	granát	staurit	zirkón	apatit	turmalín	topaz	rutil	biotit	chlorit	chromit	chromspinel	limenit a magnetit	pyrit	limonit	karbonáty
ZÁVOD-74	7	4330—4333	0,25—0,10	0,36																		
		int. 2,4	0,10—0,05	0,73																		
ZÁVOD-75	6	4387—4392	0,25—0,10	stopy																		
		int. 1,4	0,10—0,05	stopy																		
	6	4387—4392	0,25—0,10	stopy																		
		int. 3,3	0,10—0,05	stopy																		
6	4387—4392	0,25—0,10	stopy																			
	int. 4,9	0,10—0,05	stopy																			



Obr. 25 Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev z vrtu Závod-74 a Závod-75 (Z. PRIECHODSKÁ)

Vrt Závod-75

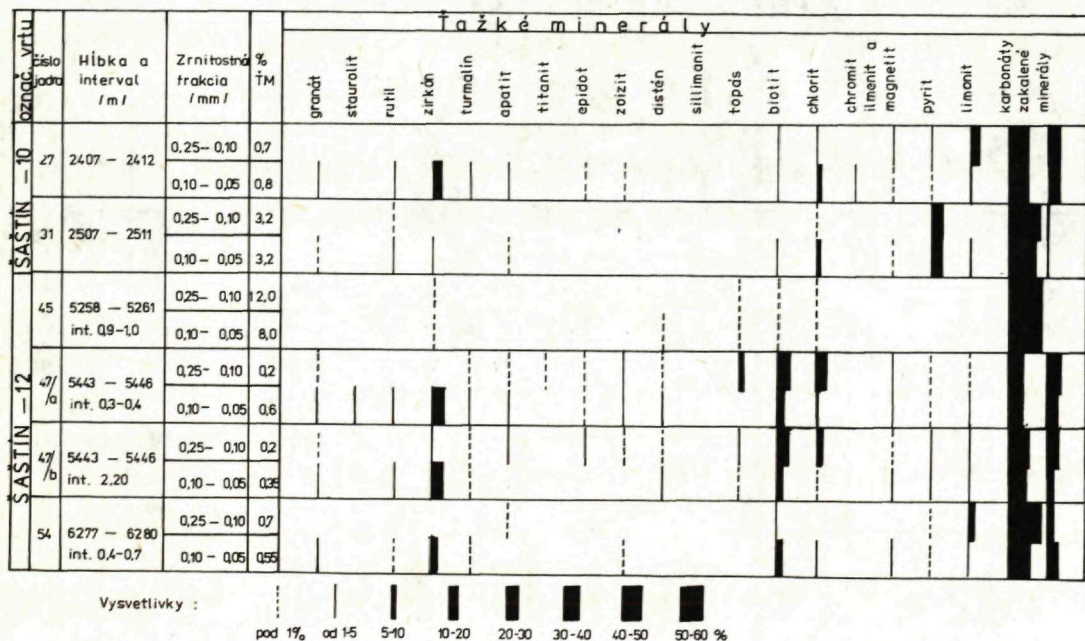
Boli spracované vzorky hornín z hĺbky 4387—4392 m (jadro č. 6, interval 1,4 m, 3,3 m, 4,9 m). Ťažké minerály boli v skúmaných horninách zistené v nepatrných množstvách (iba stopy).

Pieskovce lunzských vrstiev vo vrtoch Závod-74 a Závod-75 sa vyznačujú vysokým obsahom zirkónu, biotitu a minerálov nepriesvitných (prevláda pyrit). Vo väčšom množstve sa vyskytol ešte chlorit. V množstve od 1—5 % ťažkej frakcie bol zistený epidot, zoizit, granát, apatit, rutil, chromit, ilmenit, magnetit a limonit. V množstve pod 1 % staurolit a andaluzit.

Vrt Šaštín-10 (tab. 4, obr. 26)

Analyzované boli pieskovce z hĺbky 2407—2412 m (jadro č. 27) a 2507—2511 m (jadro č. 31). Percento ťažkých minerálov v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm sa pohybuje od 0,7 do 4,5 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm od 0,8 do 3,2 %.

V asociácii ťažkých minerálov výrazne prevládajú z priesvitných minerálov zirkón, chlorit a biotit, z nepriesvitných minerálov pyrit. Malý podiel ťažkej frakcie tvorí apatit, turmalín, granát a rutil. Ostatné ťažké minerály — zoizit, epidot, chromit, ilmenit, magnetit a limonit — sa vyskytli v nepodstatnom množstve.



Obr. 26 Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev z vrtu Šaštín-10, Šaštín-12 (Z. PRIECHODSKÁ)

Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev (vrchný trias)
 Vrtv Šaštín-10 a Šaštín-12.

Tab. 4

vrt	číslo jadra	Hĺbka v m	zrnitostná frakcia	% ŤM	Ťažké minerály															
					Gr	St	Ru	Zi	Tu	Ap	Ti	Ep	Zo	Di	To	Bi	Ch	K	Op	Z
Šaštín-10	27	2407—2412	A	0,7												4,64	3,79	43,45	21,92	26,16
			B	0,8	1,66		1,0	14,0	2,0	4,33		0,33	0,33				2,33	5,33	41,33	3,99
	31	2507—2511	A	3,2			0,9										0,9	78,37	18,0	1,8
			B	3,2	0,68		2,04	2,72		0,68							2,04	5,44	65,98	19,04
Šaštín-12	45	5258—5261 int. 0,9—0,10	A	12,0	asociácia ŤM je zložená zo zrn karbonátov, ojedinele boli zistené zrná chloritu, biotitu, muskovitu, disténu, zirkónu a topazu v malom množstve (pod 1 % ťažkej frakcie)															
			B	8,0																
	47/a	5443—5446 int. 0,3—0,4	A	0,2	0,29				0,59	0,29	0,29	0,29	4,43	0,59	7,69	20,71	10,35	31,06	2,65	20,71
			B	0,6	4,34	1,08	2,53	26,08	1,44	3,98		0,72	2,17	1,81		6,51	1,81	29,34	4,34	13,76
	47/b	5443—5446 int. 2,20	A	0,2	0,35			1,07	0,35	1,43		1,25	0,89	0,35	3,05	22,66	9,35	40,10	6,09	12,94
			B	0,35	2,03		1,21	28,86	0,40					1,21	0,81	6,09	0,40	39,83	10,14	8,94
	54	6277—6280	A	0,7						0,34						5,59		78,67	8,38	6,99
			B	0,55	4,36		0,43	10,26	0,87					0,21			9,17	1,09	53,27	4,79

A — zrnitostná frakcia 0,25—0,10 mm

B — zrnitostná frakcia 0,10—0,05 mm

Skúmané vrstvy z vrtu Šaštín-10 na základe štúdia ťažkých minerálov je možné korelovať s vrstvami vrtu LNV-7 z lokality Lakšárska nová Ves z hĺbky 2348—2351,2 m (jadro č. 22).

Vrt Šaštín-12

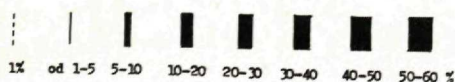
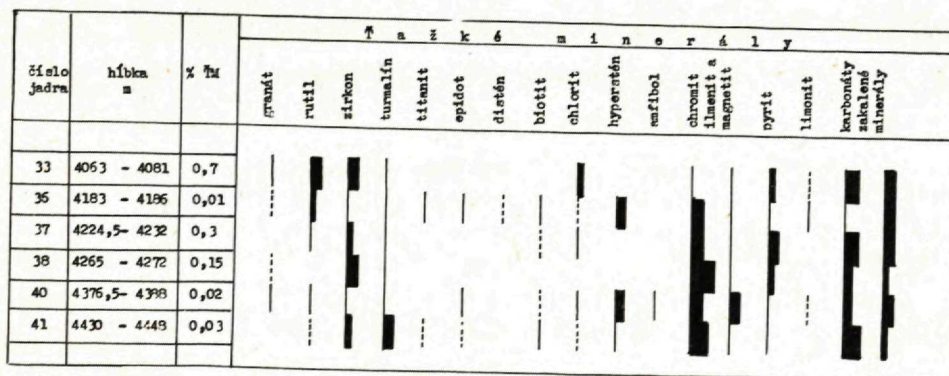
Ťažké minerály boli skúmané v jemnozrnných pieskovcoch z úseku vrtu 5258—6280 m (jadro č. 45, 47a, 47b, a 54). Obsah ťažkých minerálov v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm sa pohybuje od 0,2 do 12 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm od 0,6 do 8 %.

Z priesvitných minerálov v pieskovcoch výrazne prevláda *zirkón*, *granát*, *biotit* a *chlorit*, z nepriesvitných minerálov *limonit* a *magnetit* nad pyritom. Vo väčšom množstve sa ešte vyskytli: topás, apatit, turmalín. Vo zvyšku ťažkej frakcie je ešte významný rutil, distén, epidot a zoizit (od 1—5 % ťažkej frakcie). V nepatrnom množstve (pod 1 % ťažkej frakcie) bol zaznamenaný staurolit a titanit.

Senón (vrchná krieda)

Vrt Závod-68 (tab. 5, obr. 27, 28)

Na stanovenie spoločenstiev ťažkých minerálov v piesčitých horninách senónu boli spracované vzorky hornín z úseku vrtu 4063—4448 m (jadro č. 33, 36, 37,



Obr. 27 Ťažké minerály v horninách vrtu Závod-68 (v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm) — (Z. PRIECHODSKÁ)

Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov v pieskovočoch senónu (vrchná krieda)
Vrt Závod-68

Tab. 5

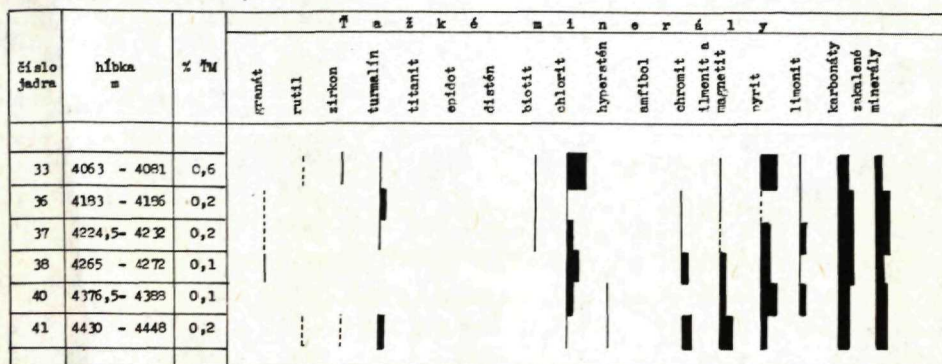
číslo jadra	Hĺbka v m	zrnitostná frakcia	% ŤM	Ťažké minerály														
				Gr	Ru	Zi	Tu	Ti	Ep	Di	Bi	Ch	Hy	Am	K	Op	Z	
33	4063—4081	A	0,6		0,69	1,04	4,19					3,49	36,71			18,88	26,99	8,04
		B	0,7	3,74	13,36	12,29	3,74						9,62			27,80	12,80	16,57
36	4183—4186	A	0,2	0,88			6,19					1,76	1,23			34,51	13,24	30,97
		B	0,01	0,91	10,09	3,66	3,66	1,83	1,83	0,91	4,58	0,91	18,34			4,58	36,68	11,92
37	4224,5—4232	A	0,2	0,45		0,45	1,81					2,72	9,09			35,0	26,79	23,63
		B	0,3		1,86	5,60	1,86					0,93	1,86			28,97	39,29	19,62
38	4265—4272	A	0,1	2,12									14,89			38,29	36,14	8,51
		B	0,15	0,86		10,93	1,30									11,73	68,25	6,95
40	4376,5—4388	A	0,1									1,40	5,63	1,40		22,53	50,68	18,30
		B	0,02	1,20	2,41	5,24	3,22		2,82			0,80	1,61	12,09	2,82	14,51	42,71	10,48
41	4430—4448	A	0,2		0,61	0,61	6,74						4,29	3,68		25,15	38,07	20,24
		B	0,03		0,59	7,18	13,17	0,59	0,59			1,79	0,59	4,79		32,33	44,89	5,38

A — zrnitostná frakcia 0,25—0,10 mm

B — zrnitostná frakcia 0,10—0,05 mm

38, 40, 41). Ťažké minerály tvoria v skúmaných horninách malé percento — v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm od 0,1 do 0,6 %, v zrnitostnej frakcii 0,10—0,05 mm od 0,01 do 0,15 %.

Z priesvitných minerálov najväčšie percento ťažkej frakcie tvorí zirkón, rutil, turmalín a chlorit. V jadre č. 36 a 40 pribúda hyperstén, pričom sa znižuje percento zirkónu. Ostatné ťažké minerály — granát, titanit, epidot, biotit, amfibol a distén — sa vyskytli v nepatrných množstvách (jednotlivo pod 1 % ťažkej frakcie). Z nepriesvitných minerálov prevláda chromit a pyrit. V malom množstve bol zistený ilmenit, magnetit a limonit.



Obr. 28 Ťažké minerály v horninách vrtu Závod-68 (v zrnitostnej frakcii 0,25—0,10 mm) — (Z. PRIECHOŠKÁ)

Záver

Výskum ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev a senónu poskytol údaje o prítomnosti vedúcich ťažkých minerálov. V pieskovcoch lunzských vrstiev za vedúce ťažké minerály možno považovať zirkón — biotit — chlorit s menším podielom granátu, apatitu, rutilu a turmalínu. Z nepriesvitných minerálov prevláda pyrit. V pieskovcoch senónu možno za vedúce ťažké minerály považovať zirkón — rutil — turmalín — chlorit s menším podielom granátu, biotitu a hypersténu. Z nepriesvitných minerálov prevláda pyrit.

Skúmanie ťažkých minerálov v pieskovcoch lunzských vrstiev a senónu podľa zistených minerálnych spoločenstiev poukazuje na prínos úlomkového materiálu z hornín vyvrelých aj metamorfovaných a tiež zo sedimentov.

Oľga Fejdiová

Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z vrto LNV-3, LNV-7, Šaštín-10, Šaštín-12, Závod-74

1 tabuľka

Obsah

Kremeň	144
Živce	144
Sľudy	144
Karbonáty	144
Úlomky hornín	144
Základná hmota	145
Organické zvyšky	145

Minerálne a modálne zloženie pieskovcov lunzských vrstiev bolo vyhodnotené vo vrtoch LNV-3 (13 výbrusov), LNV-7 (5 výbrusov), Šaštín-10 (6 výbrusov), Šaštín-12 (1 výbrus), Závod-74 (1 výbrus). Ako porovnávací materiál boli použité vzorky pieskovcov senónskeho veku z vrto Ma-375 (2 výbrusy), St-3 (1 výbrus), Schönkirchen T-32 (1 výbrus) a 1 vzorka pieskovca z lunzských vrstiev z vrtu Prottes T-3.

Modálne zloženie pieskovcov bolo vypočítané z planimetrických analýz po 1000 bodov z každého výbrusu. Hlavné zložky skúmaných pieskovcov sú: kremeň, živce (K-živce aj plagioklasy), sľudy (biotit, muskovit), karbonáty, úlomky hornín a základná hmota. Zriedkavo sa nachádzajú zvyšky fosílií. Zastúpenie a obsah ťažkých minerálov sú predmetom inej kapitoly, preto len orientačne uvedieme, že v skúmaných pieskovcoch sa vyskytuje pyrit, glaukonit, turmalín, zirkón, serpentinizovaný olivín, rutil, granát.

Kremeň

Obsah kremeňa (vrátane úlomkov rohovcov a kremenných pieskovcov) sa pohybuje od 24,0 % (Šaštín-10) do 58,0 % (LNV-7) a nevykazuje žiadnu závislosť v profile. Kremeň je zastúpený rôznymi typmi zrn: monokryštalické, polykryštalické z kryštalických bridlic; v hrubozrnných pieskovcoch sa nachádzajú aj monokryštalické zrná z efuzívnych hornín a polykryštalické zrná z magmatických hornín. Žilný kremeň sa vyskytuje vo forme chalcedónu, spravidla rekryštalizovaného.

Živce

Obsah živcov sa pohybuje od 4,8 % (Šaštín-10) do 17,0 % (LNV-7). Početné sú draselné živice, vyskytuje sa aj mikroklín a zrná so sekundárnym dorastaním (LNV-7). Plagioklasov je menej, ich bázicita je albit až andezín, vyskytujú sa aj myrmekity (vo vrte Šaštín-12 hodne). Aj v draselných živcoch, aj v plagioklasoch sú časté premeny, najviac sericitizácia, chloritizácia a potom tiež karbonatizácia. Tieto premeny môžu byť jednak preddiagenetické, jednak postdiagenetické (hlavne karbonatizácia). Vo výbrusoch možno pozorovať postupný rozpad, rozklad a premenu živcov na konečný produkt, ktorým je základná hmota, prípadne je vidieť, ako karbonatizácia zatláča živcové zrno, až ho naostatok úplne pohltí.

Sľudy

Obsah sľúd nie je veľký, od nuly po 4,4 % (Šaštín-12), pričom väčšina vzoriek má obsah do 1,0 %. Zastúpené sú biotitom a muskovitom, príp. vybieleným biotitom.

Karbonáty

Karbonáty sú tu podľa pôvodu dvojaké, jednak sa nachádzajú úlomky karbonátových hornín, ale v prevažnej miere sa v skúmaných pieskovcoch vyskytujú sekundárne karbonáty ako výsledok procesu karbonatizácie. Väčšinou sa primárne karbonáty od sekundárnych nedajú odlíšiť, čo do istej miery skresľuje klasifikáciu skúmaných hornín. Obsah karbonátov sa pohybuje od 0,2 % (Šaštín-12) do 53,1 % (Šaštín-10). Medzi obsahom karbonátov a typom základnej hmoty sa javí určitá priama závislosť.

Úlomky hornín

Do tejto skupiny boli zaradené (podľa požiadaviek pre klasifikáciu) nestabilné úlomky hornín, zatiaľ čo úlomky stabilných hornín, t. j. rohovce, lydity a kre-

menné pieskovce boli priradené v planimetrických analýzach ku kremeňu. Nestabilné úlomky hornín predstavujú jemnozrnné efuzívne horniny, jemnozrnné magmatické horniny, metamorfované sľudnaté horniny, efuzívne horniny s autigénnymi živcami, závalky ílovcov a karbonátové horniny. Ich obsah kolíše od 0,2 % (LNV-7) do 17,5 % (LNV-3).

Základná hmota

Základná hmota, t. j. frakcia pod 0,02 mm, je v skúmaných pieskovcoch dvojaká, najčastejšie je chloriticko-kremenná (v 16 vzorkách) a potom karbonátovo-ílovitá (v 9 vzorkách). Na množstvo a typ základnej hmoty vplyvajú sekundárne, diagenetické a postdiagenetické procesy a premeny skúmaných pieskovcov. Pôvod chloriticko-kremennej základnej hmoty môžeme hľadať predovšetkým v rozpade a premene živcov a úlomkov hornín obsahujúcich živce.

Karbonátovo-ílovitú základnú hmotu možno tiež považovať za produkt postdepozičných premien minerálov nachádzajúcich sa v pôvodnom piesku. Tento typ základnej hmoty je dosť ťažko odlišiteľný od sekundárnych karbonátov, ktoré možno považovať aj za chemický tmel, najmä keď je proces karbonatizácie v pokročilom štádiu.

Prítomnosť jemnozrnej klastickej frakcie (pod 0,02 mm) v pôvodnom pieskovom sedimente pred diagenézou je diskutabilná. Tento názor zastávajú aj H. BLATT—G. MIDDLETON—R. MURRAY (1972), ktorí sú toho názoru, že väčšina takzvanej základnej hmoty je vlastne tmel (cement), ktorý vznikol premenou niektorých úlomkových zŕn po prekrytí sedimentu.

Karbonatizácia sa začína prejavovať najprv po puklinkách ako ich výplň, až nakoniec zachváti celú horninu, pohlcujúc a nahrádzajúc zrná živcov, sľúd, úlomky hornín a napokon aj kremeň.

Organické zvyšky

Skúmané vzorky boli veľmi chudobné na organické zvyšky. Prierezy cez ihlice húb sa vyskytujú (aj to len sporadicky) vo vrte LNV-3 (vz. č. 24 a 28), vo vrte LNV-7 (vz. č. 44, 47), vo vrte Šaštín-10 (vz. č. 29) a vo vrte Šaštín-12 (vz. č. 47). Vo vzorke č. 27 z vrtu Šaštín-10 sa nachádzajú foraminifery (určil J. SALAJ): *Agathammina spiroloculiformis* ORAVECZNÉ SCHEFFER, *Agathammina austroalpina* KRISTAN, *Duostomina alba* KRISTAN, *Meandrospira carnica* ORAVECZNÉ SCHEFFER, 1968, *Pilominella* cf. *Kuthani* SALAJ, *Calciternella* sp., vek — karn. Vo vzorke č. 18 (hĺbka 1219—1225 m) z vrtu LNV-3 sa nachádza jeden drobný jedinec *Agathammina* sp. (určil J. SALAJ).

Ako porovnávací materiál boli kvantitatívne preskúmané vzorky z vrtov Ma-375 (č. vz. 848/80 a 849/80), St-3 (č. vz. 23), Schönkirchen T-32 (č. vz. 3287/68), všetky senónskeho veku, a vzorka z lunszkých vrtiev z lokality Prottes

T-3 (č. vz. 3286/68). Pieskovce senónskeho veku sú silne karbonatizované a obsahujú odlišiteľné úlomky karbonátových hornín, základná hmota je karbonátovo-ílovitá. Vzorka z Prottes T-3 má podstatne nižší obsah karbonátov, viac živcov a základnú hmotu chloritovo-kremennú. Je možné, že nižší obsah

Planimetrické analýzy

Tabuľka 1

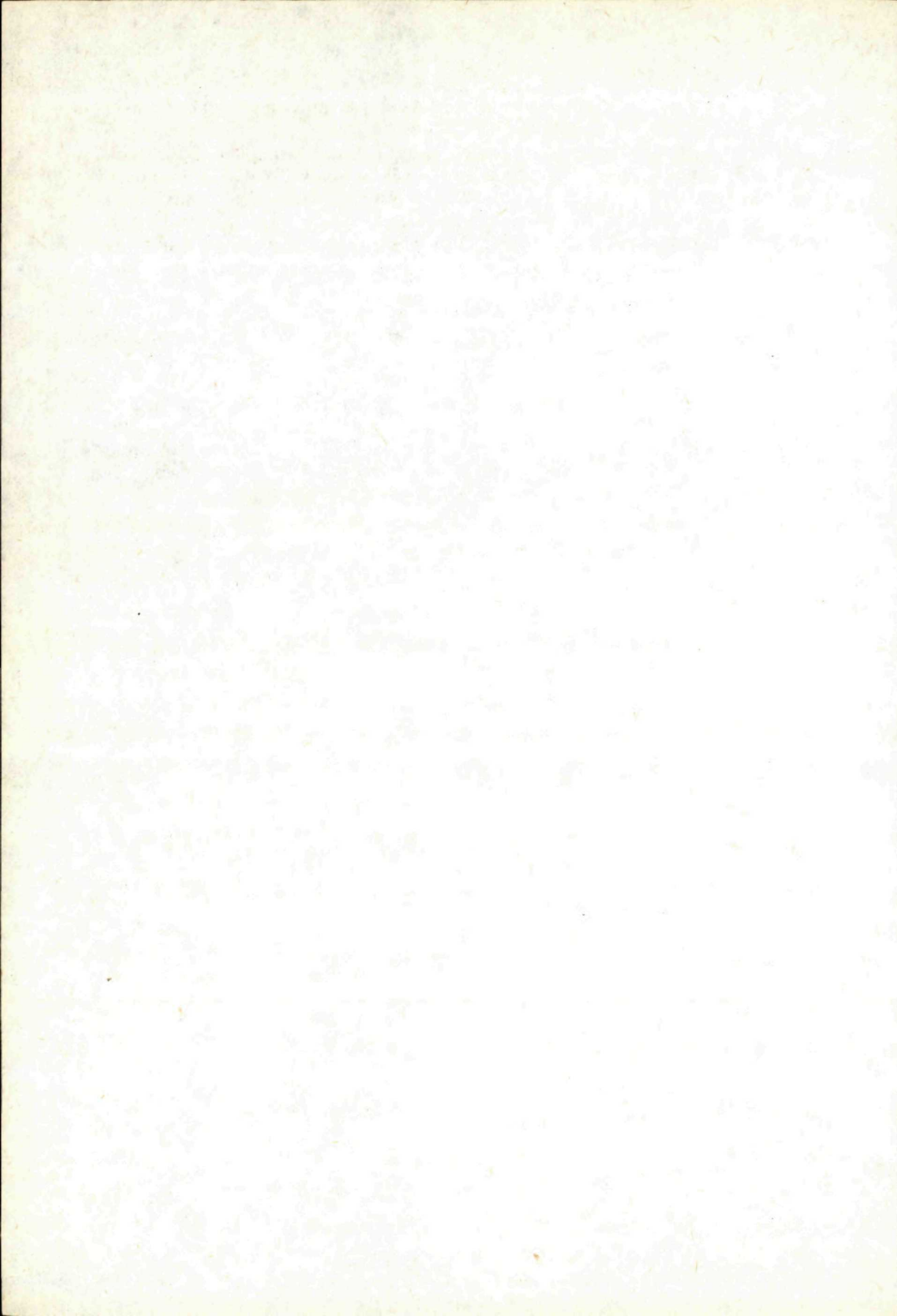
Lokalita, č. vz. hĺbka		Kremeň rohovec	Karbo- náty	Sfudy	Úlom. horn.	Živce	Zákl. hmota	Hornina
Závod 74, č. 4 4126—4130 m		53,5	28,9	0,0	0,9	7,9	8,8 K	arkóza
Šaštín 10	č. 21. 2303—2308	24,0	11,6	0,0	3,4	5,2	55,8 Ch	droba
	č. 27. 2407—2412	24,6	53,1	0,0	6,2	6,0	10,1 K	droba
	č. 29. 2463—2471	28,1	48,0	0,3	8,8	7,1	7,7 K	drob. pies- kovec
	č. 31. 2507—2511	39,7	33,0	0,2	9,1	7,9	10,1 K	droba
	č. 40. 2722—2725	45,0	11,7	0,4	6,1	8,4	28,4 Ch	droba
	č. 45. 2896—2908	24,2	44,0	0,2	9,4	4,8	17,4 K	droba
Šaštín 12, č. 47 5443—5446		31,3	0,2	4,4	5,7	7,3	51,1 Ch	droba
LNV-3	č. 12. 992—946	44,5	13,7	0,8	17,5	12,6	16,4 K	arkóza
	č. 13. 985,5—987	38,3	0,6	1,0	5,1	8,7	46,3 Ch	arkóza
	č. 14. 1017,8—1019	35,4	4,9	0,9	6,9	8,8	43,1 Ch	arkóza
	č. 17A. 1166—1168	50,2	1,8	0,2	8,0	12,2	27,6 Ch	droba
	č. 18. 1219—1224,5	24,7	3,5	1,0	4,5	7,7	58,6 Ch	droba
	č. 21. 1341—1345	41,5	5,2	1,2	6,1	12,3	33,7 Ch	droba
	č. 22. 1369—1373	33,5	3,9	2,6	3,1	11,3	45,6 Ch	droba
	č. 24. 1431—1433,5	46,9	6,1	0,1	8,5	7,7	30,7 K	droba
	č. 25A. 1460—1462,5	45,4	6,6	0,8	6,6	9,7	30,9 Ch	droba
	č. 28. 1551—1553	47,6	9,4	0,6	2,6	15,2	24,6 Ch	droba
	č. 31. 1638—1640	35,8	31,1	0,5	9,8	9,7	13,6 K	arkóza
	č. 32. 1680—1681	35,7	23,5	0,5	15,0	14,0	11,3 K	arkóza
	č. 33. 1681—1683	53,1	5,6	0,2	7,2	8,2	25,7 Ch	droba
LNV-7	č. 28. 2795—2797	49,4	2,5	0,3	10,0	7,6	30,2 Ch	droba
	č. 44. 3926—3938	51,6	3,8	1,5	4,7	13,4	25,1 K	droba
	č. 45. 3984—3985,5	58,0	4,1	0,7	3,9	17,0	16,3 K	droba
	č. 46. 4029—4032	41,4	21,0	0,9	0,2	8,4	28,1 K	droba
	č. 47. 4112—4114	38,4	38,1	0,8	1,5	9,6	11,6 Ch	droba
Ma-375, č. 848/83 2756—2765		62,3	15,4	5,3	4,9	7,5	4,6 K	arkóza
Ma-375, č. 849/83 2796—2805,4		60,5	8,4	7,4	7,9	4,7	11,1 K	arkóza
St-3, č. 23 1754—1757,3		38,0	21,0	8,3	2,7	3,5	26,5 K	droba
Schönkirchen T 32, č. 3287/68, 4331,5—4336,5		62,5	17,1	2,0	7,5	6,0	4,9 K	arkóza
Prottes T 3, č. 3286/68, 3096—3101		49,2	9,2	0,0	5,4	10,4	25,8 Ch	droba

živcov v senónskych pieskovcoch je dôsledkom sekundárnej karbonatizácie a zatlačania živcov karbonátmi.

Výsledky planimetrických analýz sú v tabuľke 1. Klasifikácia pieskovcov bola vykonaná pomocou klasifikačného trojuholníkového diagramu podľa F. J. PETTIJOHNA (1957) modifikovaného J. PETRÁNKOM (1963). Základom klasifikácie je rozdelenie zložiek na ílovitý podiel (frakciu pod 0,02 mm), stabilné zložky (kremeň, rohovec, kremence) a nestabilné zložky (živce a úlomky nestabilných hornín). K nestabilným zložkám boli v našom prípade priradené ešte karbonáty.

Podľa tejto klasifikácie patria skúmané horniny k arkózam, drobám, v jednom prípade ide o drobový pieskovec. Pri obsahu základnej hmoty je v tabuľke uvedený aj jej typ (k — karbonátovo-ílovitá, ch — chloritovo-kremenná).

V profile LNV-3 sú lunzské vrstvy podľa A. KULLMANOVEJ et al. (1969, in A. BIELA 1978) v hĺbke od 880 do 1300 m, potom do 1683 m má byť paleogén. Avšak ani podľa mineralogického zloženia základných zložiek pieskovcov, ich kvantitatívneho obsahu a typu základnej hmoty nevychádzajú žiadne významné rozdiely medzi vzorkami z lunzských vrstiev a z predpokladaných paleogénnych pieskovcov.



Eva Žáková

Evapority z podložia neogénu viedenskej panvy

1 obr. (29), 3 fotografické tabuľky (XXXIV—XXXVI)

Obsah

Vrt Šaštín-12	149
Vrt Studienka-37	150
Vrt Studienka-83	150
Vrt Závod-75	151

V hlbokých vrtoch do podložia neogénu viedenskej panvy boli zaznamenané polohy evaporitov. Polohy evaporitov v predneogénnych formáciách nedosahujú ekonomicky významné akumulácie už preto, že sú hlboko uložené. Evapority sú v prevažnej miere reprezentované anhydritom.

Vrt Šaštín-12

Vo vrte Šaštín-12 sú evapority zastúpené anhydritom zaznamenané v dvoch horizontoch patriacich pravdepodobne oponickým vrstvám.

Prvý horizont v hĺbke 4193—5073 m tvoria tmavšie sivé vápence, vápnité dolomity, tmavšie sivé ílovce s polohami sivých anhydritov (A. KULLMANOVÁ 1982).

V mikrolitickom dolomite v hĺbke 4193—4669 m tvorí anhydrit tenké vrstvičky prenikajúce horninou v podobe siete. Anhydrit má nerovnomerne zrnitú štruktúru prevažne s rôzne orientovanými lištami. Miestami vytvára vrstvičky paralelne usporiadané s vrstvičkami dolomitu; sú spolu ohýbané vplyvom tlaku spôsobeného rastom porfyroblastov anhydritu. Väčšie porfyroblasty majú hypidiomorfné obmedzenie. Horniny sú mierne impregnované rudným pigmentom. Póry sú vyplnené hrubokryštalickým karbonátom. Na výplni pórov sa často podieľa aj kremeň.

Tmavošedý pelmikritický vápenec v hĺbke 4740—4851 m je silne pyritizovaný. Obsahuje malé množstvo porfyroblastov anhydritu v podobe výplne pórov a žiliek, ktoré sú výsledkom migrácie anhydritovej hmoty.

Mikritický dolomit v hĺbke 4948—5008 m je pretkaný sieťou žiliek nerovnomerne zrnitého anhydritu. Anhydrit tvorí aj výplne pórov. Pri jeho rekryštalizácii sa vytvárali takmer koncentricky orientované pukliny, ktoré vyplnil mladší anhydrit.

V hĺbke 5045—5073 m je poloha pelsparitického vápenca s hrubozrnnými klencami kalcitu v póroch. Porfyroblasty anhydritu sú zriedkavé. Hornina je v celom úseku pyritizovaná.

Druhá poloha s obsahom anhydritu bola zaznamenaná v hĺbke 5596—6065 m. Predstavujú ju tmavé kryptokryštalické vápence, polohy anhydritov s hrubšími puklinami vyplnenými anhydritom, brekciovité vápence a stromatolitové vápnité dolomity (A. KULLMANOVÁ 1982).

V mikritických vápencoch vyplňa žilky a póry anhydrit nerovnomerne zrnitej štruktúry. Na výplni žiliek a pórov sa podieľa tiež kalcit. Rudný minerál tvorí jemný pigment, často je sústredený v stylolitoch.

Izotopový výskum síry (J. KANTOR 1982) potvrdil prítomnosť dvoch horizontov anhydritu, ktorá nie je spôsobená tektonickým opakovaním.

Vrt Studienka-37

Vo vrte Studienka-37 boli navrátané tri polohy anhydritov v hĺbke 1770—1882 m.

V hĺbke 1770—1808 m vystupujú tmavosivé, sivé aj zelenkavé, tektonicky silne postihnuté ílovité bridlice a brekcie s anhydritom. F. NĚMEC a A. KOCÁK (1976) ich korelujú s lunzskými a oponickými vrstvami lakšárskeho šupinového systému (A. BIELA 1978).

Anhydrit tvorí tmel úlomkov ílovitej bridlice a ojedinelých úlomkov tmavého karbonátu s pelitovou prímесou. Zriedkavé sú úlomky kremencov. Anhydrit má nerovnomerne zrnitú štruktúru. Hrubozrnný anhydrit tvorí výplň hrubších žiliek. Pri styku s úlomkami ílovitej bridlice je anhydrit jemnozrnnejší. Bridlica je silne impregnovaná pyritom.

V hĺbke 1879—1882 m tmavá ílovitá bridlica s kryptokryštalickou až chuchvalcovitou štruktúrou obsahuje množstvo pretiahnutých malých líšt anhydritu. Netvorí výraznejšie žilky. Majú paralelnú orientáciu s kryštálkami pyritu. Drobné póry vyplňa kremeň.

Vrt Studienka-83

V úseku 3864—3869 m bola vo vrte Studienka-83 navrátaná poloha ílovito-evaporitovej brekcie. Evapority sú zastúpené anhydritom a halitom. J. KYSELA a A. BUJNOVSKÝ (1984) radia súvrstvie k reichenhalským, príp. spodnotriasovým vrstvám.

Tmavošedý ílovec kryptokryštalickej štruktúry je silne impregnovaný pyritom. Anhydrit tvorí tmel brekcie. Porfyroblasty anhydritu majú na rozdiel od laminovaných anhydritov rôznu orientáciu. Prenikajú aj ílovcovou masou. Mikroskopicky nebol halit zaznamenaný.

Vrt Závod-75

Vo vrte Závod-75 bolo navítané súvrstvie tmavých ílovcov a anhydritov v hĺbke 4147—4152 m. Súvrstvie sa vyznačuje laminovaným zvrstvením a miestami brekciovitou textúrou. Najhrubšia poloha anhydritov dosahuje hrúbku 40 cm (A. KULLMANOVÁ 1982). Na základe spoločenstva peľových zŕn a spór zaradila P. SNOPOKOVÁ (1982) súvrstvie do najvrchnejšieho permu — spodného triasu.

Horniny sa vyznačujú laminovanou a brekciovitou textúrou. Vrstvičky anhydritu sa striedajú s laminami ílovca, v iných častiach tvorí anhydrit tmel v zbrekciovatennom ílovci. Hornina je zložená z anhydritu a ílovca, podradne je zastúpený pyrit a kremeň.

Laminovaná hornina je zložená z vrstvičiek anhydritu zväčša paralelne usporiadaných s vrstvičkami ílovca. Vrstvičky anhydritu dosahujú maximálnu hrúbku 6 mm. Sú navzájom oddelené tenkými laminkami ílovca. Laminy ílovca sú často ohýbané a prerušované vplyvom tlaku novovznikajúcich porfyroblastov anhydritu.

Štruktúra anhydritu je nerovnomerne zrnitá. U laminovaných anhydritov je orientácia prizmatických líšt prevažne zhodná s priebehom lamin ílovca, čo je spôsobené vplyvom tlaku nadložných vrstiev. Póry v hornine sú vyplnené väčšími porfyroblastami anhydritu a kryštálkami kremeňa.

V hornine brekciovitého charakteru má anhydrit nerovnomerne zrnitú štruktúru. Porfyroblasty anhydritu majú nepravidelný tvar a rôznu orientáciu.

Ílovec v uvedenom súvrství má kryptokryštalickú štruktúru. V laminovanom anhydrite tvorí prevažne tenké laminy najviac do 5 mm. V hrubších laminách a brekciovitých úlomkoch ílovca možno pozorovať kryštálky anhydritu v tvare tenkých líšt, často s paralelným usporiadaním. Vznikli pri diagenéze ílovitého sedimentu, keď do uvoľnených priestorov migrovali roztoky bohaté na CaSO_4 .

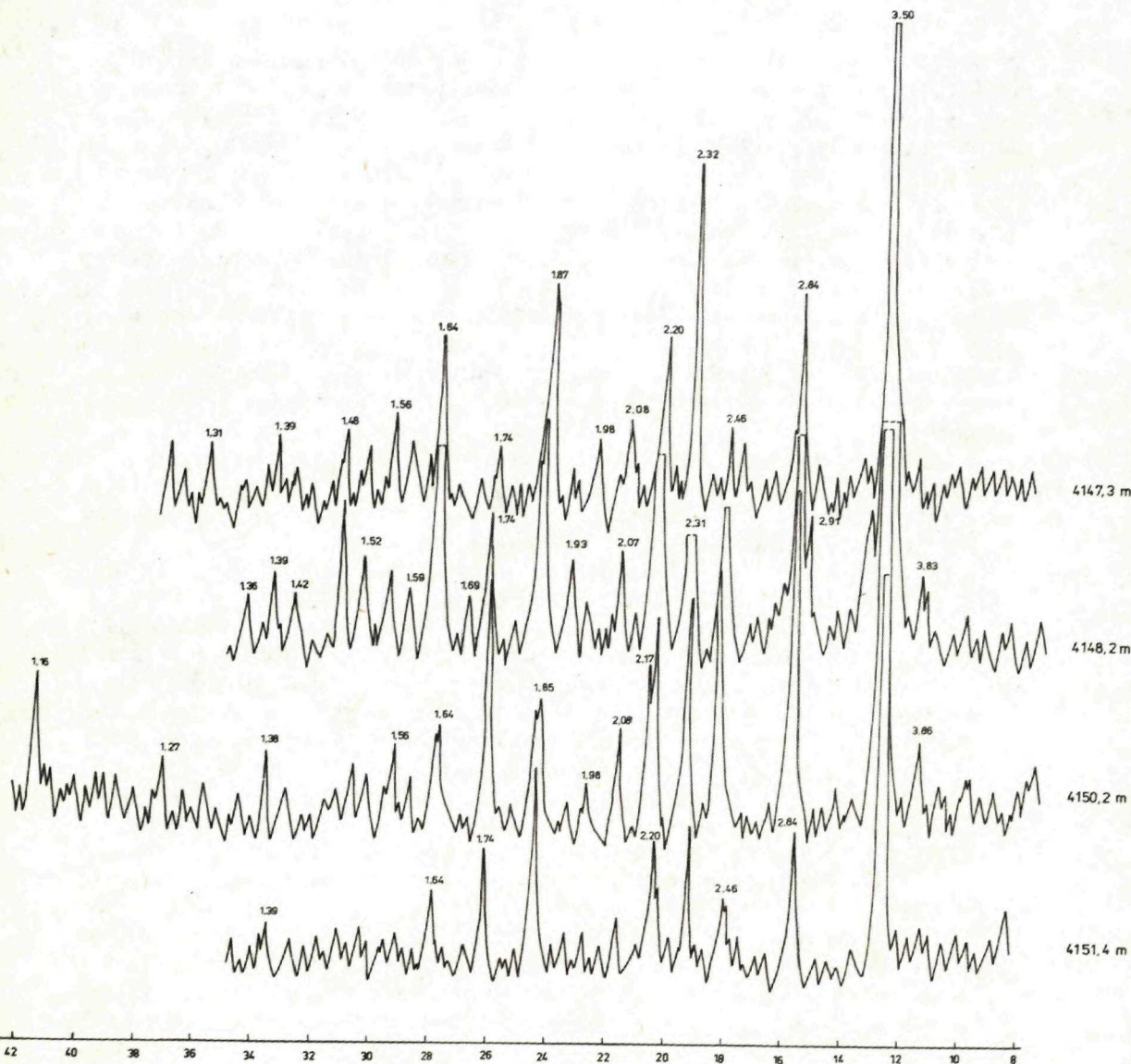
Kremeň tvorí v anhydrite výplň väčších pórov, najčastejšie v podobe polykryštalických zŕn mozaikovej štruktúry. V ílovci sa kremeň vyskytuje ako výplň pórov, prevažne v podobe nepravidelne obmedzených malých kryštálikov.

Pyrit je prítomný v celom súvrství. Viac sa koncentruje v ílovci. Autigénny pyrit sa vyskytuje vo forme drobných kryštálikov často štvorcových prierezov, nepravidelných zŕn a zhlukov.

Výsledky diferenciálnej termickej analýzy (A. Maretová) potvrdzujú prevahu anhydritu vo vzorkách. Zaznamenaná endoterma pri 600 °C potvrdila prítomnosť chloritu v ílovci. Chlorit bol zistený po vyseparovaní ťažkej a ľahkej frakcie z tejto vzorky. Ťažkú frakciu tvorí anhydrit, v malom množstve je prítomný pyrit. V ľahkej frakcii je zaznamenaný chlorit a nepatrné množstvo

kremeňa. Výsledky chemických analýz súhlasia s výsledkami mineralogických rozborov.

Na základe prepočtov chemických analýz (M. ĎURIŠ) sa pohybuje obsah anhydritu v analyzovaných vzorkách od 80,37—97,12 %. Vyšší obsah MgO vo vzorke z hĺbky 4148,2 m zodpovedá väčšiemu množstvu chloritu v analyzovanej vzorke. Vyšší obsah stroncia potvrdzuje vznik anhydritu z morskej vody.



Obr. 29

Tab. 1 RTG-analýza anhydritu (R. Gavenda), diagram č. 1.

Hĺbka				Anhydrit (V. I. MICHEJEV)	
4147,3 m		4150,2 m			
d	I	d	I	d	I
0,350	10	0,349	10	0,39	10
0,828	7	0,283	8	0,285	8
0,236	7	0,232	7	0,232	6
0,220	5	0,220	5	0,220	6
0,187	6	0,185	4	0,186	7
0,156	3	0,156	3	0,156	3

Tab. 2 Chemické analýzy separovaných anhydritov (M. Ďuriš).

Hĺbka (m)	SiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃	MnO	S	str. s.	str. ž.	Sr
4147,2	1,14	38,60	0,82	0,11	0,04	0,29	0,05	22,10	0,21	0,74	0,53
4148,2	5,47	33,10	2,85	0,60	0,09	1,12	0,14	19,00	0,18	2,91	0,24
4150,2	0,24	40,00	0,45	0,02	0,03	0,06	0,01	22,80	0,05	0,32	0,18
4151,3	0,46	38,80	0,79	0,04	0,08	0,30	0,06	22,20	0,36	1,45	0,12

Sedimentácia evaporitov prebiehala v prímorskom prostredí, čo dokazuje i vyšší obsah stroncia v analyzovaných vzorkách. Sedimentácia neprebíhala súvisle, bola prerušovaná prílivom vôd s vyšším obsahom ílovitej (vrty S-37, S-83, Z-75), príp. karbonátovej zložky (vrt S-12). Proces evaporácie neprebíhal do konca, bol ukončený usadením halitu (nepatrne zastúpený vo vrte Studienka-83). Anhydrit je produktom dehydratácie sadrovca, ktorá prebieha v rano-diagenetickom štádiu.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XXXIV—XXXVI

Tabuľka XXXIV

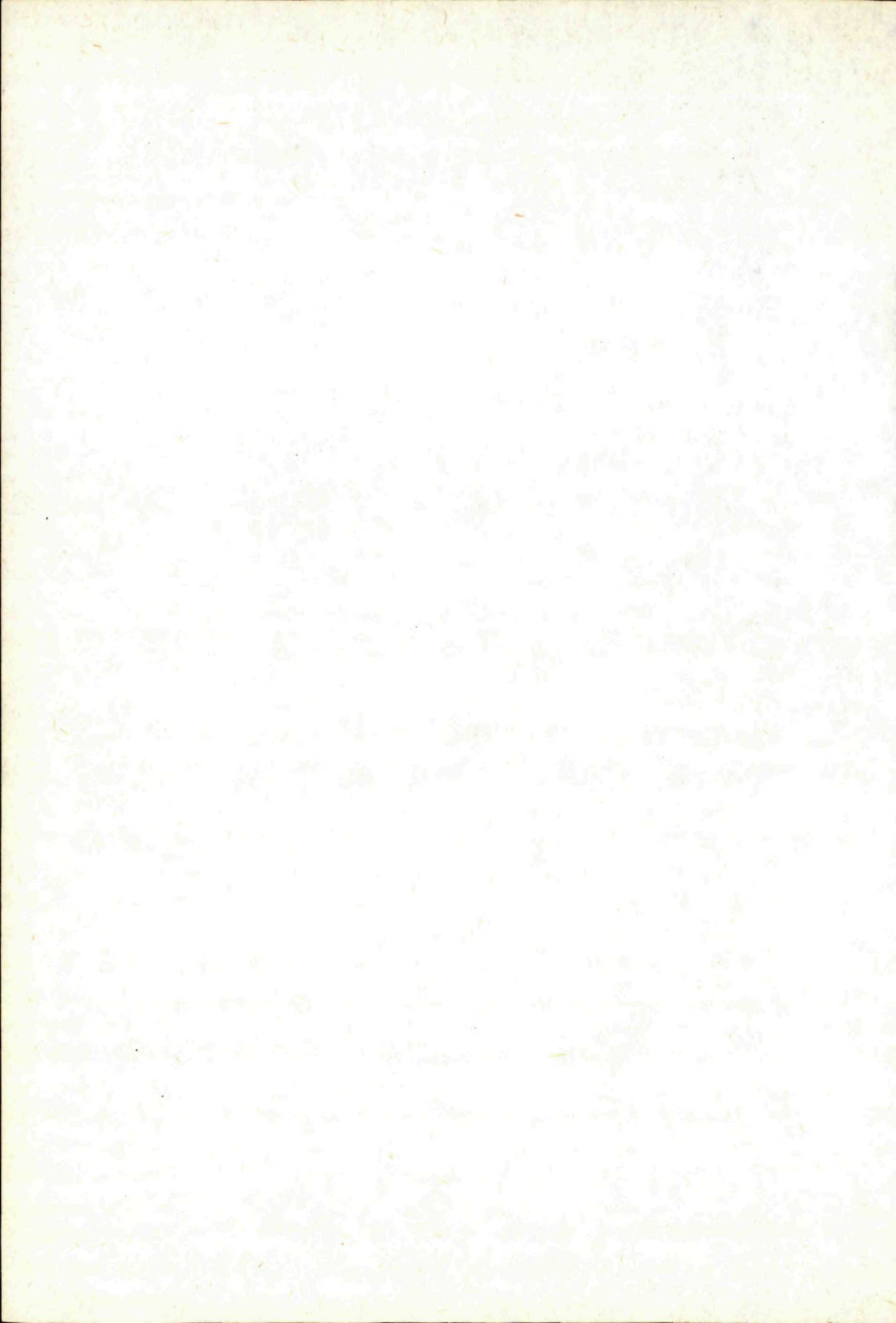
- 1 Dolomitová breccia s rôzne orientovanými porfyroblastmi anhydritu. Vrt St-83, hĺbka 3864—3869, nikoly //, zväčš. 80 ×.
- 2 Anhydrit tvorí žilky rôznej mocnosti. Vrt St-83, hĺbka 3864—3869, nikoly //, zväčš. 160 ×.
- 3 Kryštály sekundárneho pyritu sú hojné aj v polohách anhydritu. Dolomit je nimi intenzívne prestúpený. Vrt St-83, hĺbka 3864—3869, nikoly X, zväčš. 160 ×.

Tabuľka XXXV

- 1 Porfyroblast anhydritu v dolomite. Vrt Z-75, hĺbka 4154,4 m, nikoly //, zväčš 160 ×.
- 2 Hrubokryštalický anhydrit v dolomite. Vrt Z-75, hĺbka 5154,4 m, nikoly //, zväčš. 160 ×.
- 3 Hrubokryštalický anhydrit v dolomite. Vrt Z-75, hĺbka 5154,4 m, nikoly X, zväčš. 160 ×.

Tabuľka XXXVI

- 1 Vrstevnatý anhydrit so šmuhami dolomitu. Kremeň tvorí výplň pórov. Vrt Z-75, hĺbka 4154,4 m, nikoly X, zväčš. 80 ×.
- 2 Jemnozrnný anhydrit. Vrt Z-75, hĺbka 4151,4 m, nikoly X, zväčš. 80 ×.
- 3 Žilka zrnitého anhydritu v dolomite. Vrt Z-75, hĺbka 4150,2 m, nikoly X, zväčš. 80 ×.



Literatúra

- ALEXANDROWICZ, S. 1966: Stratigrafia srodkovej i gornej kredy w polskiej czesci pieninskiego pasa skalkowego. Zes. nauk. Akad. gor.-hutn., roz. 78, Kraków, 1—142.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—189.
- ANDRUSOV, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manin (Zone des klippes pienines, Carpathes occidentales, Slovaquie). Geol. Zborn. 23, Bratislava, 227—234.
- BACHMANN, G.—MÜLLER, M. et al. 1981: Die Tiefbohrung Vorderris 1 (Kalkalpen, Bayern). Geologica bavarica 81, Bayer. geol. Landesamt, München, 1—250.
- BECK-MANAGETTA, P. 1955: Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich, 1: 500 000. Wien.
- BECK-MANAGETTA, P. 1964: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich. — Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BECK-MANAGETTA, P. 1979: Lunzer Schichten in Baden bei Wien. Verh. geol. B. A. Heft 2, Wien, 3—5.
- BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Západné Karpaty 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—103.
- BEGAN, A. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1: 25 000, list Drietoma. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEGAN, A.—SALAJ, J. 1979: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Bratislava, 161—174.
- BEGAN, A.—SALAJ, J.—KULLMANOVÁ, A. 1979: Geologická stavba Myjavskej pahorkatiny. Manuskript — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEGAN, A.—HANÁČEK, J.—MELLO, J.—SALAJ, J. 1982: Geologická stavba Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Geofond, Bratislava.
- BERÁNEK, B.—DUDEK, A. et al. 1972: The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology. Geofyz. Közlem., spec. edit., Budapest, 87—98.
- BERÁNEK, B.—ZÁTOPEK, A. 1981: Preliminary of geophysical in Czechoslovakia and central Europe based on explosion seismology until 1980. In Geophysical Syntheses in Czechoslovakia, Bratislava, 469—497.
- BIELA, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Reg. geol. Západných Karpát, 10, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—224, 9—224.
- BIELY, A. 1975: Poznámka k termínu „pripieninský lineament“. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—209.
- BIELY, A. et al. 1973: Geologické vyhodnotenie viedenskej panvy. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIELY, A.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1968: Zur Problematik der „subtrischen Decken“ in den Westkarpaten. Geol. Zborn. Geologica carpath., 19, 1, Bratislava, 295—296.
- BIELY, A.—BYSTRICKÝ, J.—MELLO, J. et al. in FUSÁN, O.—SAMUEL, O. (ed.) 1980: Problematika hronika a gemerika v Malých Karpatoch a vo viedenskej panve. Sprievodca po Malých Karpatoch a slovenskej časti viedenskej panvy. Materiály XXIII. Celoštátnej geologickej spoločnosti, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 17—45.
- BORZA, K. 1969: Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. Slovak. Akademie der Wissenschaften, Bratislava, 1—124.
- BORZA, K. 1972: Neue Arten der Gattungen Cadosina Wanner, Pithonella Lorenz und Palinosphera Reinsch aus der Oberen Kreide. Geol. Zborn. 23, Bratislava, 139—150.
- BORZA, K. 1980: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. — Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR, Kľúčové územie a metódy riešenia. Zborník prednášok, Bratislava, 241—263.
- BUDAY, T. (ed.) 1963: Vysvetlivky k přehledné geologickej mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Ústř. Úst. geol., Praha, 1—238.
- BUDAY, T.—CAMBEL, B.—MAHEE, M. et al. 1962: Vysvetlivky k přehľadnej geologickej mape ČSSR 1: 200 000 M-33-XXXV M-33 XXXVI Wien—Bratislava. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—249.

- BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1965: Centrálnokarpatské jednotky v podloží československé části vídeňské pánve. Sborn. geol. Věd, Geologie, 7, Praha, 107—148.
- BUDAY, T.—NEMČÍK, E.—ŠPIČKA, V. 1967: Tektogeneze vnitrohorských depresi Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve. Rozpr. ČSAV, mat. přír. 77, 6, Praha, 1—51.
- BUKRY, D. 1974: Low-Latitude coccolith biostratigraphic zonation. Initial Reports Deep Sea Dril. Proj., 15, Washington, 685—703.
- BYSTRICKÝ, J.—MAHEL, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zborn. Geol. carpath., 21, 1, Bratislava, 191—196.
- BYSTRICKÝ, J. 1973: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). Mineralia slovacica, 5, Bratislava, 1—7.
- ČECH, F. 1980: Deep structure of the Vienna und Danube Basins in relation to Crust Types. Geol. Zborn. Geol. carpath., 31, 4, Bratislava, 457—464.
- ČECH, F. 1982: Ložiská palív — vzťah k hlbínnej stavbe panónskej panvy a karpatského oblúka. Západné Karpaty, sér. geológia 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—146.
- DLABAČ, M. et al. 1968: Výskum predneogenného podloží v juhovýchodní časti vídeňské pánve. Geofond, Bratislava, 1—214.
- EEM v. d. I.G. 1983: Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 6. Palynological Investigations in the Ladinian and Lower Karnian of the Western Dolomites Italy. Review of Paleobotany and Palynology, 39, Amsterdam, 183—300.
- FISCHER, M. J. 1982: The Triassic palynofloral succession in England. Geoscience and mon. Vol. 4, okt. 1. Alberta, 101—109.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1980: Doplnenie mikrofauny z pestrých slieňov vo vrte SBM-1 Soblahov. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—206.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1987: Cretaceous nannoplankton zones of the West Carpathians. Západné Karpaty, sér. paleontológia, 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73—86.
- GAZDZICKI, A.—MICHALÍK, J.—PLANDEROVÁ, E.—SÝKORA, M. 1979: An Upper Triassic — Lower Jurassic sequence in the Križna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Západné Karpaty, sér. Geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—148.
- HOLZKNECHT, M. 1973: Mikropaleontologické rozborý jader odebratých na vrtech z neogénneho podloží slovenské časti vídeňské pánve. Archiv Nafta, n. p., Gbely.
- JIRÍČEK, R. 1978: Paleogeografie spodního miocenu v Západních Karpatech. Zemný plyn a nafta, 1, Hodonín, 21—38.
- JIRÍČEK, R. 1980: Alpinotypní stavba mezozoika v jv. časti videnskej pánve. — Vážnejší problémy geologického vývoja a stavby ČSSR, kľúčové územia a metódy riešenia. Zborník prednášok, Bratislava, 123—140.
- JIRÍČEK, R. 1981: Vývoj a stavba podloží vídeňské pánve. Zemný plyn, nafta, 26, 3, Hodonín, 361—383.
- JIRÍČEK, R.—TOMEK, Č. 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Vienna Basin. Earth evolution sciences 3—4/81, Berlin, 195—204.
- KANTOR, J. et al. 1982: Genetická charakteristika evaporitov Západných Karpát podľa izotopov síry. Geofond, Bratislava.
- KAVARY, E. 1972: Significant Upper Triassic Microspores from Bleiberg.-Refresher Colloquium 1971 in the field of Stratigraphy and Micropaleontology. Final Report. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 19, 87—100.
- KEDVES, M. 1974: Paleogene fossil sporomorphs of the Bakony Mountains. 2, Studia Biol. Hung., Budapest, 1—124.
- KEDVES, M.—SIMONCSICS, P. 1964: Mikrostratigraphy of the carbonate manganese ore layers of the shaft III of Urkut on the basis of palynological investigation. Acta Univ. Szegediensis, 14, 2, Szeged, 3—48.
- KLAUS, W. 1960: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. — Jb. Geol. B. A. Sonderb., 5, Wien, 107—184.
- KLAUS, W. 1964: Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrung. Erdoel-Zeitschr., 4, Wien, 5—15.
- KOCHANOVÁ, M.—KULLMANOVÁ, A.—SNOPKOVÁ, P. 1976: Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—67.

- KÖHLER, E. 1962: Velké foraminifery v senéne Brezovského pohoria. Geol. Zborn. 12, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 91—128.
- KRÖLL, A.—WESSELY, G. 1967: Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. Erdöl-Erdgas-Zeitschrift, 83, Wien, 342—353.
- KRÖLL, A.—WESSELY, G. 1974: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. Erdöl-Erdgas Zeit., Wien, 89, 400—414.
- KRÖLL, A. in BACHMAYER, F. (ed.) 1980: Das Wiener Becken Erdöl und Erdgas in Österreich. Wien.
- KRUTZSCH, W. 1970: Die stratigraphisch wertverbaren Sporen und Pollenformen des Mitteleuropäischen Alttertiärs. Jb. für Geol., 3, Berlin, 309—379.
- KULLMANOVÁ, A. 1964: Petrografická charakteristika vrtných jadier (ČND-Hodonín) Studienka-5, -37, Lakšárska Nová Ves-4, -3, -6, Šaštín-9. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1968: Petrografické vyhodnotenie mezozoických sedimentov z vrtných jadier v podloží neogénnej panvy (Šaštín-11, Šaštín-9, Borský Jur-8, Lakšárska Nová Ves-6, Šaštín-37, Studienka-5, Závod-59, Malacky-20, Láb-90). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1978a: Petrografické vyhodnotenie mezozoických hornín z vrtných jadier hlbinného vrtu LNV-7. Nafta, n. p., Gbely.
- KULLMANOVÁ, A. 1978b: Výskyt pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte Soblahov. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157—160.
- KULLMANOVÁ, A. 1979: Petrograficko-mikrofaciálne vyhodnotenie vrtných jadier predneogénneho podložía vrtu Závod-72. Nafta, n. p., Gbely.
- KULLMANOVÁ, A. 1980: Litologicko-petrografické a mikrofaciálne vyhodnotenie vrtných jadier z vrtu LNV-7. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A.—SNOPKOVÁ, P.—KOCHANOVÁ, M.—SAMUEL, O. 1968: Litologicko-petrografické vyhodnotenie tmavého flyšoidného súvrstvia v podloží viedenskej panvy. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A.—KOCHANOVÁ, M.—SNOPKOVÁ, P.—SAMUEL, O. 1969: O dvojacom veku „lunzkých vrstiev“ v podloží neogénu viedenskej panvy. Geol. Práce, Správy 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—64.
- KULLMANOVÁ, A.—GAŠPARIKOVÁ, V. 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec — Oberkretazische Sedimente im nördlichen Teil des Považský Inovec-Gebirges. Geol. Práce, Správy 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85—95.
- KYSELA, J. 1975: Stratigrafia a tektonika bradlového pásma medzi Žilinou a Hričovským Podhradím. Geofond, Bratislava.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—PLANDEROVÁ, E.—SNOPKOVÁ, P.—PRIECHODSKÁ, Z.—KANTOR, J. 1982: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložía vo vrte Šaštín-12. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—KANTOR, J. 1982: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložía vo vrte Závod-73. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—SNOPKOVÁ, P.—PAPŠOVÁ, J.—PRIECHODSKÁ, Z.—KANTOR, J. 1982: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložía vo vrte Závod-74. Archív GÚDŠ.
- KYSELA, J.—KULLMANOVÁ, A.—SNOPKOVÁ, P.—PAPŠOVÁ, J.—PRIECHODSKÁ, Z.—KANTOR, J. 1982: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložía vo vrte Závod-74. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KYSELA, J. a kol. 1983: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložía slovenskej časti viedenskej panvy — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEŠKO, B. et al. 1982: Oporný vrt Lubina-1, Regionálna geológia Západných Karpát, 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—113.
- MÄDLER, K. 1964: Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. Beil. geol. Jb., 65, Hannover, 1—147.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR 2, Západní Karpaty 1, Academia, Praha, 1—496.
- MAHEL, M. 1972: Geologická mapa Malých Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1978: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny križňanského príkrovu. Mineralia slovaca, 10, 4, Bratislava, 289—309.
- MAHEL, M. 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Mineralia slovaca, 11, 1, Bratislava, 1—20.

- MAHEL, M. 1979: Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. Geodynamic investigation in Czechoslovakia, Final Report. Veda, Bratislava, 179—186.
- MAHEL, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. — *Mineralia slovacica*, 12, 3, Bratislava, 193—207.
- MANIVIT, H. 1971: Nannofossiles calcaires du Crétacé Français (Aptien-Maestrichtien). Essai de biozonation appuyée sur les stratotypes. Inst. Géol. de la Faculté des Sciences d'Orsay, Paris, 1—187.
- MARSCHALCO, R.—PULEC, M. 1967: Sedimentology of the Lunz beds. *Geol. Zborn.* 18, 2, Bratislava, 331—344.
- MENČÍK, E.—PEŠL, V. 1966: Přínos vrtnby Blatnička-1 k poznání jihozápadní části bělokarpatské jednotky. *Práce Výzk. Úst. Čsl. naftových dolů*, 23, Praha, 12—18.
- MICHALÍK, J.—PLANDEROVÁ, E.—SÝKORA, M. 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geologica carpathica*, 27, 2, Bratislava, 299—318.
- MÍŠÍK, M. 1966: Mikrofácie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát. Vyd. SAV, Bratislava, 1—269.
- MORBAY, J. S. 1975: The palynostratigraphy of the Rhetian stage Upper Triassic in the Kenderbachgraben, Austria. *Paleontographica*, Band 152, B., Stuttgart, 1—75.
- MOSTLER, H.—SCHEURING, B. 1974: Mikrofloren aus dem Longobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Prahlen des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. *Geol. Paläont.*, 4/4, Innsbruck, 1—35.
- NĚMEC, F. 1981: Výsledky a perspektivy průzkumu na živice ve vnitrokarpatském podloží slovenské části vídeňské pánve. *Zemní plyn a nafta*, 26, 3, Hodonín, 399—409.
- NĚMEC, F.—KOCÁK, A.—MAYER, S. 1974: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve a jeho další průzkum. *Nafta, n. p. Gbely, Geofyzika, n. p., Brno, Archiv Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- NĚMEC, F.—KOCÁK, A. 1976: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánvy. *Mineralia slovacica*, 8, 6, *Geol. Prieskum, Spišská Nová Ves*, 481—555.
- NĚMEC, F.—KOCÁK, A. 1980: Vnitrokarpatské formace v podloží neogénu slovenské části vídeňské pánve a jejich nafto- a plynonosnost. — *Váženější problémy geologického vývoja a stavby ČSSR, kľúčové územia a metódy riešenia. Zborn. prednášok, Bratislava*, 79—108.
- OBERHAUSER, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogen in Ostalpenraum. *Jb. Geol. B.A.*, Bd. III, Wien, 115—145.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T. 1971: On several stratigraphically important species of sporomorphs occurring in the Keuper of Poland. *Acta Soc. Bot. Pol.*, 40, 4, Warszawa, 636—651.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T. 1979: Budowa geologiczna Polski, Mikroplankton — Miospory. 3, Warszawa, 150—201.
- ORLOWSKA-ZWOLINSKA, T. 1983: Palinostratigrafia epikontinentalnych osadow wczesnego triasu w Polsce. *Prace Inst. geol. CIV, Warszawa*, 1—76.
- PAPŠOVÁ, J. 1983: Nálezy konodontov vo vápencoch vrtoz Závod-74, -75 v Záhorskej nížine. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- PAUTSCH, M. 1971: Sporomorphs of the Upper Triassic from a borehole at Trzcians near Mielec. *Acta paleobotanica*, 12, 1, Krakow, 1—59.
- PEŠL, V. 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat. *Západné Karpaty*, 9, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 71—117.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: A contribution to palynological research of Lunz beds in West Carpathians region. *Geol. Práce, Správy* 58, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 57—77.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. — *Geol. Práce, Správy* 60, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 143—168.
- PLANDEROVÁ, E. 1974: Poznámky o veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. — *Mineralia slovacica*, 6, 1, Bratislava, 63—72.
- PLANDEROVÁ, E. 1980: Palynomorphs from Lunz beds and from black clayey shales in basement of Vienna basin (Borehole LNV-7). *Geologica carpathica* 31, 3, Bratislava, 267—294.
- PLANDEROVÁ, E. 1983: Palinologické vyhodnotenie vrtoz z podložia viedenskej pánvy. — *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*

- PREY, S. 1974: Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig-1. — Verh. Geol. B.-A., Wien.
- PREY, S. 1975: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., Heft 2—3, Wien, 1—25.
- PREY, S. 1979: Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf — Wienerwaldsee (Wienerwald). — Verh. Geol. B.-A., Heft 2, Wien, 205—228.
- ROSENBERG, G. 1961: Die Bucht der Langenbarge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (NÖ). Ein Beispiel kalkalpinen Baues am Flyschrande. — Jb. Geol. B. A., Bd. 104, Wien, 443—464.
- ŘEHÁNEK, J. 1978: Mikrofacie a mikrofauna (incertae sedis) písčito-glaukonitové série vrchní křídý z podloží karpatské předhlubně a vnějšího flyšového pásma na jižní Moravě. — Zemný plyn a nafta, 4, Hodonín, 327-346.
- REINHARDT, P.—SCHMITZ, W. 1965: Zur Kenntnis der Spora dispersae des Mitteldeutschen Oberen Buntsandsteins. — Freiburger Forschh., C 182, Freiberg, 19—36.
- SALAJ, J.—BEGAN, A.—HANÁČEK, J.—KULLMAN, E.—SABOL, A. 1965: Základný geologický výskum a mapovanie v M = 1 : 50 000, list Myjava. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.
- SALAJ, J.—BEGAN, A. 1983: Senonian to Paleogene paleogeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). Zitelina, 10, 2, Symp. Kriede, München, 173—181.
- SALAJ, J.—BORZA, K.—SAMUEL, O. 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—211.
- SAMUEL, O. 1961: Predbežné mikrobiostratigrafické vyhodnotenie paleogénnych vzoriek z listu Považská Bystrica. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—246.
- SCHNEIBNER, E. 1958: O výskyte tzv. „globigerínovo-rádioláriových“ vrstiev v kysuckom vývine pieninskej série vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 9, 2, Bratislava, 182—187.
- SCHOURING, B. W. 1970: Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Böhmentunnel (Solothurner Jura). Schweiz. Paläont. Abh. 88, Basel, 1—121.
- SCHOURING, B. W. 1978: Mikrofloren aus den Meridekalken des Mts. San Giorgio (Kanton Tessin). Schweiz. Paläont. Abh., 100, Basel, 1—101.
- SCHNEIDERWIND, J. 1981: Poznatky z provedení velmi hlubokého vrtu v rakouské části vídeňské pánve (Zistersdorf- UT-1). Zemný plyn a nafta, 26, 3, Hodonín, 441—473.
- SCHULZ, E. 1970: Die Sporen der Gattung Stereisporites Thoms. et Pf. Paleont. Abh. Abt. B. paleobot., 3, 3/4, Akad. Verlag Berlin, 683—709.
- SCHULZ, E. 1967: Sporenpaleontologische Untersuchungen rätoliassischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. Paleont. Abh. Abt. B, Paleobot, B, II, H, 3, Berlin, 543—627.
- SNOPKOVÁ, P. 1964: Predbežné palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtov Lakšárska Nová Ves. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1968: Palinologické vyhodnotenie vzoriek tmavého ílovitého súvrstvia vrtu LNV-3 a Šaštín-10, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1982a: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Závod-74, Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1982b: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Závod-75. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1984: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu Studienka-83. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- THIERSTEIN, H. 1971: Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. Eclogae geol. Helv., 64, 1, Basel, 29—45.
- TOLLMANN, A. 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Franz Deuticke, Wien.
- TOLLMANN, A. 1976: Analyse des Klassischen nordalpinen Mesozoikum. — Franz Deuticke, Wien, 1—580.

- TOMEK, Č.—BUDÍK, L. 1981: Konstrukce a interpretace odkryté tíhové mapy vídeňské pánve, Sborn. Geol. Věd. užitá geofyzika, 17, Praha, 173—184.
- VERBEEK, J. W. 1976: Upper Cretaceous calcareous nannoplankton zonation in a composite section near El Kef, Tunisia. I, II Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., Ser. B, 79, Amsterdam, 129—148.
- VISCHER, H.—KRYSZTYN, L. 1978: Aspects of late Triassic palynology. A. Palynological Assemblage from Ammonoid — controlled late Karnian Tuvalian/ sediments of Sicily. Review of Paleobotany and Palynology, 26, Amsterdam, 93—112.
- WESSELY, G. 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche. Mitt. der Geol. Gesellschaft, Wien, 66—67, 1973/74, 265—287.

Doplňky k literatúre:

- BALOGH, K.—KOVÁCS, S. 1981: Az Szölösárdól, Sz. fúrás. M. Áll. Földtani Intézet Évi Jel. az 1979, Budapest, 39—63.
- BECK—MANNAGETTA R. 1964: Zur Entwicklung der geologischen Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung 1:1 000 000, Verh., 1, Wien.
- BEHRENS, M. 1972: Schwermineral-Verteilungen und Sediment-Strukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). Jahr. Geol. Bundesant. 116, Wien, 51—83.
- BIELY, A.—FUSÁN, O. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subatrischen Decken, Geol. Práce, Správy 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—62.
- BORZA, K. 1983: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Borský Jur-15. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BORZA, K. 1984: Biostratigraphie jurassischer und unterkretazischer Kalke im Liegenden des Neogens des Wiener Beckens. Geol. Zbor. Geologica Carpathica 35, 5, Bratislava, 631—648.
- BUJNOVSKÝ, A. 1984: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Studienka-83. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ELIÁŠ, M. 1976: Poznámky k paleogeografickému a paleotektonickému vývoju flyšových Karpát. Vedecká konferencia: Československá geológia a globálna tektonika, Smolenice, 43—53.
- HAYASHI, S. 1968: Redescription of the new forms proposed in "The Permian conodonts in chert of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan". Earth Sci., 22, 6, Tokyo, 251—257.
- KOVÁCS, S. 1983: On the evolution of excelsa-stock in the Upper Ladinian-Carnian (Conodonta, Genus Gondolella, Triassic). Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias, 5, Wien, 107—119.
- KOVÁCS, S.—KOZUR, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten der Mittel- und Obertrias. Geol. Paläont. Mitt., 10, 2, Innsbruck, 47—78.
- KOZUR, H. 1980: Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. Geol. Paläont. Mitt. 10, 3, 4, Innsbruck, 79—172.
- KRYSZTYN, L. 1983: Das Epidaurus — Profil (Griechenland) — ein Beitrag zur Conodonten — Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys — Trias, 5, Wien, 231—258.
- MELLO, J.—POLÁK, M. 1978: Facial and Paleogeographical Outline of the West Carpathians Middle Triassic Illyrian — Longobardian. In: Paleogeogr. vývoj Záp. Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301—314.
- PAPŠOVÁ, J.—PEVNÝ, J. 1982: Finds of conodonts in Reifling limestones of the West Carpathians (the Choč and the Strážov nappes). Západ. Karpaty, Sér. Palenot., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 77—90.
- PISA, G.—PERRI, CH.—VENERI, P. 1979: Upper Anisian conodonts from Dont and M. Bivera Formation, Southern Alps (Italy). Riv. Ital. Paleont. 85, 3—4, Milano, 807—828.
- SAMUEL, O. 1983: Paleogeografický náčrt a prejavy orogénnych fáz v paleogéne Západných Karpát Slovenska. Geol. Práce, Správy 60. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—83.
- SCHIBNER, E. 1969: Some notes to the Pieniny lineament. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Geologica 18, Bratislava, 9—17.
- WACHTEL, Q.—WESSELY, G. 1981: Die Tiefbohrung Bendorf-1 in den Östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. Mitt. d. Österreich. Geol. Gesell., 7, Wien. 137—166.

R reinterpretation of pre-Neogene basement tectonic structure in Slovak part of Vienna Basin

Summary

In the past twenty five years several variants were suggested for geologic structure of the Slovak part of the Vienna Basin basement. For the years 1959—1973 they were evaluated by A. BIELY et al. (1973). Since then new data have been collected to precise the structural scheme of the pre-Neogene relief and our ideas of the tectonic and lithostratigraphic units distribution.

The complicated structure is hardly correlable with geologic conditions on the periphery of the Vienna Basin in the Malé Karpaty, Brezovské Karpaty Mts. and in the Myjavská pahorkatina upland, and therefore the nomenclature concerning the adjacent Austrian part of the Vienna Basin basement is applied in the correlation.

F. NĚMEC—A. KOCÁK (1976) applied the Alpine nomenclature only on internal tectonic units (the Ötscher nappe, higher Alpine nappes). At the same time the authors used the Carpathian nomenclature — the Klippen Belt, the Křížna, the Manín nappes and the nomenclature concerning tectonic units distinguished in the Slovak part of the Vienna Basin basement — Lakšár slices, peri-klippen slices. Later on F. NĚMEC—A. KOCÁK (1980), F. NĚMEC (1981) included the peri-klippen slices and Lakšár slices into the tectonic unit denoted as the Lakšár imbrication system and correlated it with a part of the Frankenfels-Lunz imbrication system on the one hand, and with the Myjavská pahorkatina upland Cretaceous and Paleogene on the other hand. On the north this tectonic unit is thrust over the Choč nappe, on the south the Choč and the Ötscher nappes are thrust over the unit. The authors modified the data about the surface conditions and regard the „Jablonica“-Ötscher nappe as thrust over the Brezová Group Cretaceous.

R. JIŘÍČEK (1980), R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981) distinguished and correlate tectonic units as follows:

a) The Pieniny Klippen Belt is a continuous tectonic unit (St. Veit, Matzen; Kúty, Smolinské, Koválov, Podbranč).

b) The Frankenfels-Lunz imbrication system extends to the Slovak territory. It is running through Breitenlee, Aderklaa, Schönkirchen, Prottes, Borský Jur, Saštín, Senica, where it submerges below the Myjavská pahorkatina upland Cretaceous and Paleogene. Then it continues from Lubina as the Manín and the Křížna nappes (1. c., 1981; Fig. 1). The Frankenfels nappe is correlated with the Křížna and Manín nappes, the Lunz nappe — with the Choč nappe.

c) The Gieshübel syncline extends in our territory to Závod and to the Myjavská pahorkatina upland.

d) The authors correlate the Ötscher nappe system with the Veterník, Havranica and Jablonica nappes. They evidently do not consider the “jumps” in dips of thrust planes on the contact of the Malé Karpaty Mts. with the Vienna Basin. The authors also regard the Jablonica nappe as thrust over the Brezová Group Cretaceous.

e) Higher nappes of the Northern Limestone Alps extend to Láb and Rohožník and according to Fig. 1 they terminate abruptly and according to text on p. 195 they are likely to be absent in the Malé Karpaty Mts.

f) In the text the authors do not comment the continuation of the graywacke zone in Slovakia, in Fig. 1 it is supposed to extend in the basement of the Slovak part of the basin, but in the Malé Karpaty Mts. they do not crop out anymore.

The comparison of ideas of geological interpretations and correlation of units with facts shows that in spite of the efforts of geologists to solve the problems there still are contradictions, also due to insufficient density of boreholes, to strongly deformed basement, and transitional position between the segments of the Alpine geosynclinal system. The contradictions also have subjective causes, mainly diversity of criteria of correlation of tectonic units.

With respect to oil- and gas prospection we shall also try for interpretation and correlation.

First of all we shall recapitulate the existing data on both (eastern and western) peripheries of the Vienna Basin.

According to M. MAHEL'S (1972) geological map of the Malé Karpaty Mts. the Tatric crystalline complexes with their Mesozoic envelope are overlain by a north-dipping nappe system comprising (from the bottom): the Vysoká nappe, the Křížna nappe and partial nappes the Veterník, Havranica and Jablonica nappes. J. BYSTRICKÝ—M. MAHEL (1970) regarded the partial nappes as part of the Strážov nappe. Later on M. MAHEL (1979) abandoned this idea. A. BIELY—J. BYSTRICKÝ—J. MELLO (1980) published a discussion on the problem whether there are two nappes Choč and Veterník, or only one nappe — Choč — between the Křížna and Havranica nappes. Also the boundary between the Reifling limestones and the overlying dark limestones was formerly interpreted as tectonic contact (J. BYSTRICKÝ—M. MAHEL l.c.). Since the dark limestones have the character of the "Raming" limestones and their age is Anisian — like that of the underlying Reifling limestones — they may represent one bed sequence (J. MELLO l.c.).

The solution of this problem may be facilitated also by the Lower Triassic slice on the contact between the Choč and "Veterník" nappes S of the village Plavecké Podhradie (M. MAHEL 1972). In this part of the map are frequent mistakes: boundaries between small planes with different hachures are missing as well as hachure and index in a narrow stripe at the Lower Triassic slice. N of the slice (in the map) is the contact between the Veterník and Havranica nappes. It is drawn in dolomites. J. BYSTRICKÝ (1973, p. 4) writes about the contact of the Veterník nappe with the Havranica nappe: "Campilian marly shales and limestones are in literature denoted as the melaphyre series, outcropping in small shreds between the partial Veterník nappe and partial Havranica nappe". If the slice may also be interpreted in this way, then it cannot unambiguously support the existence of the Veterník nappe. Then the reliable interpretation of the contact between the Reifling and Raming limestones must be based on new detailed mapping complemented by detailed lithostratigraphic profiles. It is to be noticed what would be the consequence of admittance of the existence of the only nappe, now — on the basis of lithofacial character of the Middle Triassic — regarded as part of the Gemericum and/or Silicicum.

According to the existing interpretations the Middle Triassic bed sequence rests upon the melaphyre "series" regarded as part of the Hronicum (A. BIELY—J. BYSTRICKÝ—J. MELLO 1980). This leads to the necessity of a revision of the idea concerning the appurtenance of the so far hypothetical "only one" nappe to the Gemericum, or a revision of the idea concerning the role of the melaphyre "series" as an indicator of tectonic appurtenance, or valuation of a certain place in the passage between the melaphyre "series" and the Choč nappe Middle Triassic as the tectonic contact of the 1st order.

The absence of higher parts of the "Choč" nappe (the two nappes interpretation) may be explained by tectonic reduction, detachment and outward dislocation, i.e. into the Vienna Basin basement. In the same way the absence of the Upper Triassic in the "Veterník" nappe may be explained.

We shall also deal with the Paleogene of the Buková depression, its relation to basement units and particularly to tectonic contacts between nappes. If the Paleogene distribution in the geological map and tectonic appurtenance of Triassic rocks are real, then the Paleogene covers a part of the Choč nappe, the Veterník nappe, the Havranica nappe and a part of the "Jablonica" nappe.

Does it mean that all the nappes mentioned formed prior to the Paleogene and might only thrust "en bloc" after the Paleogene?

After a break in the Trstín—Jablonica depression the Triassic sequences extend to the Brezovské Karpaty Mts., and according to facies correlation they are ranged to the Strážov, Havranica and Veterník nappes, or to only one nappe. Overthrust planes and bedding planes are north-dipping. Near Brezová pod Bradlom the nappes (or the nappe) are overlain by the Brezová Group Cretaceous sediments (O. SAMUEL—J. SALAJ—A. BEGAN 1980). Continuous sedimentation extends to the Upper Maastrichtian overlain by Paleogene sediments of the Myjava Group.

A different bed sequence with continuous geologic sequence from the Cretaceous to the Paleogene is described by the authors from the area SW of Myjava. They separated it tectonically from the former one. Sediments of the "northern development" are in tectonic contact with a rock belt whose tectonic range was several times changed in the past. It is a belt of sediments extending from Podbranč to Myjava and farther northwards to the area of Vršatec. The oldest known sediments in the belt are Upper Triassic (Carpathian Keuper). Higher up are Rhaetian limestones and claystones, spotty marls and limestones of the Liassic — partly Dogger, Dogger—Malmian radiolarian rocks and nodular limestones. Tithonian—Barremian clayey limestones. The Albian—Cenomanian flysch formation is youngest. Formerly the rock belt was ranged to the Kysuca unit (geological Map of Czechoslovakia, sheet Gottwaldov 1962). Later on a part of the belt was ranged to the Manín nappe (A. BEGAN 1969) and finally to the Drietoma succession of the Klape unit (A. BEGAN—J. HANÁČEK—J. MELLO—J. SALAJ 1982, J. SALAJ—J. BEGAN 1982). If the above belt belongs to the Klape unit, then the latter is a polyfacies unit for Jurassic sediments.

An analogous Jurassic bed sequence was described by S. PREY (1975) from klippes near St. Veit. This can also inspire a revision of tectonic range of the St. Veit area and of the Podbranč area. According to A. BEGAN et al. (1982) this tectonic unit is overlain by Campanian organodetrital sandstones and marls. They are ranged to the Rašov "series" and thus regarded as transgressively overlying their basement. On the north the Klape unit is in tectonic contact with the Klippen Belt represented by the Kysuca and Czorsztyn units. Along the contact a narrow, intermittent Paleogene flysch belt is running. It is ranged to the Magura Flysch. So stratigraphic control shows that the tectonic contact with internal units is not older than Paleogene. The contact of the Klippen Belt with the northern flysch of the Biele Karpaty unit is regarded as tectonic and it is not older than Paleogene.

The Inner Carpathian nappes are generally regarded as pre-Gosau. They are covered with Upper Cretaceous and Paleogene sediments that are not evidently affected by alpinotypical deformation.

Recently there appeared information indicative of certain post-Gosau transformation. They are data from borehole SBM-1. (Soblahov) in which A. KULLMANOVÁ (1978) proved (beneath the Manín Unit) Upper Cretaceous variegated marls indicative of post-Gosau movements. The Manín unit near Soblahov is overlain by the Křížna and Choč nappes. Analogous information resulted from borehole Lubina-1 (B. LEŠKO) revealing Paleogene sediments beneath the Manín nappe. The Paleogene sediments were interpreted as part of the Biele Karpaty unit. It seems that manifestations of the

post-gosau alpinotype folding — at least in the area of Podbránč—Trenčín are only evident in deeper parts of structures and their surface manifestations (charriage planes) are interpreted as other types of rupture deformations. At the absence of young (post-Gosau) sediments they are interpreted as charriage planes (old, pre-Gosau lines).

In spite of better knowledge of surface conditions there still are problems with geologic interpretation.

Geologic conditions are different on the Alpine periphery of the Vienna Basin (cf. P. BECK-MANAGETTA 1955, 1965). Unterostalpine nappes regarded as equivalent to the Malé Karpaty crystalline complexes with the Mesozoic are overlain by the innermost group of nappes, most likely dipping northwards. They are the Veit and Norian nappes of the graywacke zone. These nappes are overlain by the Schneeberg and Hallstatt nappes of the Northern Limestone Alps. The Hallstatt nappe is underlain by the external nappe system comprising (from S) the Ötscher nappe system with partial Göll, Unterberg and Reialp nappes. This is underlain by the Lunz nappe, and deepest is the Frankenfels nappe of the Northern Limestone Alps. Together the nappes are denoted as "Kalknordalpendecken". Now about the distribution of nappes in this large group of nappes. The lower nappes — the Frankenfels, the Lunz nappes, and partial nappes of the Ötscher system show gradual eastward narrowing on the surface. Its narrowing results in the Reialp and the Unterberg nappes. In the area of Baden and Mödling only the Göll partial nappe crops out. Kalknordalpendecken are thrust over an equivalent of the Klippen Belt (St. Veit) and Flysch Belt. On the contact of the Frankenfels nappe with the Flysch Belt is the so-called Randcenomanian slice (cf. G. ROSENBERG 1961).

Beginning with the tectonic contact between the Hallstatt and Ötscher nappes the overthrust planes are dipping southwards.

The Alpine nappe system shows a strong post-Gosau alpinotype transformation. It is proved by Senonian to Paleocene (Gieshübel) sediments folded on the surface, near the nappe contact. The sediments are indicative of the alpinotype deformations phase (cf. A. TOLLMANN 1973) and overthrust of the Frankenfels nappe upon the Flysch Belt. It is also proved by boreholes situated in the Northern Limestone Alps: Vorderiss — 1 (G. BACHMAN—M. MÜLLER et al. 1981), Urmanusau-1 (A. KRÖLL—G. WESSELY 1967), Berndorf-1 (G. WACHTEL—G. WESSELY (1982) near the periphery of the Vienna Basin, 15 km far from the nappes of the Northern Limestone Alps. This borehole penetrated the Northern Limestone Alpine nappes at the depth of 5640 m and Cretaceous sediments at the depth of 5910 m, Egerian conglomerates at 5910—5965 m, and crystalline schists — interpreted as part of the Bohemian Massif — at 6028 m. These data are also indicative of the Savian nappe transformation.

F. KRÖLL—G. WESSELY (1973), G. WESSELY (1975) and F. KRÖLL (1980) proved that all tectonic units — in the same sequence and relationship as on the eastern margin of the Alps extend to the state frontiers.

South of the Flysch Belt the Frankenfels—Lunz imbrication system was distinguished. Both on the surface and in the basement of the basinal Neogene filling the Senonian and Paleogene sediments of the Gieshübel syncline are the youngest members of this system. According to G. WESSELY (1975) the rocks of the Klippen Belt were not reached by drilling. It is likely that they were later found in the borehole Reyersdorf T2 (F. KRÖLL et al. 1980). A belt of Jurassic to Albian sediments is running along the northern margin of the Frankenfels—Lunz imbrication system. The authors range the belt to the imbrication system. The boreholes did not prove the idea. According to this idea the authors draw the Upper Triassic of the Frankenfels—Lunz type beneath the Jurassic sediments up to the contact with the Flysch Belt (cf. A. KRÖLL—G. WESSELY 1973, Fig. 6). It is likely that to testify the presumable narrow Hauptdolomite slice the

borehole Reyersdorf T2 was projected. It, however, did not prove the supposition (cf. A. KRÖLL et al. 1980). The borehole penetrated the flysch with the limestone klippe and Jurassic rocks to end there. The authors (i.c.) comprised the new data only into the Alpine conditions so that they placed the Triassic dolomites deeper, without any doubts about their appurtenance to the Frankenfels—Lunz imbrication system. At the present state of knowledge we may consider an alternative solution accepting the Carpathian conditions as done by R. JIŘÍČEK (1981).

The Ötscher nappe system is thrust over the Gieshübel syncline. In the area of Schönkirchen, Prottes, Ebental the nappe system covers completely the Paleogene of the Gieshübel syncline and in some places the Albian rocks (cf. G. WESSELY 1975, Table 3) with problematic tectonic range. On the Prottes deposit the Upper Triassic breccia and limestones, different from the filling of the Gieshübel syncline, represent the youngest formation of the Ötscher nappe system. The southern part of the Ötscher nappe system is — according to recent interpretation (A. KRÖLL et al. 1980) — associated with limnic Upper Cretaceous sediments of the so-called Glinzendorf syncline. The higher nappes system of the Limestone Alps including the graywacke zone, is thrust over the syncline.

A comparison of lithostratigraphic and lithofacies contents of tectonic units and the relations on the eastern and western margins of the Vienna Basin shows that on both sides of the basin there are analogous or identical lithostratigraphic units but the arrangement and relations of tectonic units are different. This fact proves paleogeographic continuity of facies belts during earlier evolutionary stages of the Alpine-Carpathian geosyncline (cf. D. ANDRUSOV 1968; A. TOLLMANN 1976; M. MAHEL 1979).

Since the tectonic structure of the Alpine type was on the Austrian part documented up to the state frontier, it is evident that for the solution of this problem it is necessary to apply data from the basement of the Slovak part of the Vienna Basin.

The existing interpretations (A. BIELY et al. 1973, F. NĚMEC—A. KOCÁK 1976) were in accordance with the solution variant suggested by M. Mahel (in M. DLABAČ et al. 1968). According to this conception applying the Carpathian nomenclature, S of the Klippen Belt — like in Považie — there is a nappe system comprising the Manín, Křížna and Choč nappes. In this conception there are no evident contradictions with respect to data on the basin basement.

The solution suggested by T. BUDAY—V. ŠPIČKA (1965) does not correspond to the collected factographic material; at least not in the segment Borský Jur—Koválov.

There is the third solution variant by R. JIŘÍČEK (1980—1981), R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK 1981) concerning the continuation of Alpine tectonic units to the Slovak territory. Neither this idea — at least in the segment Borský Jur—Šaštín—Koválov — is in any serious contradiction with factographic material.

Then where is the problem? In tectonic nomenclature — Carpathian on the one hand, Alpine on the other, or in gradual or sudden change of geologic structure? We shall try to find the problem.

The Flysch Belt was found in boreholes of the series Kúty, Gbely, perhaps also in boreholes in the area of Štefanov and Letničie. A comparison of lithostratigraphic character of formations in an equivalent of the Carpathian Klippen Belt near St. Veit to the conditions in the Vienna Basin basement shows that a rock belt of an analogous character is running from Bockfliese, through Matzen, Spannberg, Kúty to Gbely. The rock belt is associated with picrites. By such correlation the Klippen Belt is extremely widened and its width is hardly comparable to surface conditions near Podbranč. S. PREY (1975) regards the klippen near St. Veit as part of the Flysch Belt, so that the interpretation of the course and width of the Klippen Belt is not unambiguous. In the text of the geologic scheme and profile we extrapolate and apply the interpretation of the surface

near Podbranč. It is presented in the geological map 1 : 200 000, sheet Gottwaldov. The rocks which may be included in the Klippen Belt, were revealed by drilling in the belt Smolinské-22, 27, Štefanov-51, Bištava-2, Koválov-3. They correspond to rocks of the Czorsztyn and Kysuca units. According to A. BIELY et al. (1973) the contact of the Klippen Belt with flysch is not younger than Savian.

On the south is a sediment belt, ranged to the Křížna or Manín unit, at first by M. Mahel (in M. DLABAČ et al. 1968) and then by A. BIELY et al. (l.c.), F. NĚMEC—A. KOCÁK (1976). Such interpretation is evidently incongruous. The doubts will increase if the situation will be compared to the conditions in the Austrian part of the Vienna Basin basement on the one hand, and to the surface conditions in the area around Nové Mesto nad Váhom on the other hand (cf. A. BEGAN—J. HANÁČEK—J. MELLO—J. SALAJ 1982). Lithologic rock types revealed by borehole Matzen-375 are identic with those reached by boreholes Sm-17, Sm-19. Flysch Albian rocks from boreholes Ůt-1, Ůt-2 show analogous or identic lithologic character. In Austrian boreholes the rocks are interpreted as part of the Frnkenfels—Lunz imbrication system. It is to be noticed that in Austria, in the segment Bochlies—Matzen, Prottes no Upper Triassic was reached by drilling. According to A. TOLLMANN (1976) the Upper Triassic is deciding for correlation. So is it in the Slovak part of the basement.

According to the lithofacies character of Jurassic sediments the belt may be ranged to: 1 — the Frankenfeld nappe, 2 — the Křížna nappe, 3 — the Manín nappe (in the sense of A. BEGAN 1969) — now the Klape unit nappe (A. BEGAN—J. HANÁČEK—J. MELLO—J. SALAJ 1982). It is to be emphasized that using A. Tollmann's criteria (1976) for correlation (i.e. lithofacies character of Triassic), we cannot correlate the Frankenfels nappe with the Křížna and Manín (Klape) nappes — as done by R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981), since the Upper Triassic of the latter two tectonic units is in the Carpathian Keuper lithofacies. According to the existing ideas (cf. D. ANDRUSOV 1968) the original sedimentation area of the two nappes was more external than the sedimentation area of the two nappes was more external than the sedimentation area of the Frankenfels nappe (the Upper Triassic is in the lithofacies of Hauptdolomite, gypsum, anhydrite, with subsidiary claystone intercalations). In the West Carpathians analogous lithofacies are in the most external part of the Choč nappe and/or in the innermost part of the Křížna nappe (cf. A. BIELA 1978, borehole Jánova Lehota-1).

Farther in the south there are Triassic rocks represented by the Lunz beds, the Oponitz beds and Hauptdolomite. According to the lithofacies character and thickness the succession may be ranged to the Biely Váh Group of the Choč nappe and also to A. TOLLMANN'S (1976) Lunz facies. The correlation of the Lunz facies with the Biely Váh "facies" is generally accepted. The tectonic correlation is more complicated.

The borehole Šaštín-12 extending to depth of 6500 m did not penetrate subvertical Triassic rocks, so with respect to its position in relation to the Klippen — and Flysch Belts it may lead to an idea of intense post-Gosau overthrust upon the two units. If the opinion about the Alpine nappe system having undergone an intense post-Gosau transformation (cf. A. BIELY et al. 1980, p. 27) — in contrast to the Inner-Carpathian nappe system — is right, then the Triassic rocks in the borehole Šaštín-12 and in its wider surroundings are rather a part of an Alpine unit — the Frankenfels-Lunz imbrication system. This interpretation may be extrapolated up to the borehole Koválov-6.

The borehole Šaštín-11 reached Upper Jurassic sediments regarded as the Klippen Belt, or as the Křížna unit wedged- in the Choč nappe. Recently identic rocks were found in the borehole Borský Jur-15. They were interpreted as the Křížna unit. As for microfacies, the rocks are identic with those in Šaštín and their tectonic range is the same. The

third opinion concerning tectonic range is that of R. JIŘIČEK (1980, p. 129) describing the same rocks as A. KRÖLL—G. WESSELY (1973) from the Lunz nappe.

We shall try for an analysis of the problem from the tectonic view. If we want „to get” the rocks of the Klippen Belt or of the Križna unit to their present position, we must presume their tectonic dragging-out of the basement of a nappe higher than the Križna nappe, i.e. in our case to the distance or minimum 4 km. Such cases are known in the eastern part of the Northern Limestone Alps. There are the so-called “alien shreds” formed by the “Keuper” and Liassic basinal facies (cf. G. WESSELY 1975). They are associated with the base of the Ötscher nappe resting upon the Gieshübel syncline. No analogous rocks were found around boreholes Šaštín-11 and Borský Jur-15. Their occurrence with Hauptdolomite reminds of the situation on the Adarklaa deposit, where Upper Jurassic limestones are part of Frankenfels—Lunz imbrication system (cf. A. KRÖLL—G. WESSELY 1973). Neither in this case we can unambiguously determine the tectonic range of Jurassic sediments.

The Frankenfels—Lunz imbrication system in Austria comprises Upper Cretaceous and Paleogene sediments of the Gieshübel syncline. Analogous sediments were found in boreholes Závod-57, Závod-68 and Studienka-3. The northern boundary of their distribution has so far not been testified by drilling. Their relation to the basement is not known as yet. The thickness of synclinal structure filling surpasses 1200 m. The negative gravity anomaly zone between the Šaštín and Lakšár elevations— running along the Klippen Belt to the Myjavská pahorkatina upland formerly interpreted as a continuation of Upper Cretaceous and Paleogene sediments is not seen in the exposed gravitation map of the Vienna Basin any more (cf. Č. TOMEK—L. BUDÍK 1981). It is most likely due to Neogene sediments of the so-called Brezová syncline.

Farther inside the Vienna Basin Neogene basement there is a zone of Triassic and Cretaceous sediments testified by drilling in the structure Závod (Závod 72—76), in the boreholes Studienka-83, Studienka-5, 37 and in the Lakšár structure (LNV-2—7). The contact with more external Senonian sediments has so far only been found in the borehole Studienka-83, at the approximate depth of 3900 m. It displays the character of an overthrust and in all the zone it is associated with dark, locally vari-coloured (green, partly red) pelites with anhydrites, and in the borehole Studienka-83 also with halite. The sediments in boreholes Závod-74 and 75 are Lower Triassic. On the basis of lithofacies character of younger Triassic sediments (? Reichenhall beds, Gutenstein limestones, ?Steinalm limestones, Reifling limestones) with the Illyrian—Longobardian—Cordevolian stratigraphic range, in some places thick Lunz beds and Hauptdolomite, the succession may be ranged to the Biely Váh Group and/or to its Alpine equivalent — the Lunz facies. In the Carpathians we incline to range the succession to the Choč nappe s.s., as done by A. BIELY et al. (1973) in the borehole LNV-7A. This is in accordance with the nappe classification by A. TOLLMANN (1973). The last mentioned succession is, however, in its overthrust position upon Senonian sediments equivalent to the position of sediments of the Gieshübel syncline.

The geologic conditions in the segment Závod—Lakšárska Nová Ves — rather correspond to the conditions in the Eastern Alps and in the basement of the Austrian part of the Vienna Basin — in the sense of G. WESSELY (1975). According to this author the frontal parts of the Ötscher nappe system consist of Triassic rocks belonging-according to their lithofacies character — to the Lunz facies = Biely Váh Group of the Inner Carpathians. In the internal part of the Ötscher nappe system the Triassic sediments developed in the Triesting facies. A. TOLLMANN (1976) correlates the facies with the Strážov unit. The idea of facies changes within partial nappes of the Ötscher nappe

system or also the idea of tectonic division of the original sedimentation area were illustrated by geological cross sections by G. WACHTEL—G. WESSELY (1981). According to these authors the Reisalp partial nappe is in the place of cross sections (in transversal direction) a partial facies nappe in the Lunz facies. The Unterberg partial nappe is a polyfacies nappe comprising in transversal direction from the north the Lunz facies, southwards gradually replaced by the Triesting facies. The Göll partial nappe is monofacial. It is in the Triesting facies.

The description is based on facies division after A. TOLLMANN (1976). It is difficult to say whether it corresponds to reality but it may affect our ideas of the conditions in the Inner Carpathians. The exploitation "along nappes" we must also consider longitudinal facies changes within nappe bodies.

The overthrust course of the equivalent of the Ötscher nappe system may be extrapolated up to the area of Myjava. In the sense of G. WESSELY (1975) and A. BIELY et al. (1980) it is better to associate it with the tectonic contact between two "developments" of the Senonian and the Paleogene than with the transgressive contact between Senonian and Triassic rocks of the Myjavská pahorkatina upland and the Brezovské Karpaty Mts. — as done by F. NĚMEC—A. KOCÁK (1980), F. NĚMEC (1981), R. JIŘÍČEK (1981), R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981). An equivalent tectonic contact in the Slovak part of the Vienna Basin basement is also indicated by changes in the lithofacies development of the Senonian. But the rocks on both sides of the contact in the Myjavská pahorkatina upland show a different lithofacies character. So the problem concerning the continuation of Alpine tectonic units in the Slovak part of the Vienna Basin basement is most likely in diverse tectonical nomenclature including different criteria used for the classification of nappes.

In the inner part of the basement is a complicated structure system (cf. F. NĚMEC—A. KOCÁK 1974, 1976, F. NĚMEC 1982). Beginning from the north they distinguished there the so-called Lakšár slices of the Choč and the Ötscher nappe. According to these authors the Ötscher nappe is thrust over the Gieshübel Member Paleogene. Classification was based on the following criteria: a) slices formed by Triassic rocks (the Biely Váh "series") with folded Upper Cretaceous sediments — Lakšár slices; b) Upper Triassic rock slices with the same lithofacies development as in the Biely Váh Group — the Choč nappe; c) Triassic rock slices with the Middle Triassic developed like in the Veterník, Havranica, or the Ötscher nappe — the Ötscher nappe. The terminology is evidently problematic.

In 1980 the authors quoted connected the Lakšár slices and the northerner peri-Klippen slices into the Lakšár imbrication system thrust over the Choč nappe (Šaštín). According to Fig. 1 (F. NĚMEC 1981) it is a tectonic unit corresponding to a part of the Frankenfels—Lunz imbrication system but according to the lithofacies character of the rocks on the Lakšár elevation also to a part of the equivalent of the Ötscher nappe. I think it is difficult to distinguish a tectonic unit of such an extent as quoted by F. NĚMEC (1981) when we lack information about the structure style on 3/4 of its extent.

Far inside the Slovak part of the Vienna Basin basement (around Láb—Malacky) mostly dolomite rocks were reached by drilling, associated with Carnian claystones and limestones. The Dachstein limestones represent the youngest member known. With respect to lithologic character and spatial position they may be regarded as part of a unit denoted by A. KRÖLL—G. WESSELY (1973) as higher nappes of the Northern Limestone Alps. In the Austrian part of the basin its northern margin is thrust over the limnic Senonian overlying the Ötscher nappe system. In our part no analogous sediments have been reached by drilling so far.

So the extrapolation of the course of the northern margin of these nappes is as

problematic as the drawing of the course of their southern margin and of the graywacke zone.

The idea of their continuation and extent in the Slovak part of the Vienna Basin basement was at first graphically illustrated by P. BECK-MANAGETTA (1955), later on it was intended or done by G. Wessely (1975), R. JIŘÍČEK—Č. TOMEK (1981) a R. JIŘÍČEK (1981). All authors expect the unit to fade out in the Slovak part of the Vienna Basin and not to crop out in the Malé Karpaty Mts. It may be stated that the nappe system with the Alpine structure type continues in the Slovak part of the Vienna Basin basement at least to the line Koválov, Lakšárska Nová Ves, Malacky, Láb. In contrast to the situation in Austria, configuration of individual units is changed. On the pre-Neogene surface the extent of the equivalent of the Frankenfels—Lunz imbrication system enlarges including the extent of the equivalent of the Giesshübel syncline. The enlargement is most likely associated with the smaller overthrust amplitude of the equivalent of the Ötscher nappe system, and with the lower intensity of post-Gosau movements within nappes higher than the "Křížna nappe". In our opinion these changes do not support the idea of non-existent post-Gosau transformation.

So the problem concerning the relation of the Alps to the Carpathians is now in the narrow zone between the above mentioned line and the periphery of the Malé Karpaty Mts., which is not yet explored by drilling. We have tried to solve the problem by a schematic geological cross section through deep boreholes Šaštín-12 and LNV-7. We applied the interpretation of borehole profiles suggested by A. BIELY et al. (1978) and by J. KYSELA et al. (1982).

The thickness of allochthonous masses in the basement of the Neogene filling of the basin is estimated by means of transversal extrapolation of the SE-dipping contact between the Flysch and the Bohemian Massif.

In Austria the allochthon thickness was determined in the borehole Zisterdorf-1 (Flysch Belt in the Vienna Basin basement, where it is approx. 6,5 km; cf. J. SCHNEIDER-WIND 1981) and in the borehole Berndorf-1 on the periphery of the Vienna Basin 15 km SSE of the overthrust of the Northern Limestone Alps nappes. There the allochthon thickness is 5,8 km.

There is only one indication of analogy between the allochthon thickness and general structure character of the Slovak part of the Vienna Basin and of its Austrian part. It is the course of the change in the depth of the Moho-discontinuity, interpreted now as the course of the peri-Pieninian lineament. It is running from Semmering along the outer margin of the Malé Karpaty Mts. to Myjava, and northeastwards approximately along the surface course of the Klippen Belt. So in the segment between the frontiers and Myjava its position to the surficial or "pre-Neogene" course of the Klippen Belt is the same as in the eastern part of Austria.

Let us notice the relation of the Alpine structure type in the basin basement to the Carpathian type in the Malé Karpaty Mts. If our idea represented by the cross section is close to reality, then in nappe systems "Křížna" and "higher than Křížna" rest upon crystalline complexes of the Bohemian Massif. So they are thrust there like in the Alps. Spatial distribution shows that some of tectonic contacts Tatricum/Fatricum or Fatricum/Hronicum in the Malé Karpaty Mts. may be regarded as young, i.e. Savian. Analogous conclusions can be made about the overthrust of the equivalent of the Ötscher nappe upon the Cretaceous of the "Gosau" type in the area of Studienka and Lakšár elevation. The overthrust is not younger than Savian and perhaps not older than Laramian or Pyrenean. Then the co-eval tectonic contact is in the Malé Karpaty Mts. between the Fatricum and the Choč nappe.

From the view of oil geology it is important that the Alpine type structure continues

to the basement of the Slovak part of the Vienna Basin — at least to the line Koválov—Lakšárska N. Ves—Láb.

If we extrapolate the occurrence of hydrocarbon deposits and their association with certain parts of tectonic structures in Austria, we may expect deposits in an analogous structural position also in our country. This idea is supposed by the recently bored gas deposit on the structures Závod and Borský Jur.

Now there is the question how to continue the prospection for natural hydrocarbon deposits in the Slovak part of the Vienna Basin? Considering other factors underlining the origin of hydrocarbon deposits (the presence of reservoir rocks, the existence of a trap, either of structural, non-structural or combined type; the presence of oil-gas parent rocks and geochemic character of groundwaters), we may presume the following prospective areas of hydrocarbons in the basement:

1. The area of Borský Jur—Kuklov consists of the equivalent of the Frankenfeld—Lunz imbrication system. It is the area comprising other possible non-structural and combined types of traps with Hauptdolomite as the reservoir rock.

2. The area of Závod—Studienka is the equivalent of frontal parts of the Ötscher nappe system with probably further traps of nonstructural and combined types, Hauptdolomite is the reservoir rock.

3. The area of Závod—Lakšárska N. Ves (north) is the equivalent of the Gieshübel syncline. The basement of the “Gosau” type of the Cretaceous and the Paleogene with possible structural and combined types of traps. Reservoir rocks are represented by Hauptdolomite or Senonian basal clastics.

4. The area of Láb—Malacky is the equivalent of higher Alpine nappes with possible non-structural or combined traps. Reservoir rocks are represented by Hauptdolomite or older dolomites.

5. The area of Malacky—Rohožník is the equivalent of a part of the Ötscher nappe system and higher nappes of the Limestone Alps with probable non-structural or combined types of traps with Hauptdolomite or older dolomites as rocks.

6. The basement of the “Gosau” type of the Cretaceous and Paleogene in the area of Lakšárska Nová Ves (north)—Myjava, with probable structural and combined types of traps with Hauptdolomite or Senonian basal clastics, may also be regarded as prospective. At present we lack any information on this area.

Compiled by O. Samuel
Translated by E. Jassingerová

Explanation of text-figures 1—28

Fig. 1 Scheme of lithostratigraphic profiles of boreholes in Vienna Basin basement

Explanations: 1 — marls, sandstones, conglomerates (? Paleogene—Oligocene), 2 — flysch formation and variegated claystones (Paleocene-? Middle Eocene), 3 — polymict conglomerates, sandstones (? Upper Senonian—Paleogene), 4 - polymict conglomerates, variegated claystones, sandstones, siltstones (Upper Senonian—Paleogene), 5 — flysch formation (Upper Senonian), 6 — variegated marls, eventually exotic conglomerates, sandstones (Upper Senonian), 7 — quartz siltstones and red silty calcareous claystones (Upper Senonian), 8 — clayey limestones with carbonate breccia intercalations, with intercalations of conglomerates and sandstones (Upper Senonian), 9 — clayey limestones, subsidiary carbonate sandstones and conglomerates (Senonian), 10 — marls, limestones (Albian-? Lower Cenomanian), 11 — flysch formation (Albian), 12 — grey limestones and clayey limestones (Tithonian—Barremian), 13 — variegated limestones (Kimmeridgian), 14 — dark claystones (? Mesozoic), 15 — dark schistose claystones (Rhaetic—Liassic), 16

— limestones, clayey limestones, dolomites (Triassic), 17 — limestones and dolomite limestones (Upper Triassic), 18 — dolomites with occasional anhydrite intercalations — Hauptdolomite (Upper Triassic), 19 — clayey limestones, dolomites, anhydrites — Opponitz beds (Carnian-? Lower Norian), 20 — dark schistose claystones and sandstones — Lunz beds (Carnian), 21 — dark schistose claystones (Carnian), 22 — dolomites (Middle Triassic), 23 — limestones (Middle Triassic), 24 — limestones with scarce cherts, marls — Reifling limestones (Middle Triassic), 25 — dark, partly variegated claystones, anhydrites, scarce dolomites, limestones and sandstones (Lower Triassic — base of Middle Triassic), 26 — alternative lithostratigraphic ranging (see text).

Fig. 2 Geologic scheme of distribution of tectonic and lithostratigraphic units in pre-Neogene basement of southern part of Vienna Basin

Fig. 3 Schematic geologic cross section through Vienna Basin

Explanations: 1 — Neogene, 2 — Flysch Belt, 3 — ? crystalline complexes and sedimentary envelope of Bohemian Massif, 4 — Klippen Belt, 5 — ? Klappe unit (nappe), 6 — Tatric crystalline complexes, 7 — Tatric Mesozoic, 8 — Křižna and Vysoká nappes, 9 — nappes higher than "Křižna" (Choč, "Veterník", Havranica, "Jablonica" and other — ? Alpine nappes), 10 — Cretaceous and ? Paleogene of the "Gossau" type, 11 — Paleogene of Buková depression, 12 — tectonic and lithologic boundaries established, 13 — tectonic and lithologic boundaries inferred, 14 — boreholes.

Fig. 4 Lithologic-microfacies profile of borehole Šaštín-10 (A. Kullmanová)

Fig. 5 Lithologic profile of borehole Šaštín-12 (A. Kullmanová)

Fig. 6 Lithologic-microfacies profile of borehole LNV-3 (A. Kullmanová)

Fig. 7 Lithologic profile of borehole LNV-7 (A. Kullmanová)

Fig. 8 Lithologic-microfacies profile of borehole Závod-73 (A. Kullmanová)

Fig. 9 Lithologic-microfacies profile of borehole Závod-74 (A. Kullmanová)

Fig. 10 Lithologic-microfacies profile of borehole Závod-75 (A. Kullmanová)

Fig. 11 Lithologic-microfacies profile of borehole Závod-76 (A. Kullmanová)

Fig. 12 Lithologic-microfacies profile of borehole Láb-115 (A. Kullmanová)

Fig. 13 Correlation of Upper Triassic microfloral associations in Europe (E. Planderová)

Fig. 14 Palynoflora from Lunz beds in boreholes LNV-3, Z-74, 75 (P. Snopková)

Fig. 15 Tertiary palynoflora from borehole LNV-3 (P. Snopková)

Fig. 16 Palynoflora from Lunz beds in borehole Šaštín-10 (P. Snopková)

Fig. 17 Tertiary palynoflora from borehole Šaštín-10 (P. Snopková)

Fig. 18 Palynoflora from borehole Studienka-83 (P. Snopková)

Fig. 19 Microflora from black claystones with anhydrites (Upper Permian—Lower Triassic) (P. Snopková)

Fig. 20 Calcareous nannoplankton from boreholes Závod-57 and Závod-68 (V. Gašpariková)

Fig. 21 Extention of conodont tauna in boreholes into the substratum of Vienna basin

Fig. 22 Percentage of heavy minerals in rocks of Lunz beds from borehole LNV-3 (grain size fraction 0,0—0,063 (Z. Priechodská)

Fig. 23 Heavy mineral in rocks of borehole LNV-7, Lakšárska Nová Ves (in grain size fraction 0,10—0,05 mm)

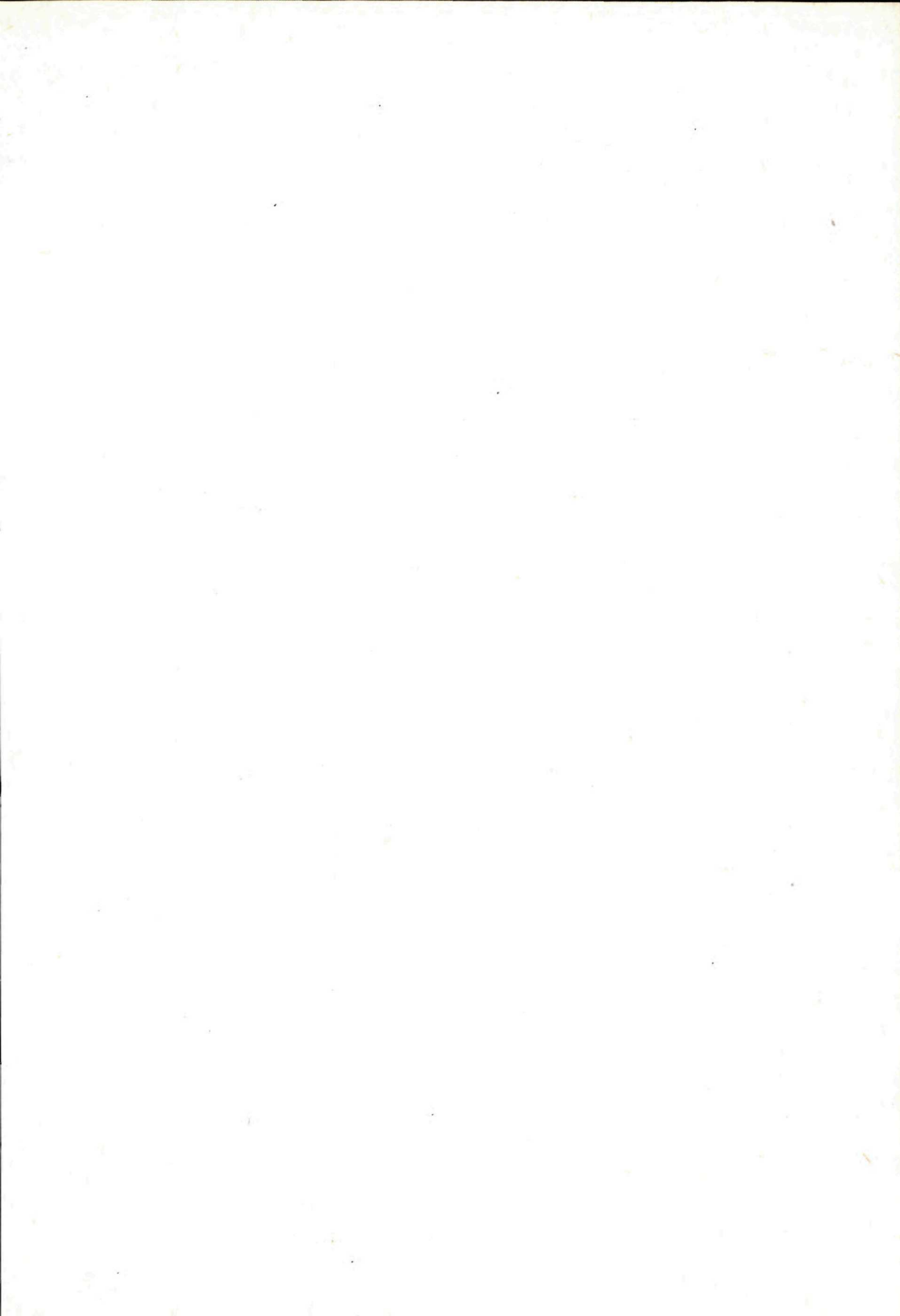
Fig. 24 Heavy minerals in rocks of borehole LNV-7, Lakšárska Nová Ves (in grain size fraction 0,25—0,10 mm)

Fig. 25 Percentage of heavy minerals in sandstones of Lunz beds from boreholes Závod-74 and Závod-75

Fig. 26 Percentage of heavy minerals in sandstones of Lunz beds from borehole Šaštín-10, Šaštín-12

Fig. 27 Heavy minerals in rocks of borehole Závod-68 (in grain size fraction 0,10—0,05 mm)

Fig. 28 Heavy minerals in rocks of borehole Závod-68 (in grain size fraction 0,25—0,10 mm)



Západné Karpaty

séria

geológia 11

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva SAV v Bratislave roku 1988.

Vedecký redaktor: RNDr. JÁN GAŠPARIK, CSc.

Zodpovedná redaktorka: IRENA BROČKOVÁ

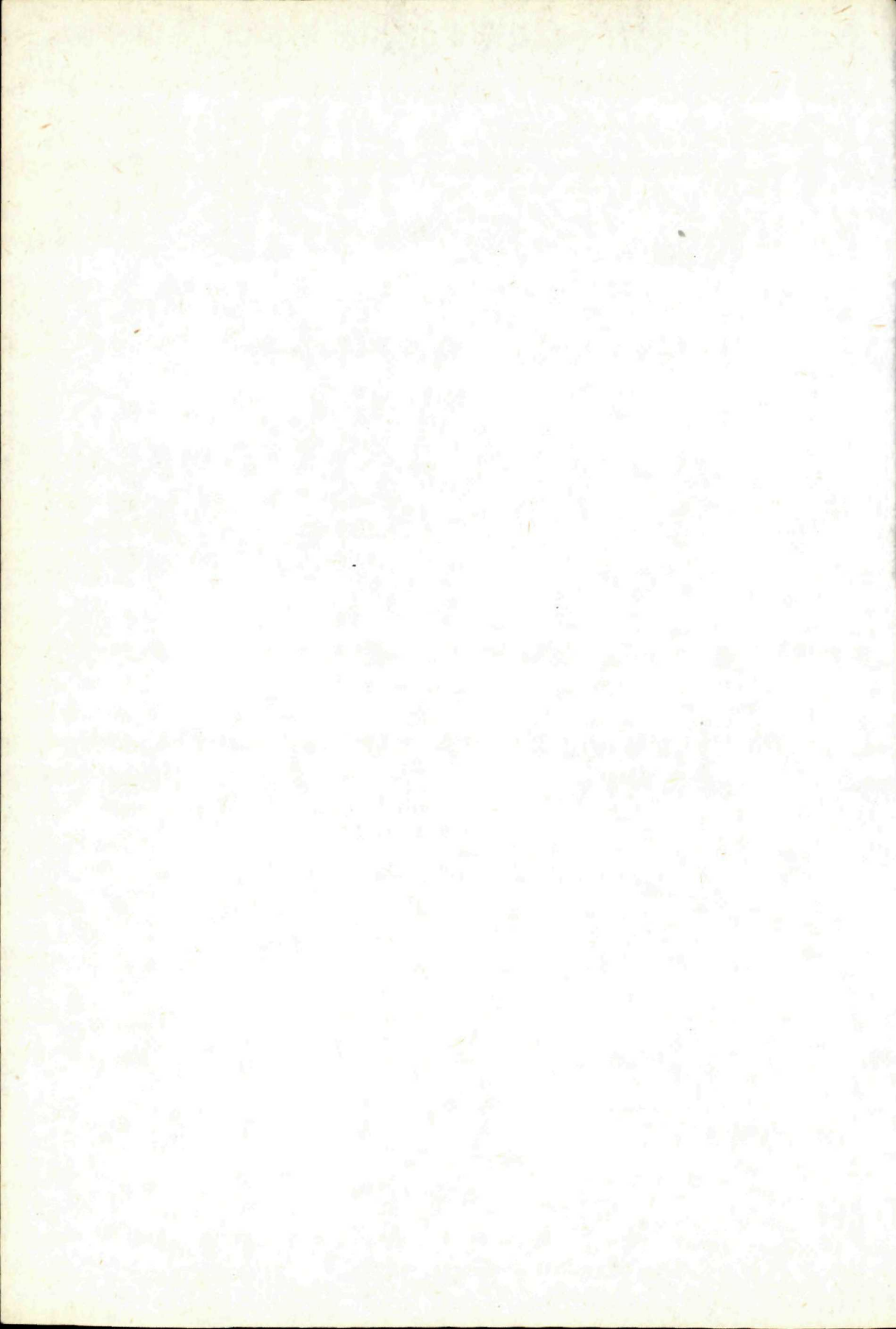
Jazyková redaktorka: SLAVENA SMOLÍKOVÁ

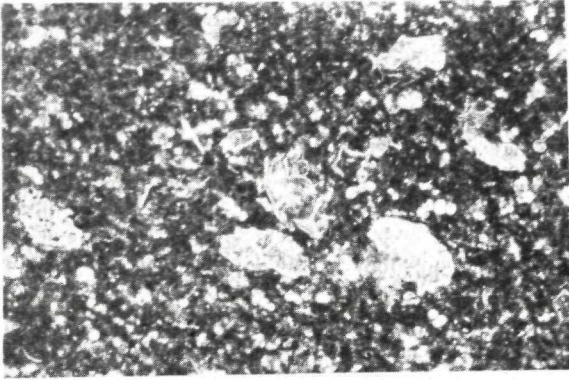
Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť. Prvé vydanie, náklad 650 ks, povol. SÚKK 1197/I-1986. Rozsah AH 17,23, VH 17,47, cena brož. Kčs 29,-

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XXXVI

Geologický ústav Dionýza Štóra
DOKUMENTAČNÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

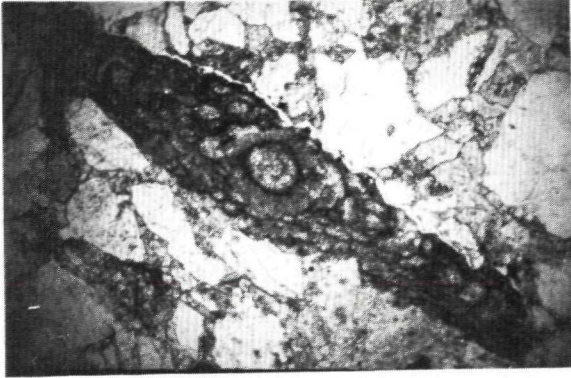




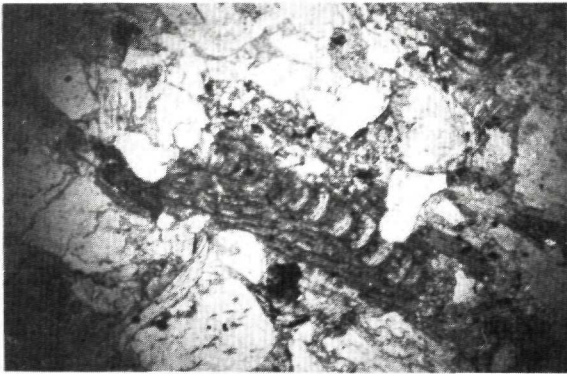
1



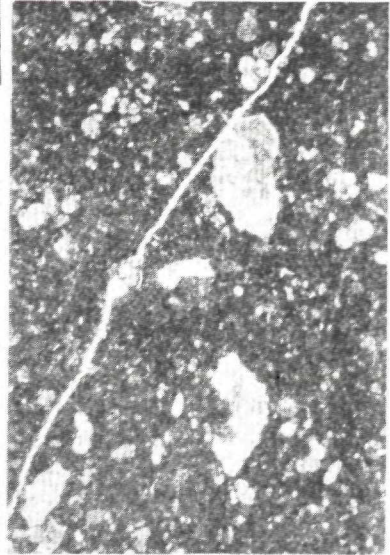
4



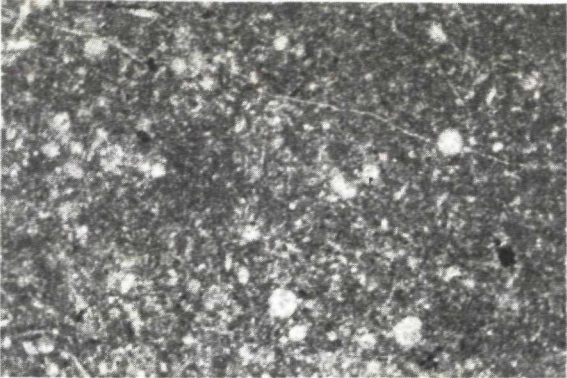
2



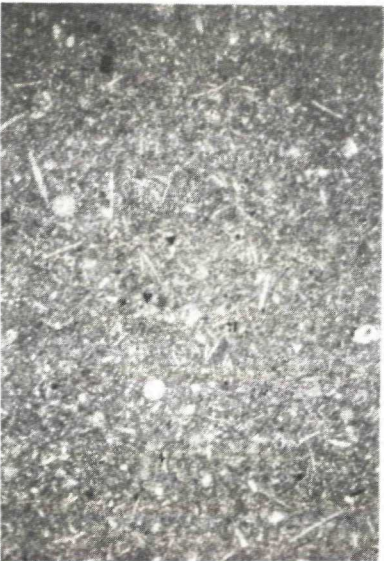
3



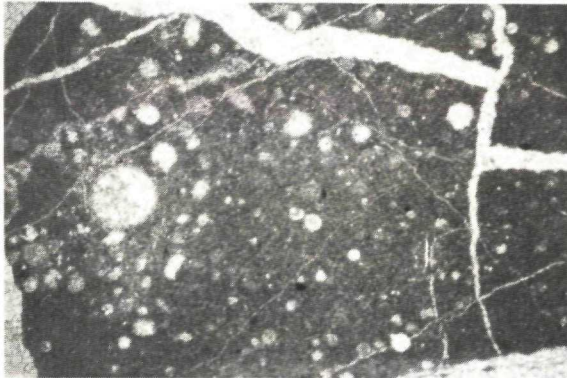
5



1



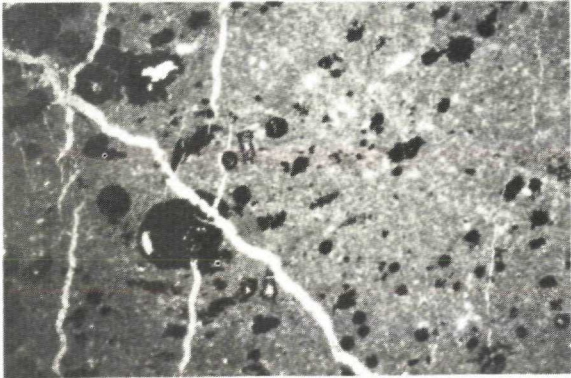
4



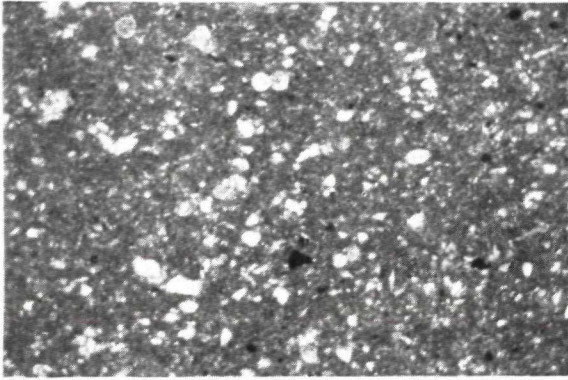
2



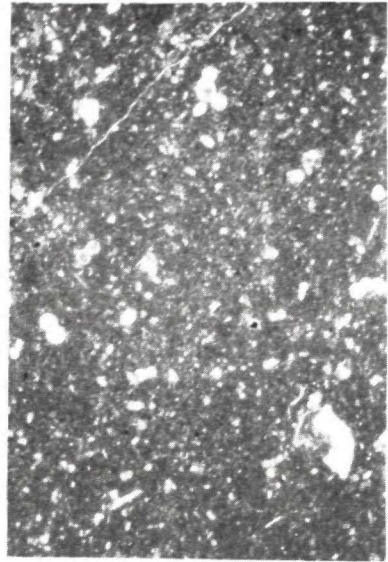
5



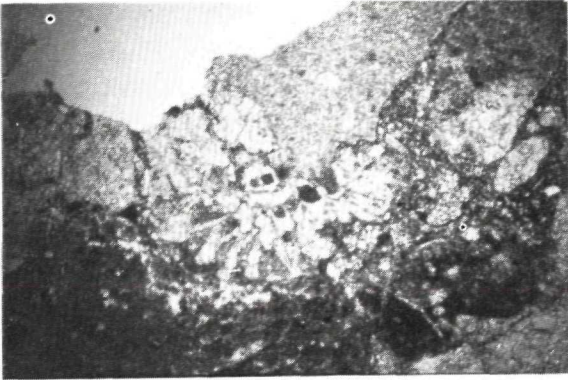
3



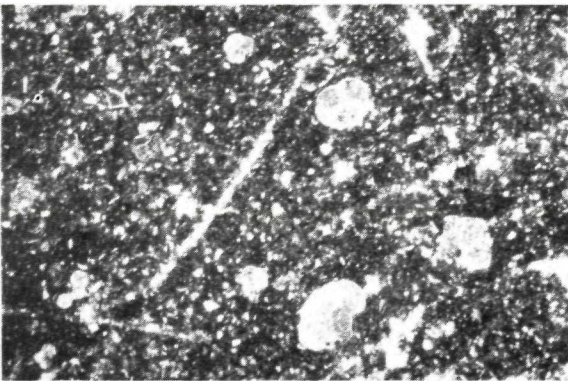
1



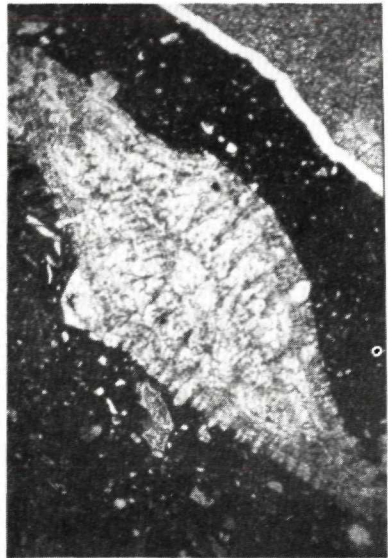
4



2



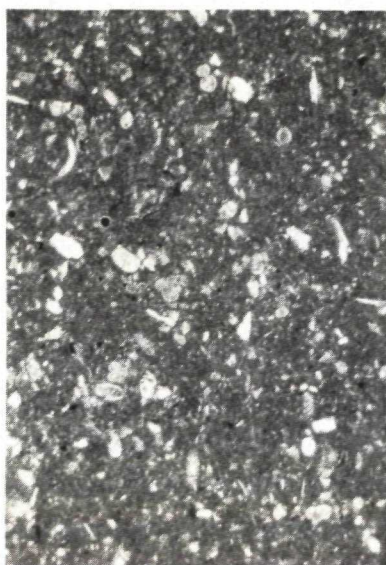
3



5



1



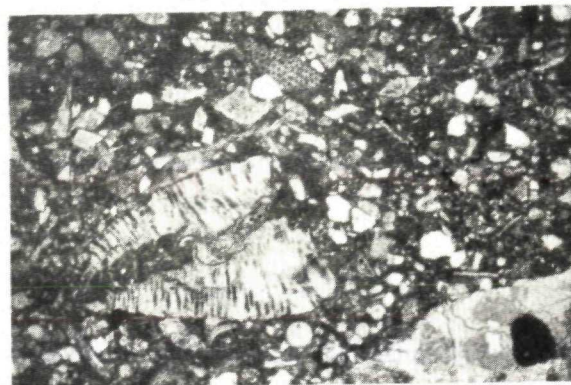
4



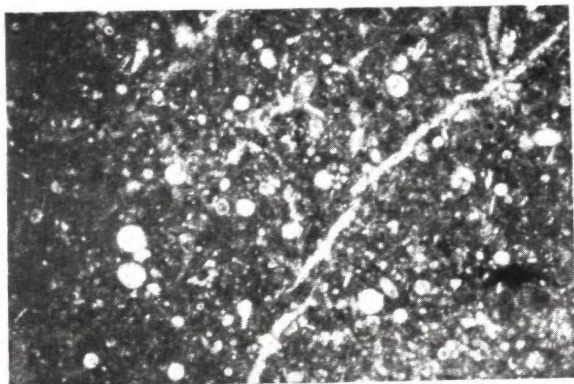
2



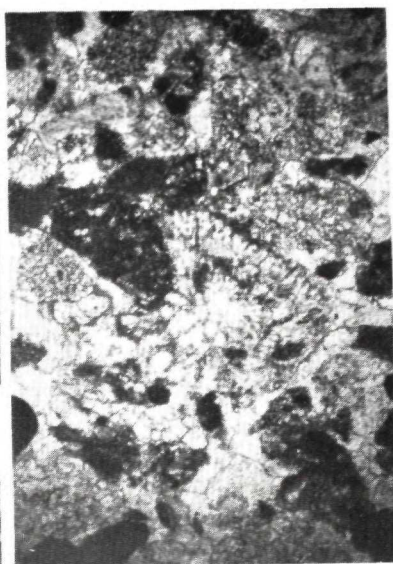
5



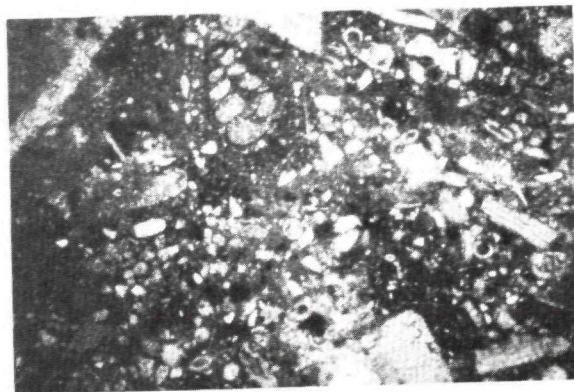
3



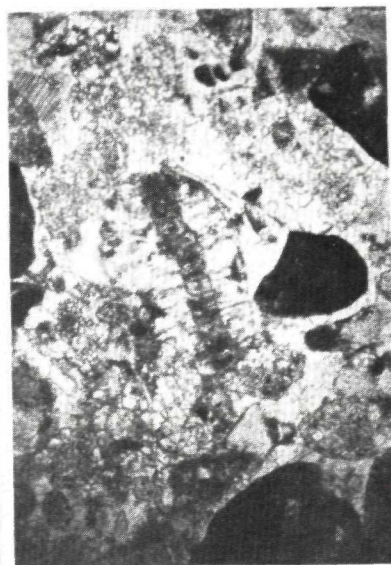
1



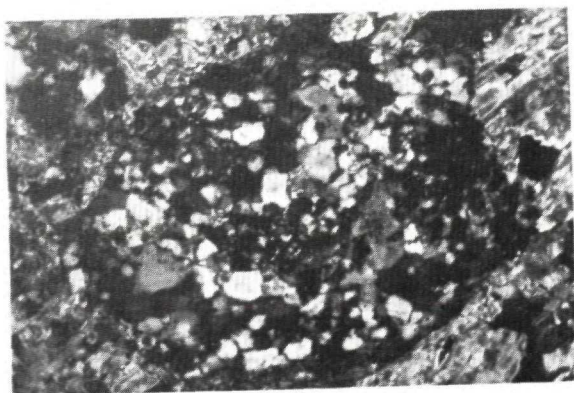
4



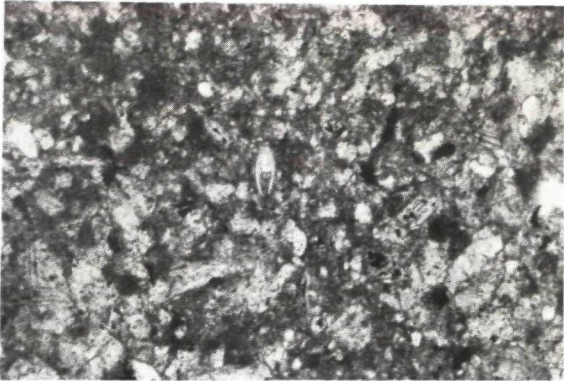
2



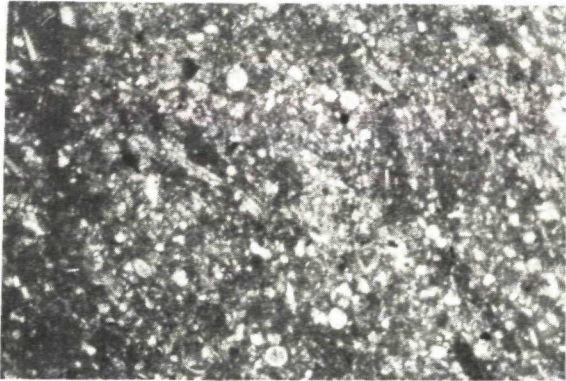
5



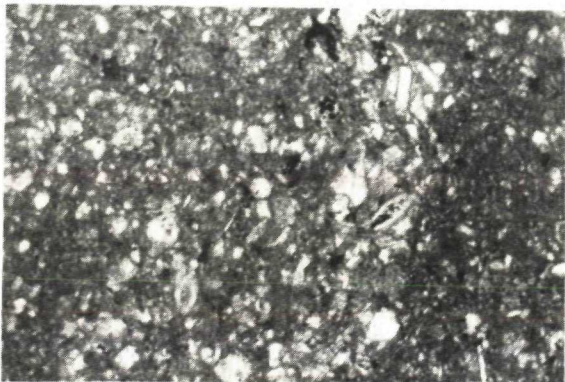
3



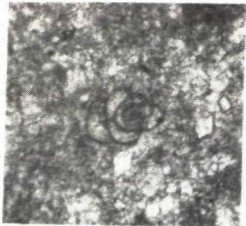
1



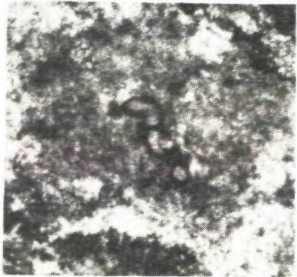
2



3



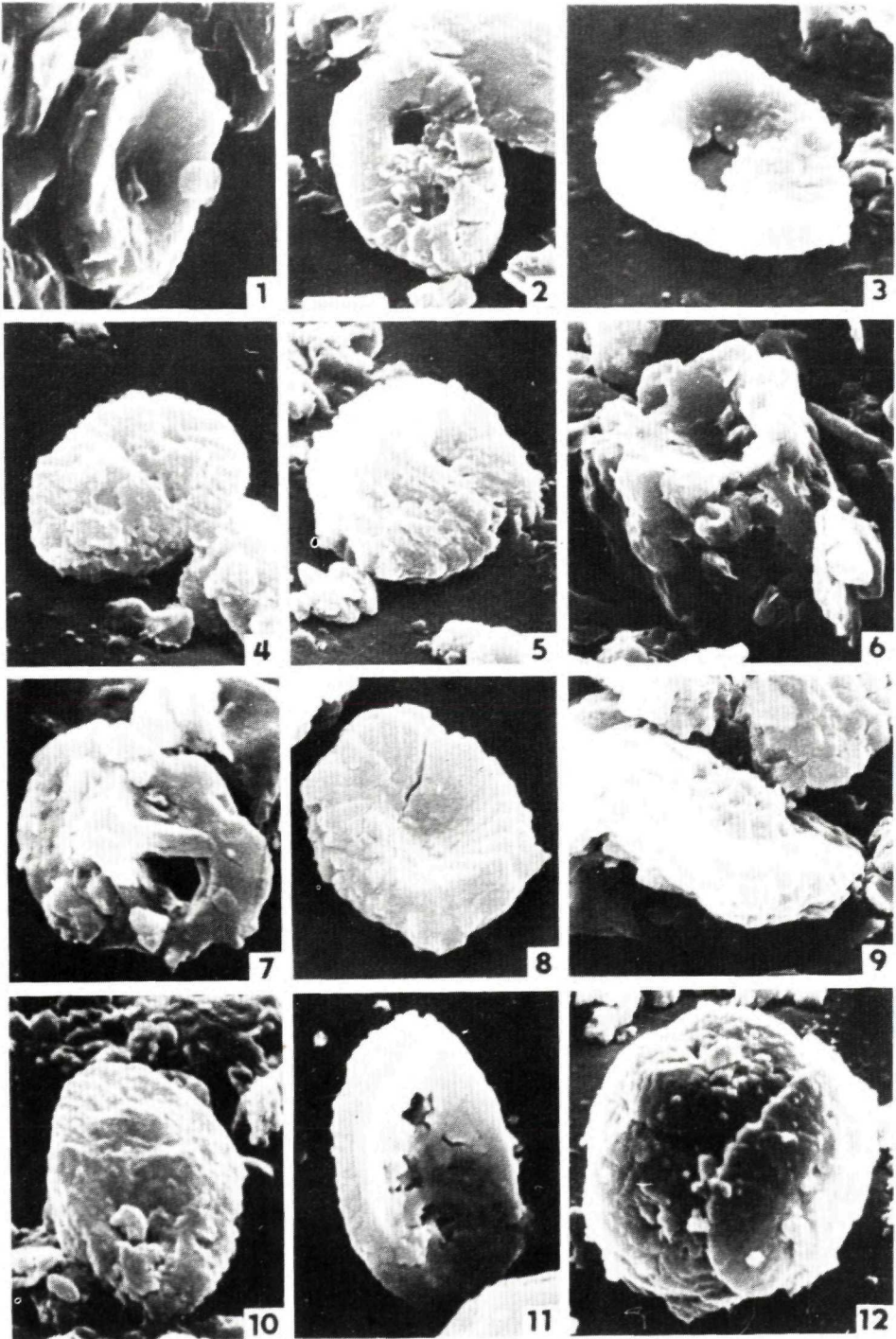
4

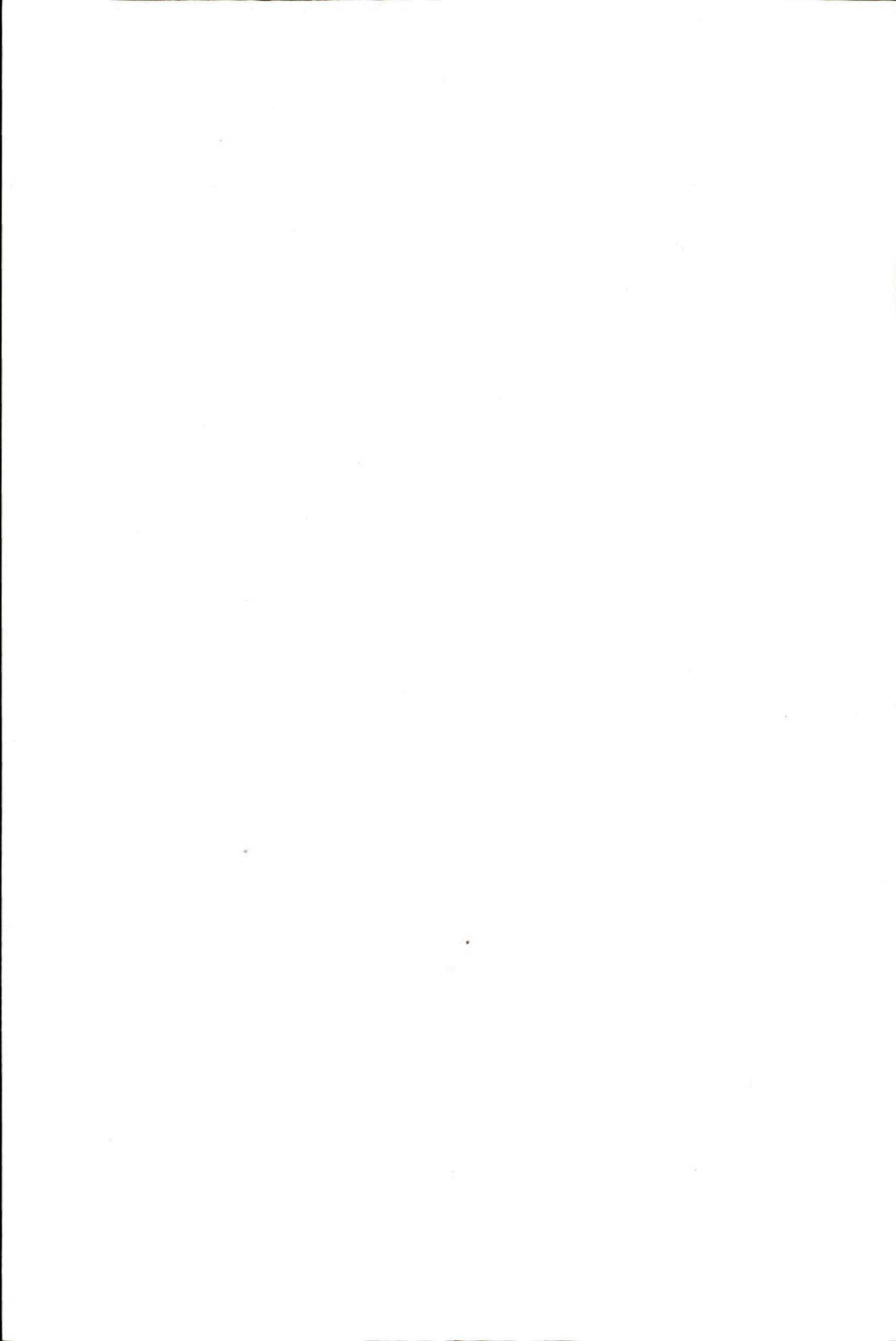


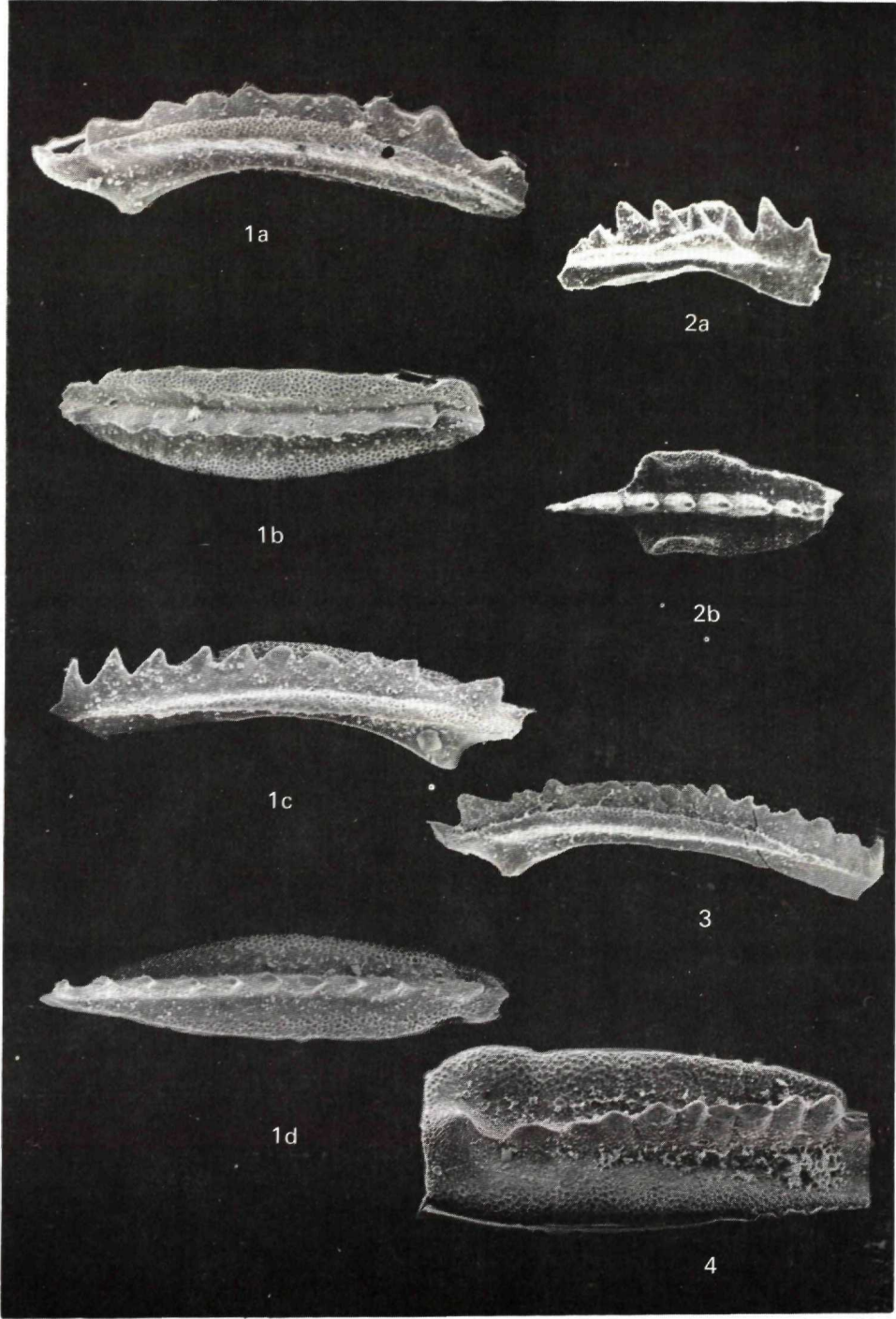
5

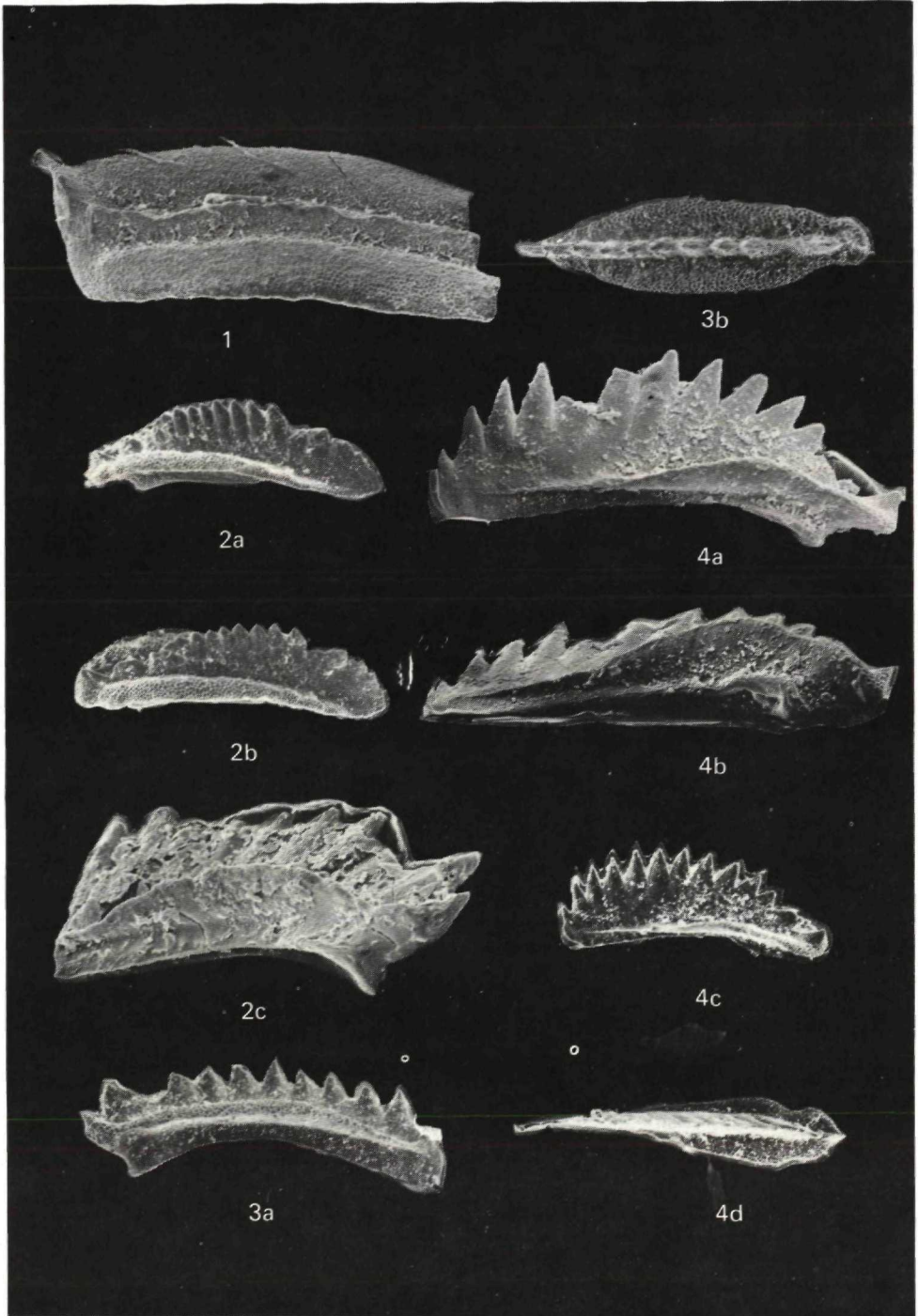


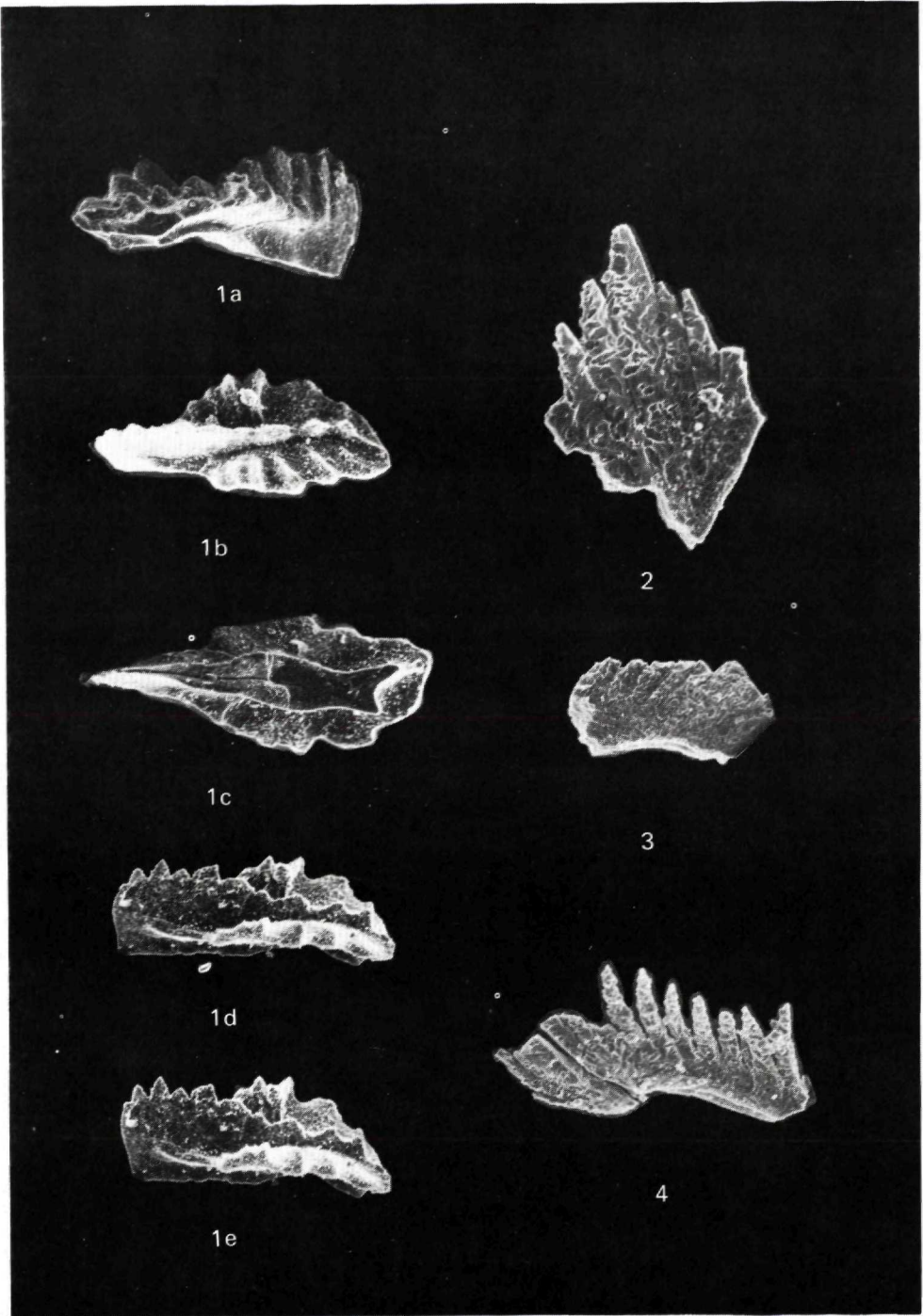
6

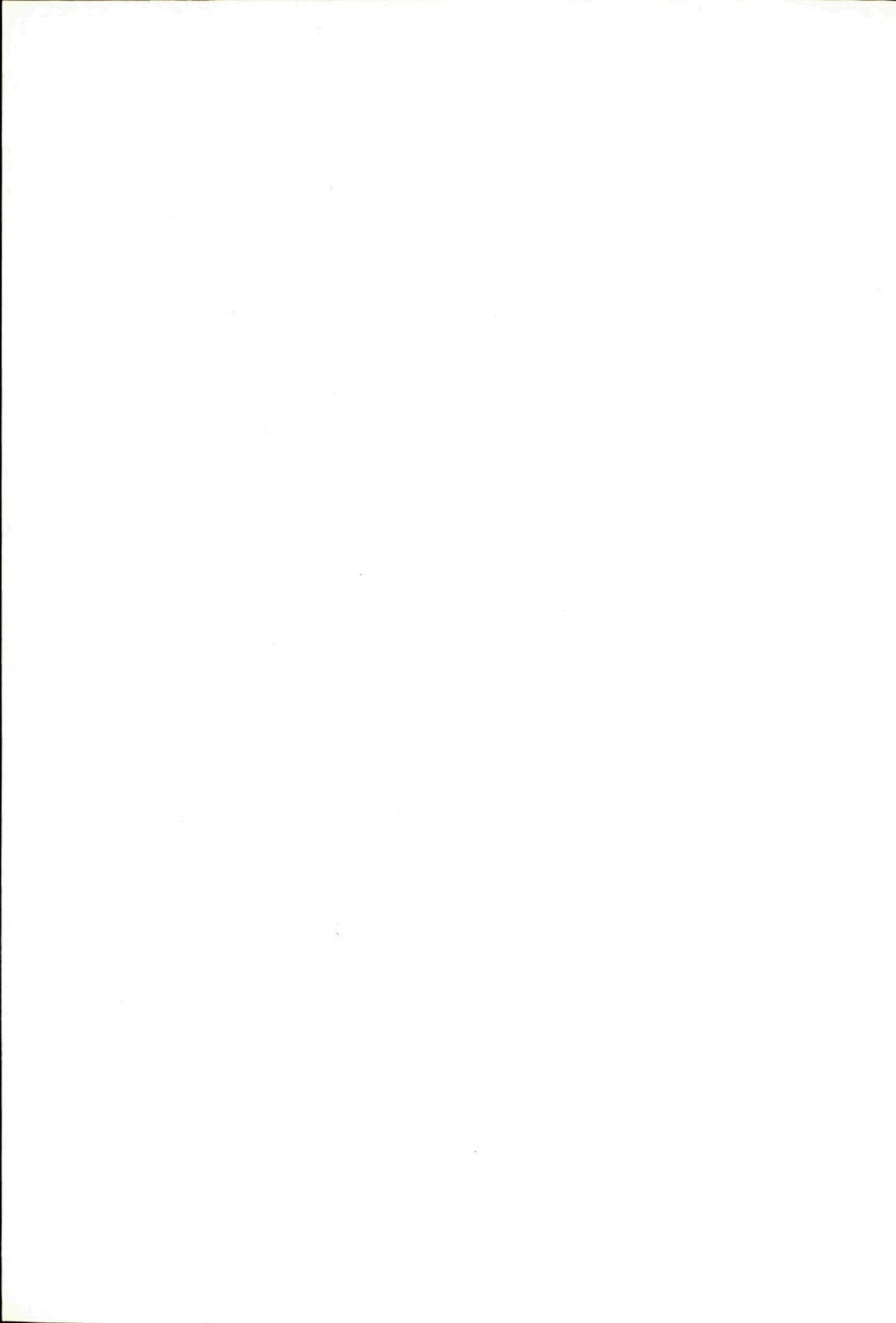


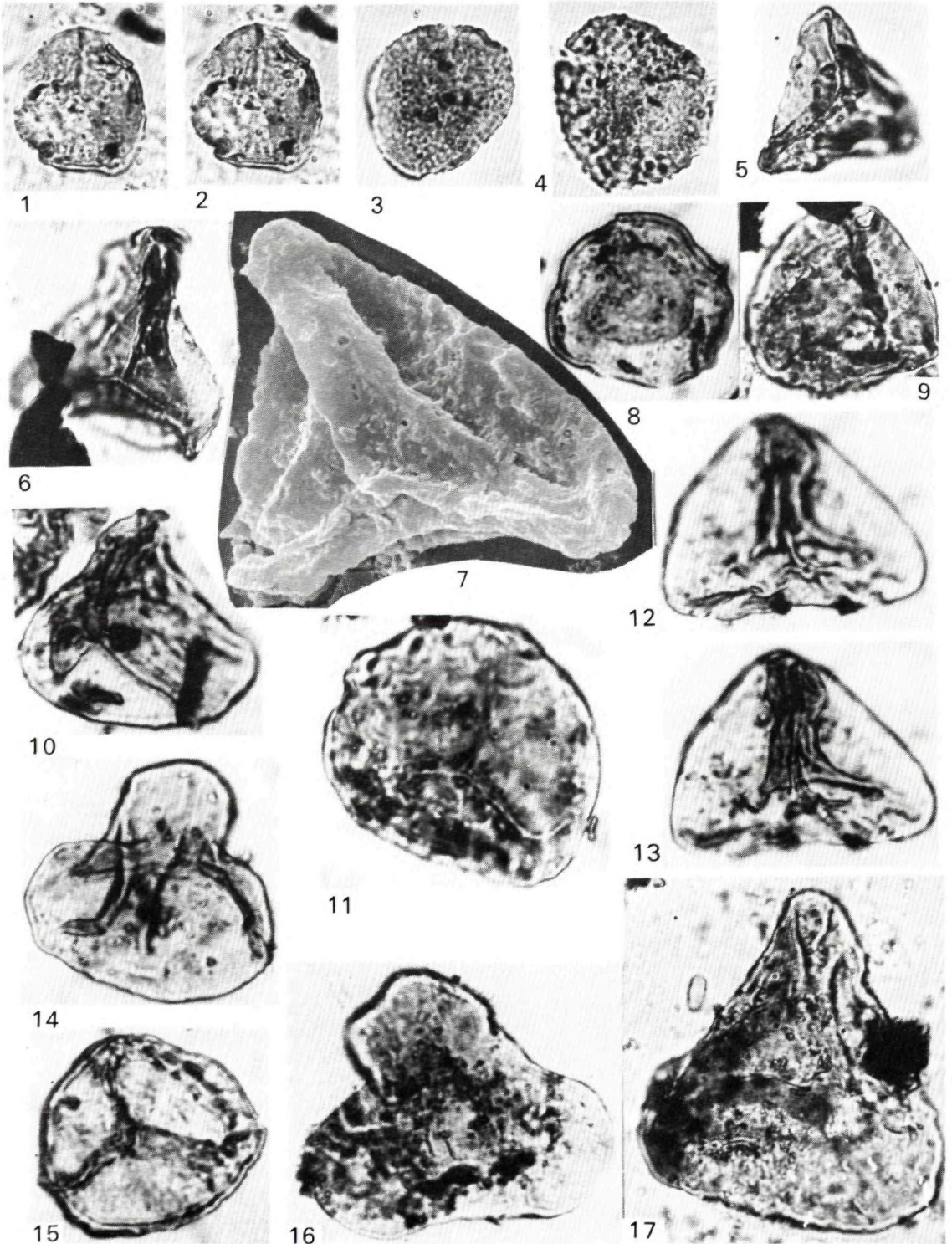






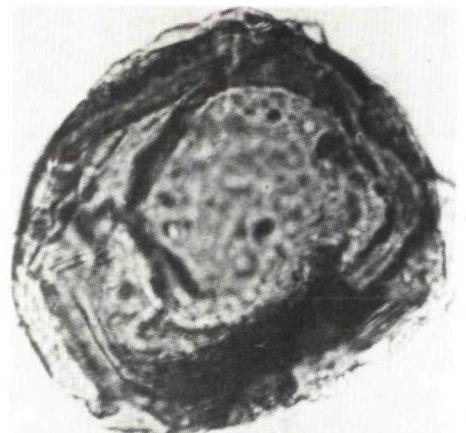




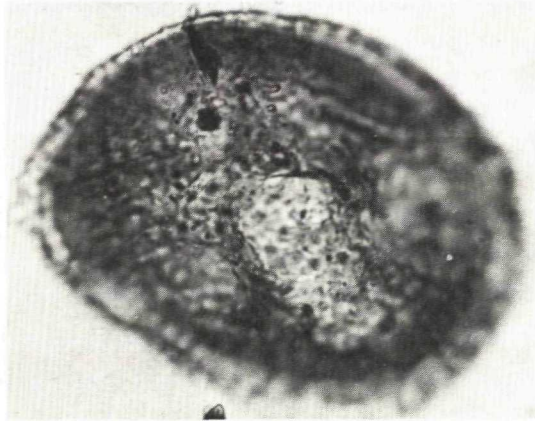




1



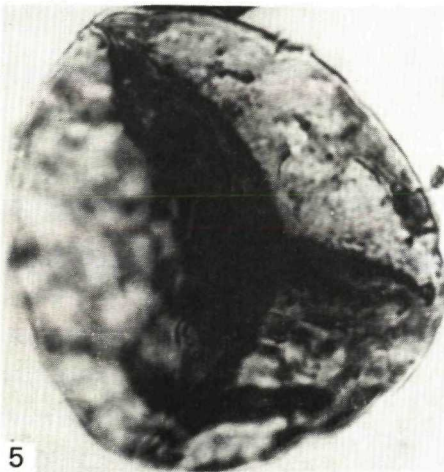
2



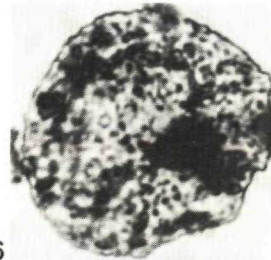
3



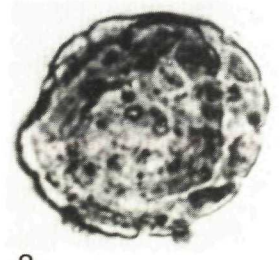
4



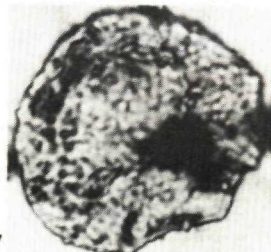
5



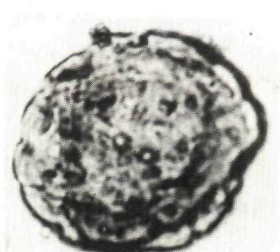
6



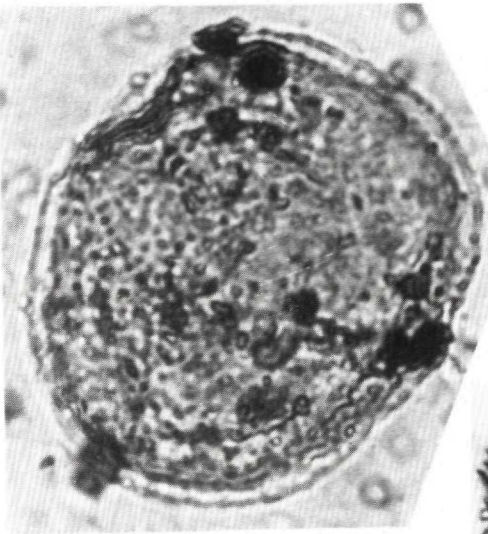
8



7



9



1



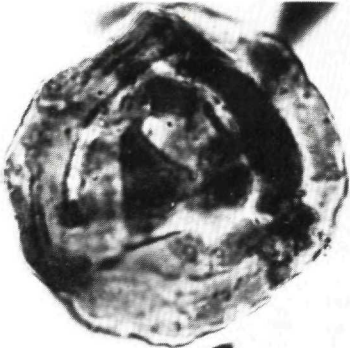
2



3



4



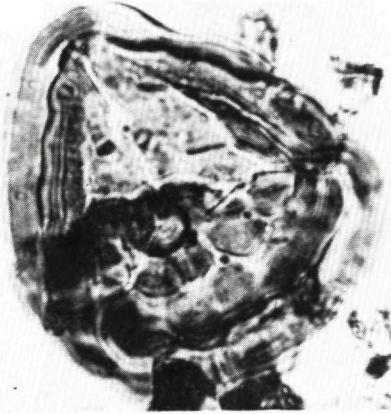
7



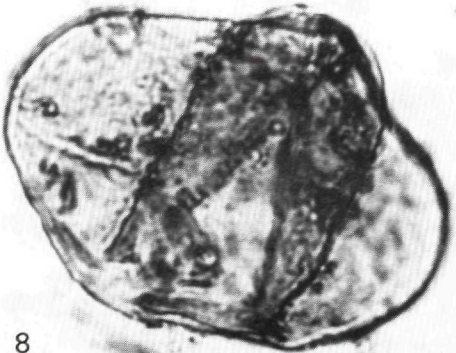
6



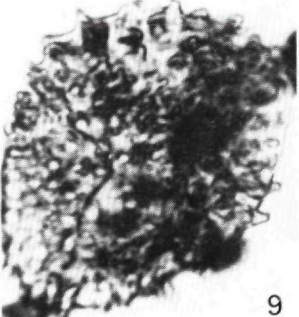
5



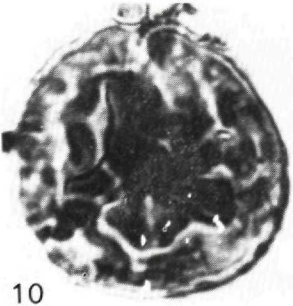
11



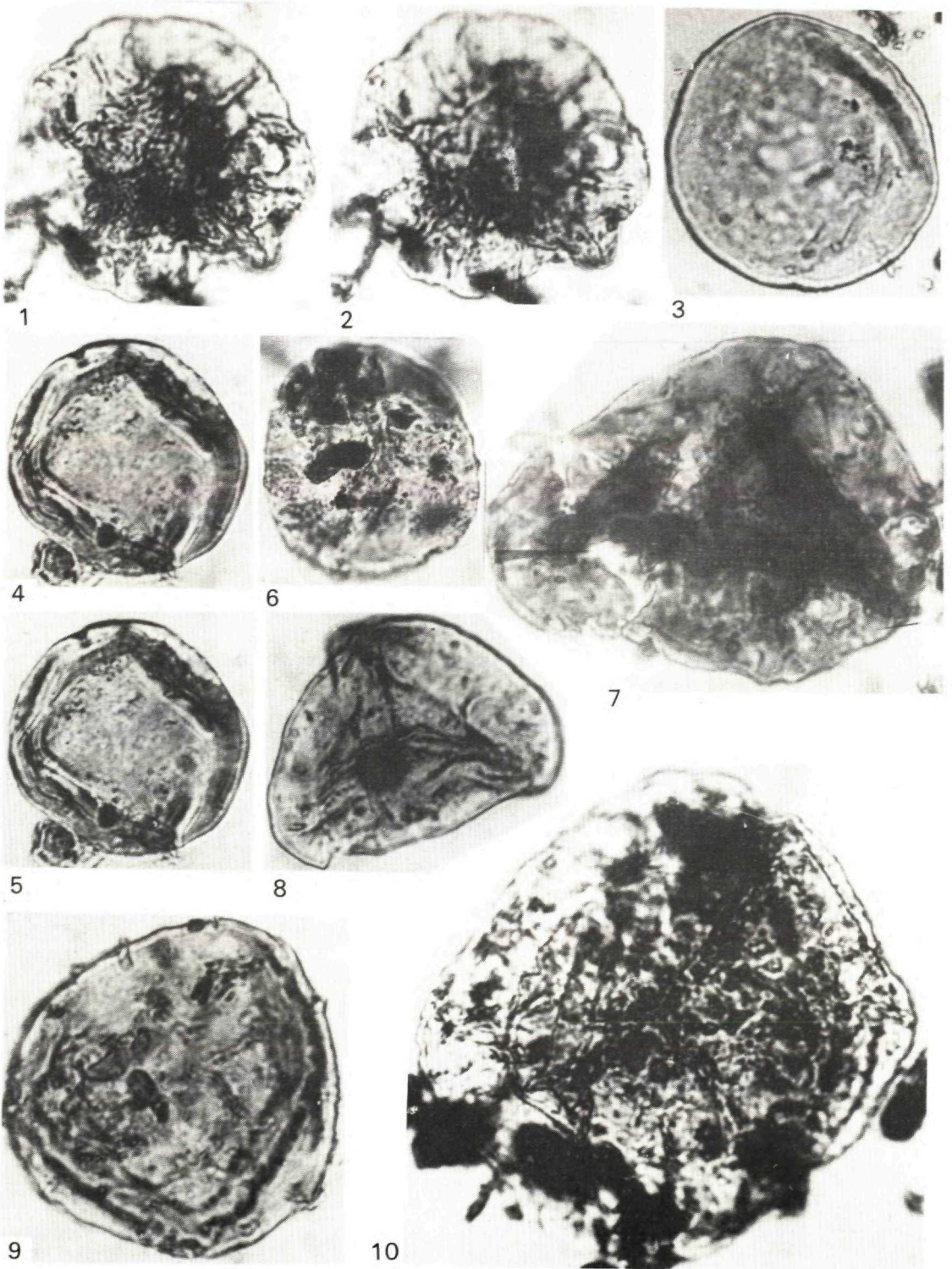
8

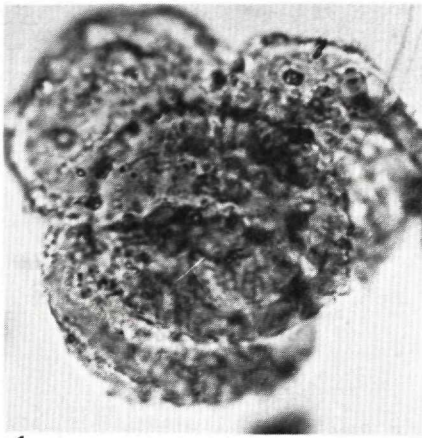


9



10





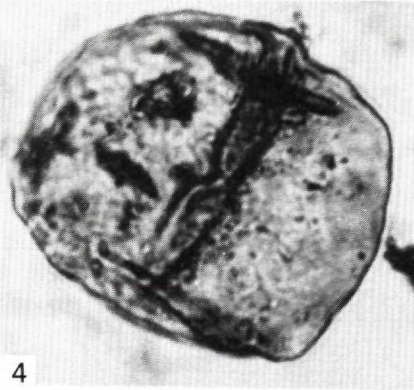
1



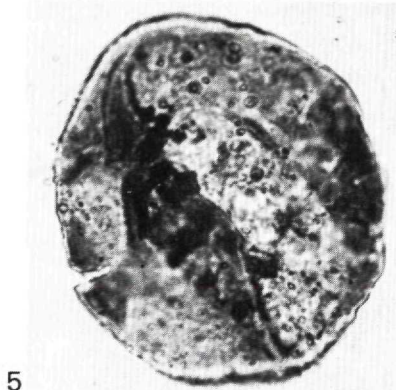
2



3



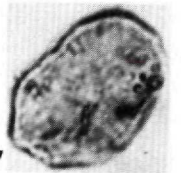
4



5



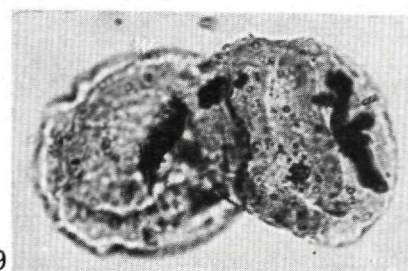
6



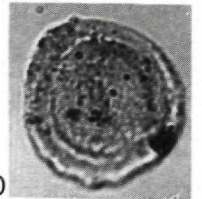
7



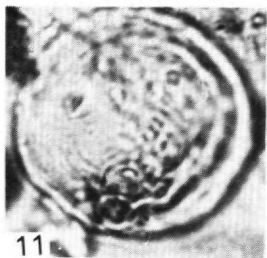
8



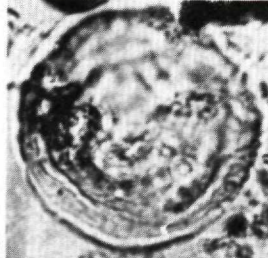
9



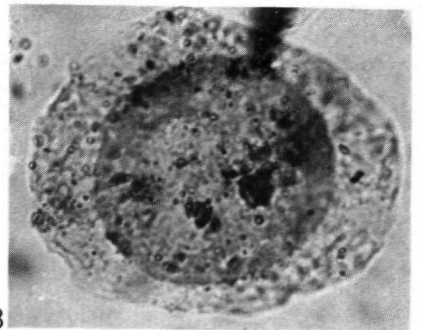
10



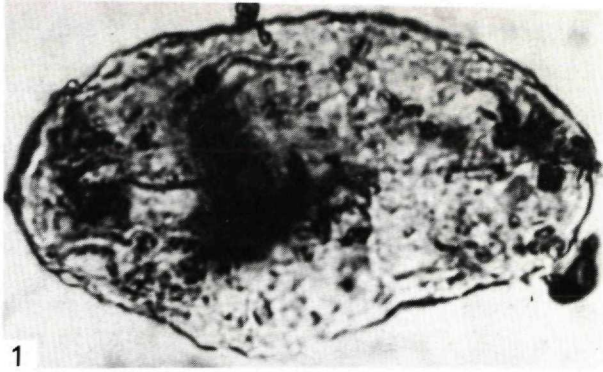
11



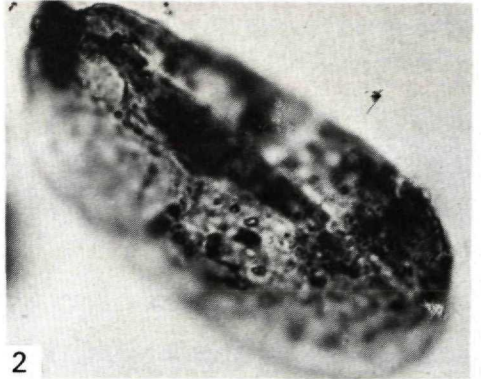
12



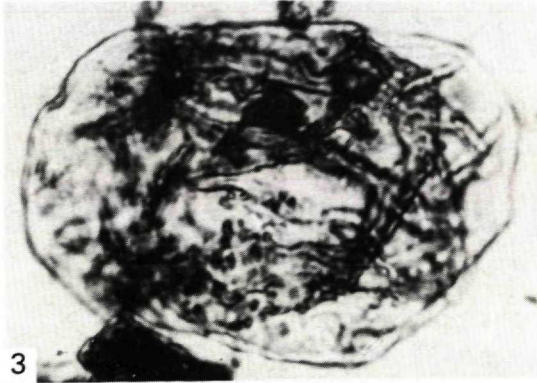
13



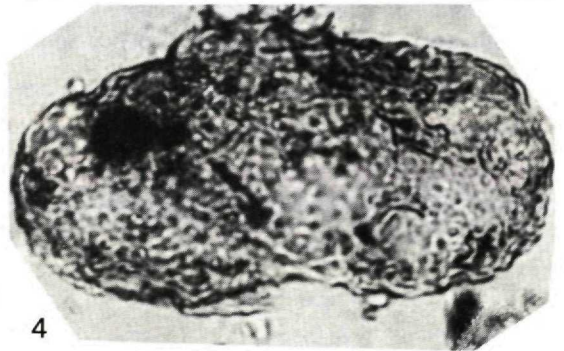
1



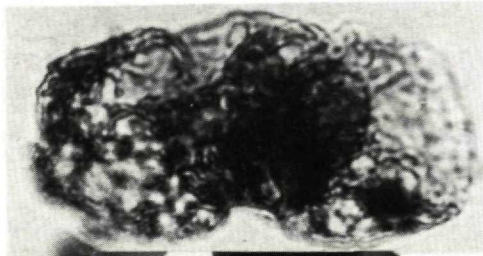
2



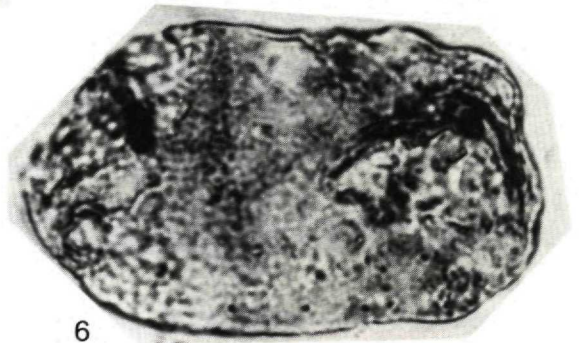
3



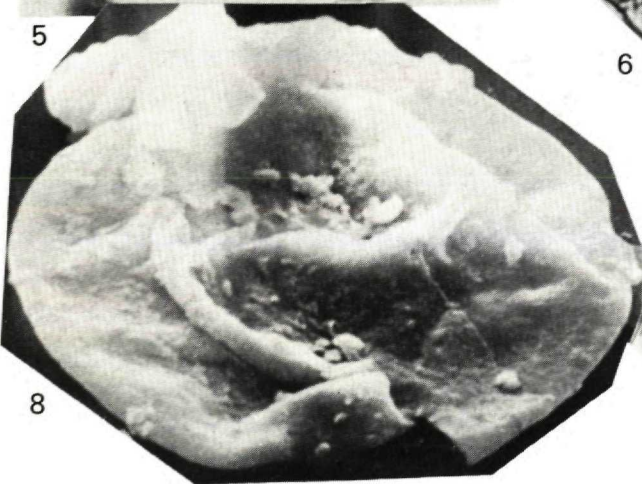
4



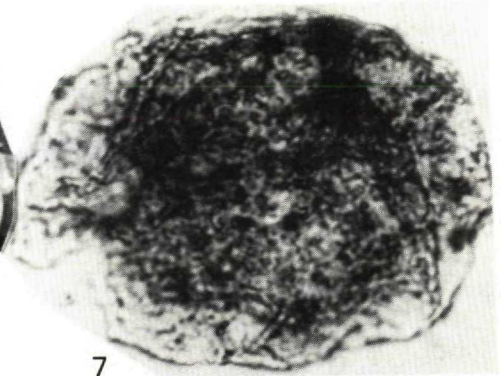
5



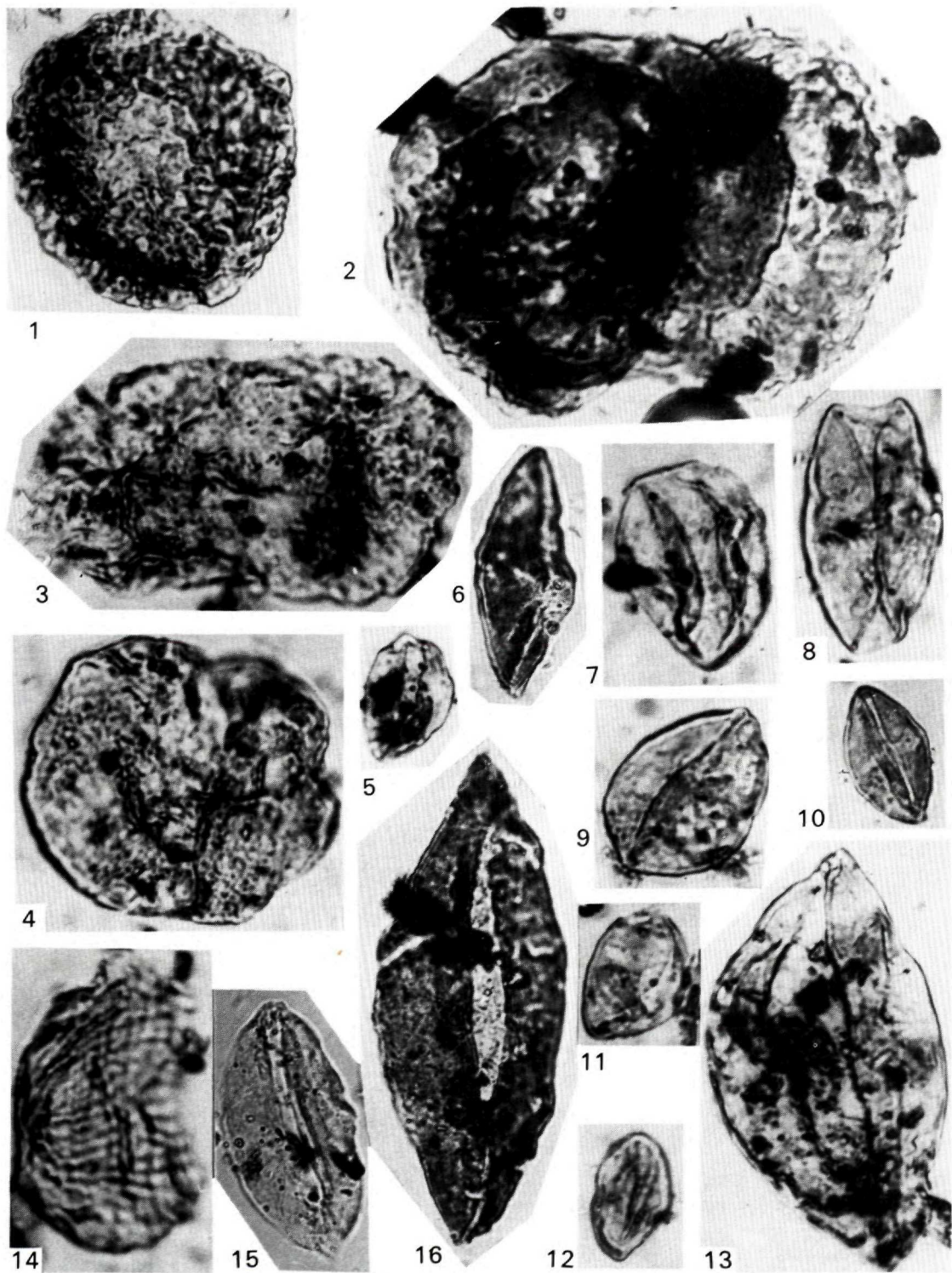
6

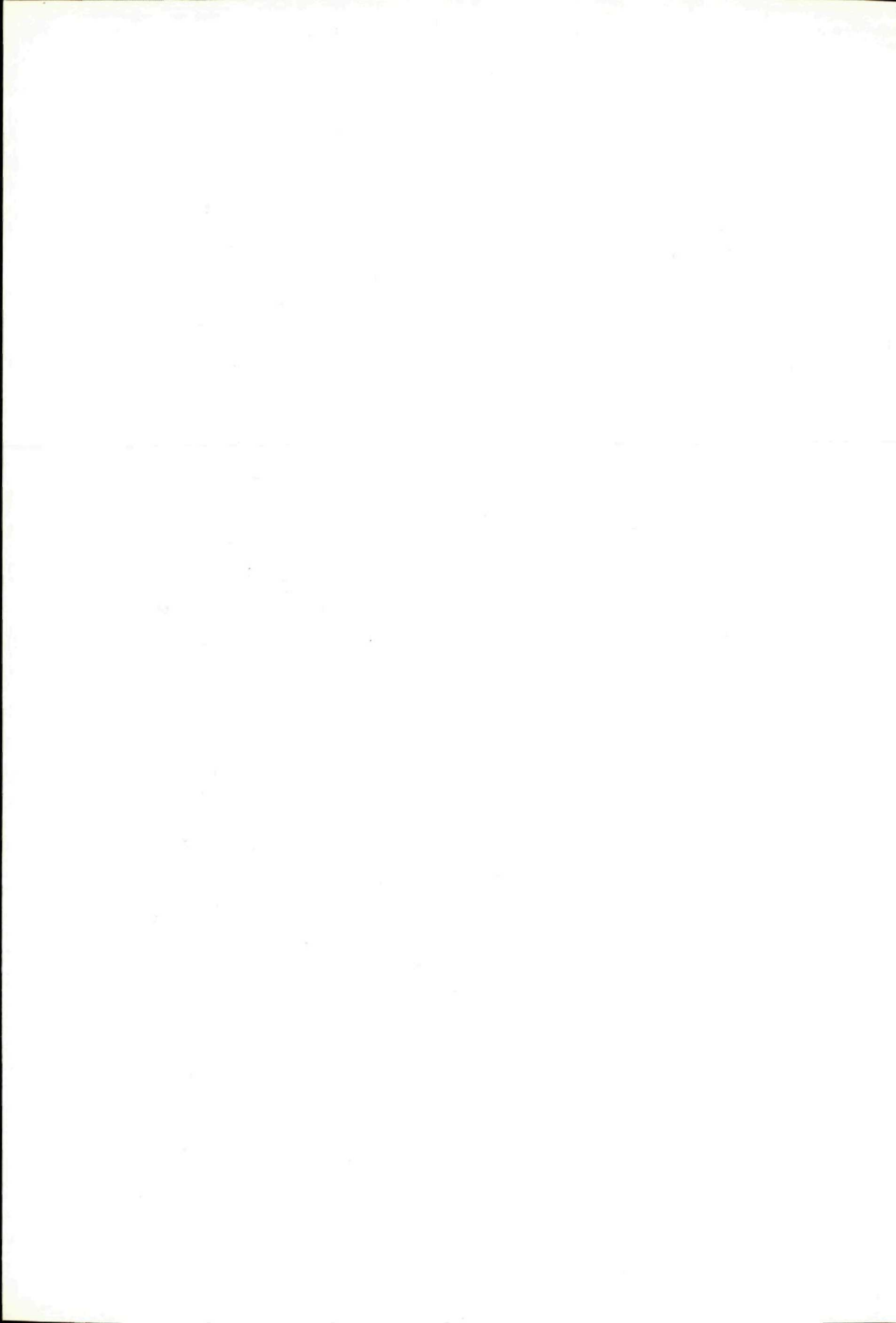


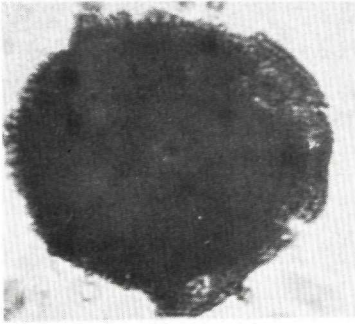
8



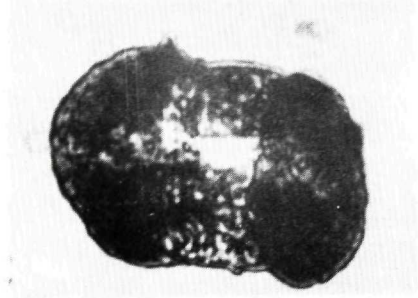
7



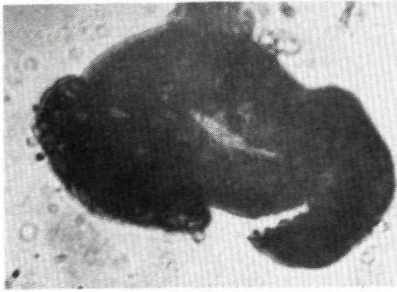




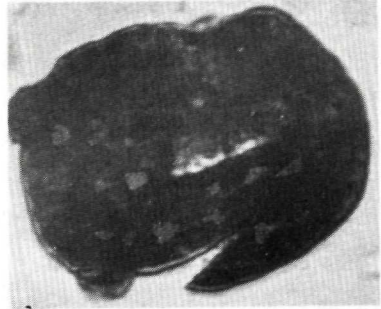
1



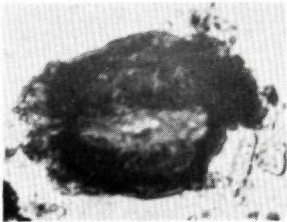
2



3



4



5

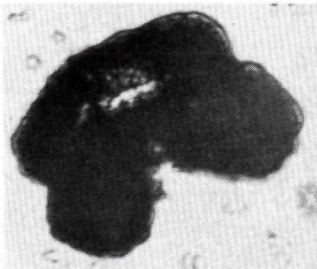


6

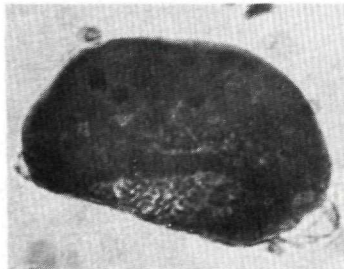


7

8

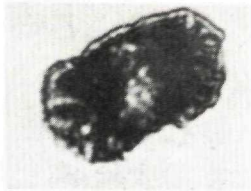


9



10

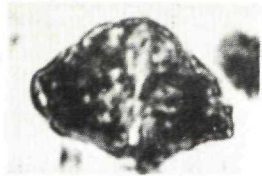




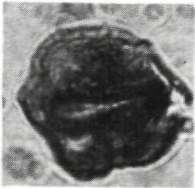
1



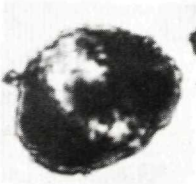
2



3



4



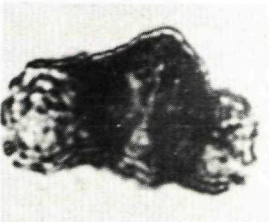
5



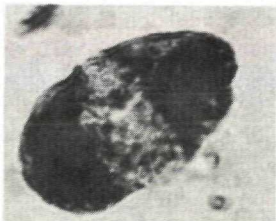
6



7



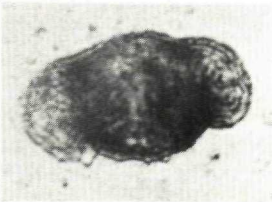
8



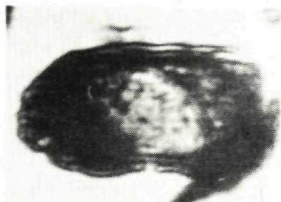
9



10



11

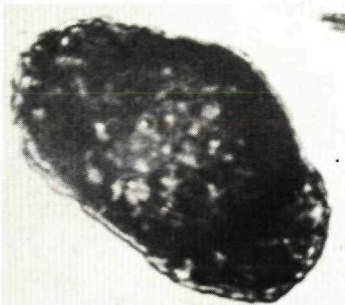


12



13

14



15

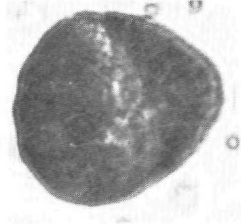


16





1



2



3



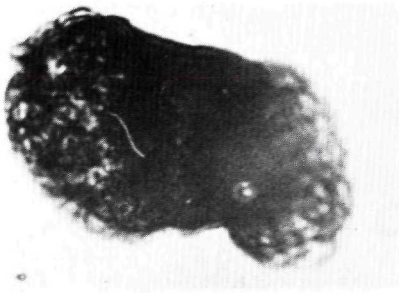
4



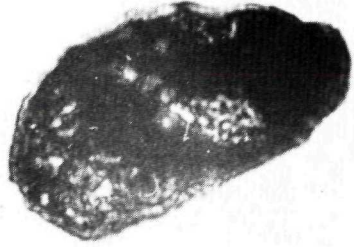
5



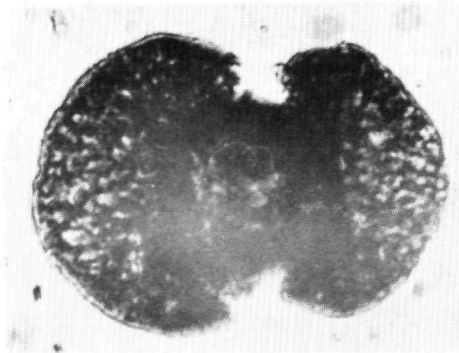
6



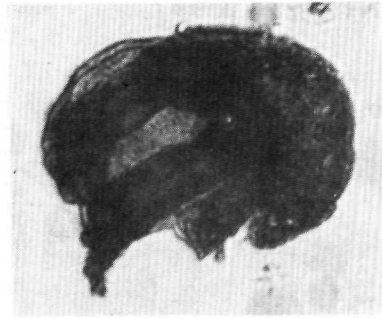
7



8



9



10



1



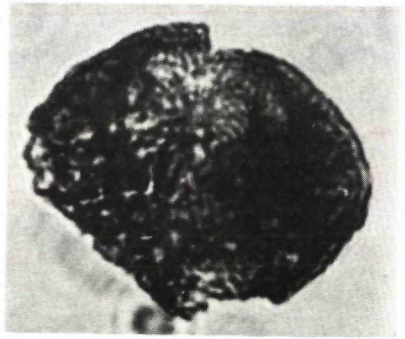
2



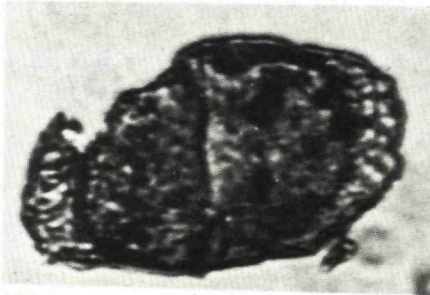
3



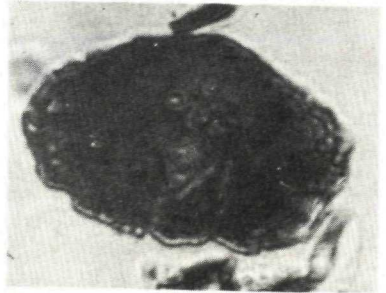
4



5

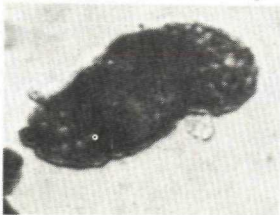


6



7

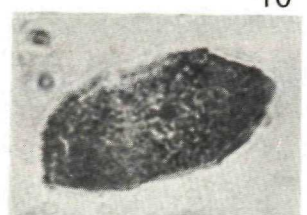
8



9



10





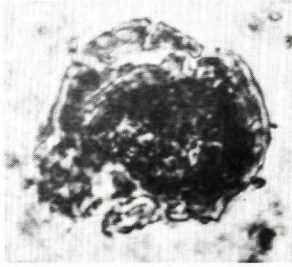
1



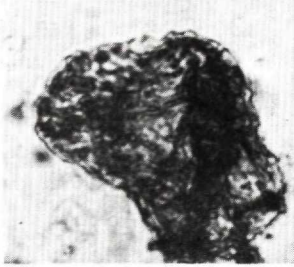
2



3



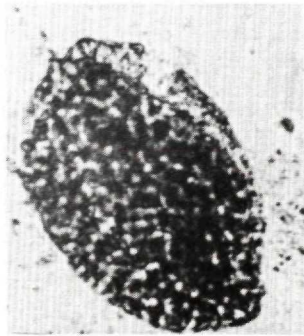
4



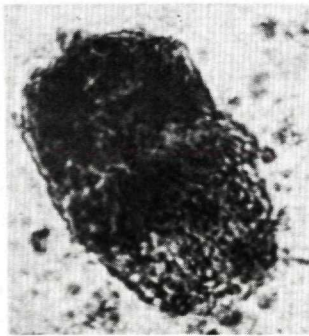
5



6



7

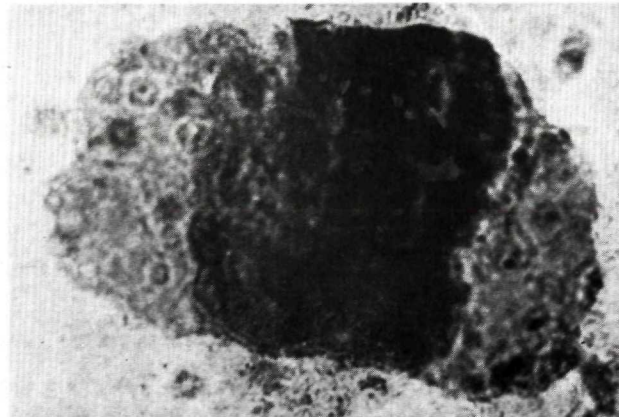


8



9

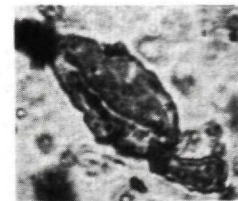
11



10

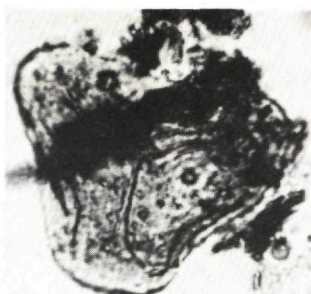


12

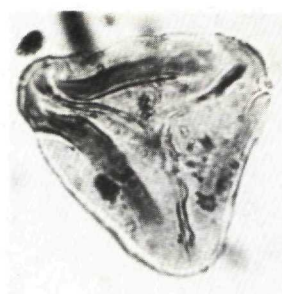




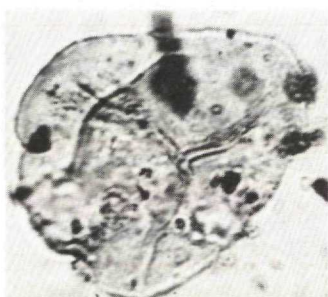
1



2



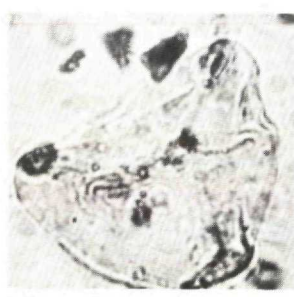
3



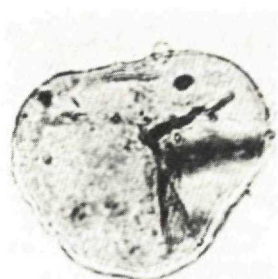
4



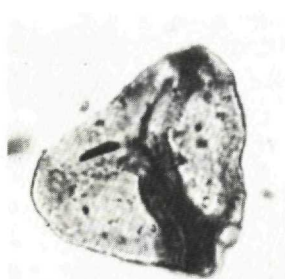
5



6



7



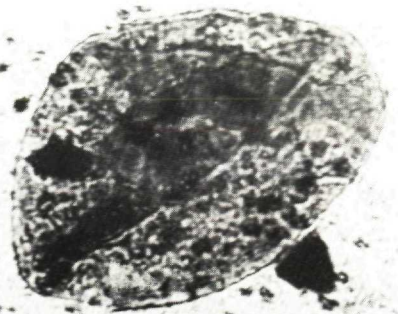
8



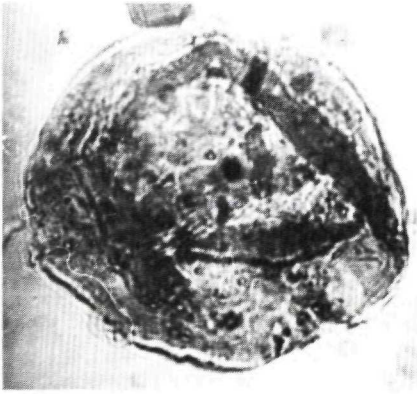
9



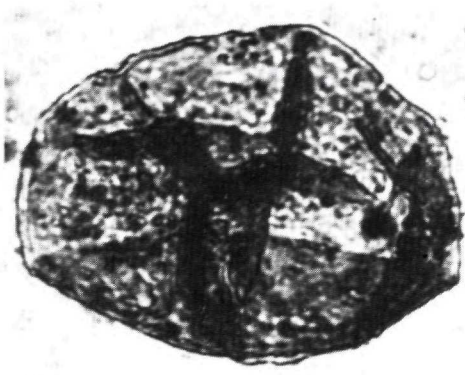
10



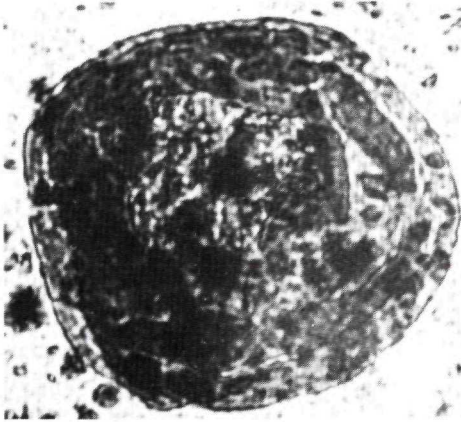
11



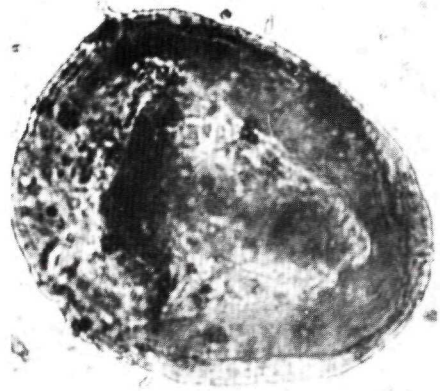
1



2

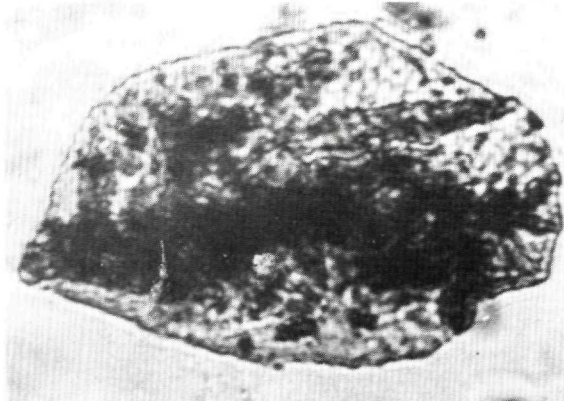


3

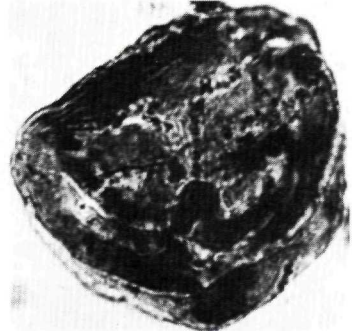


4

5

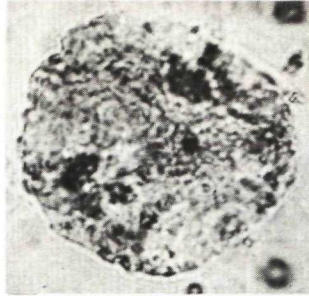


6

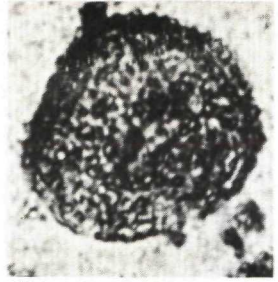




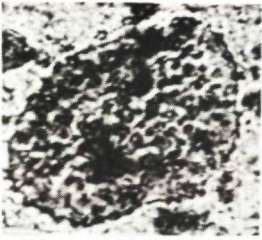
1



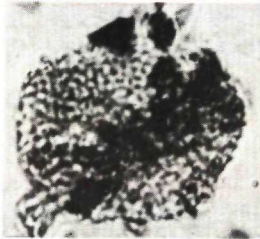
2



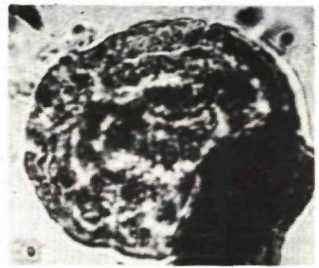
3



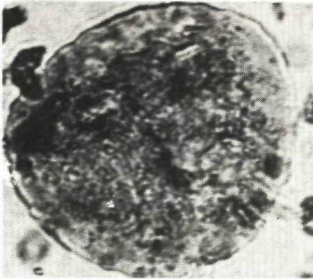
4



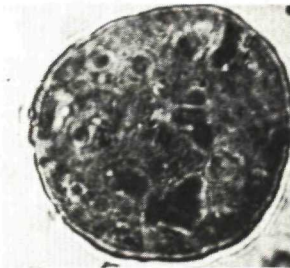
5



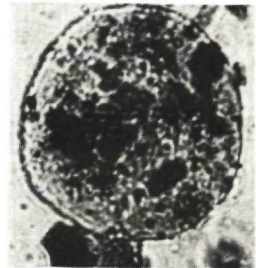
6



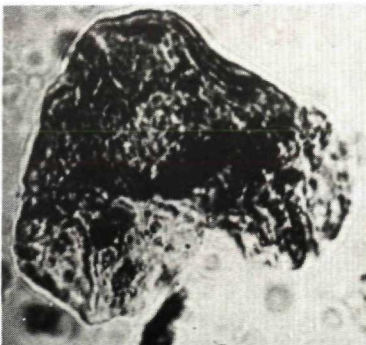
7



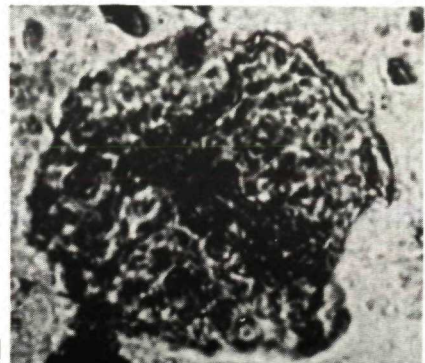
8



9



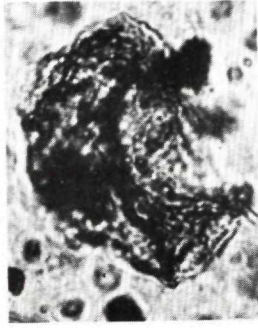
10



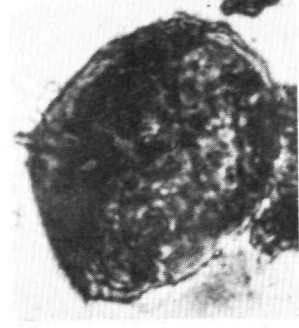
11



1



2



3



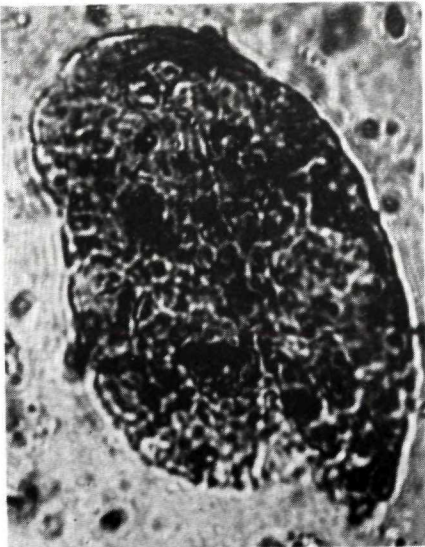
4



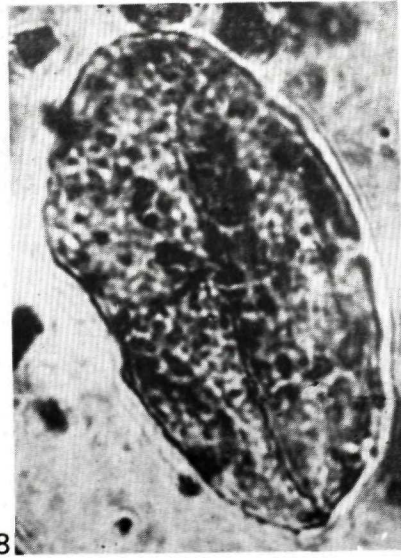
5



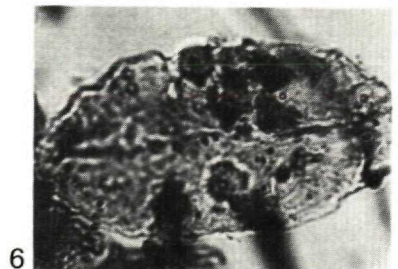
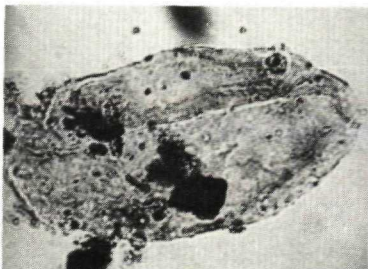
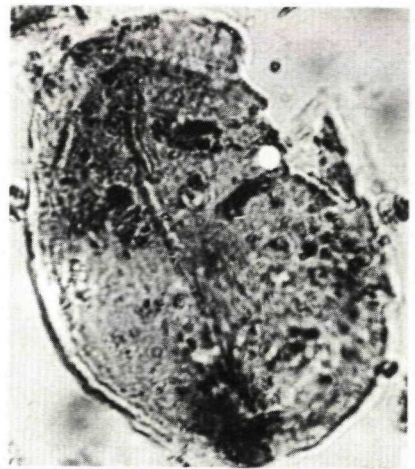
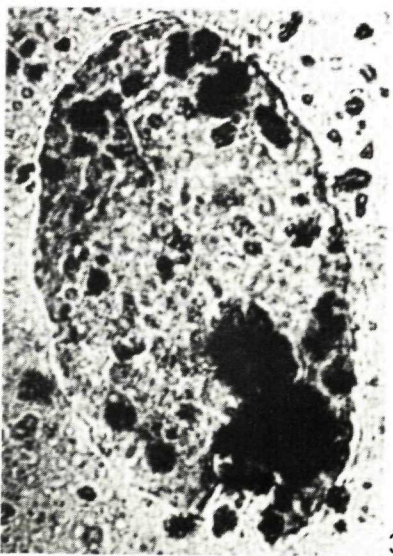
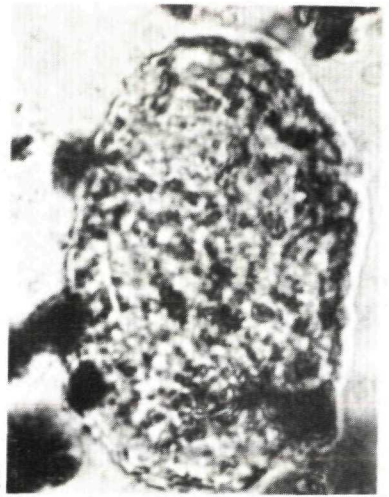
6

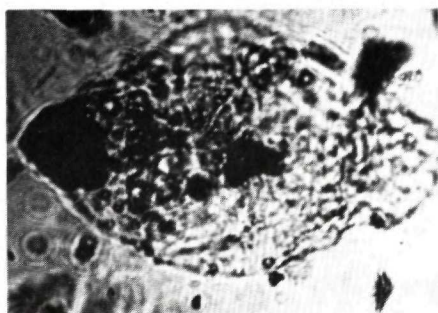


7

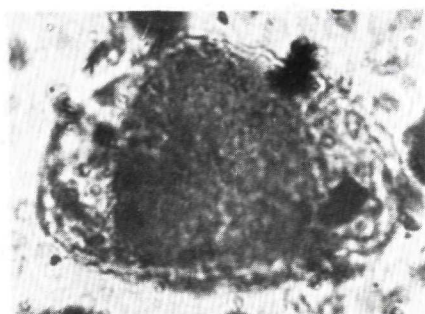


8

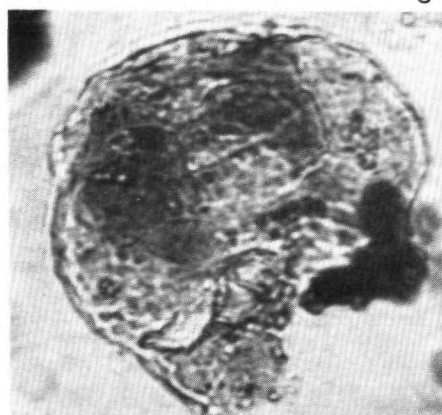




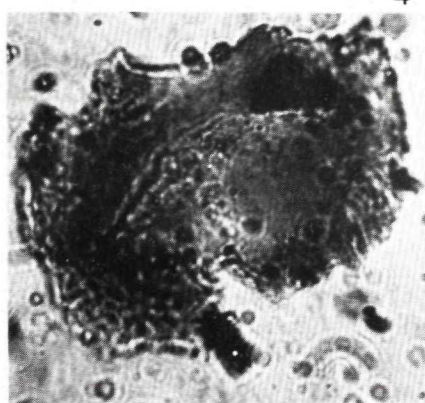
1



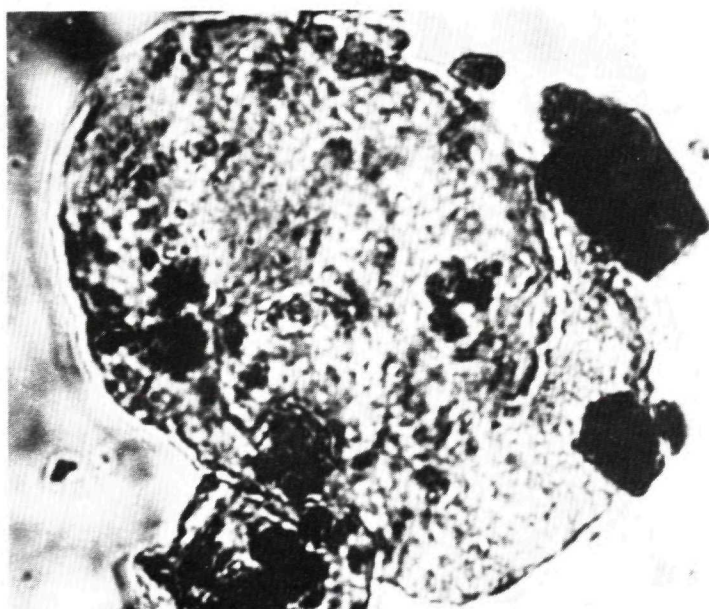
2



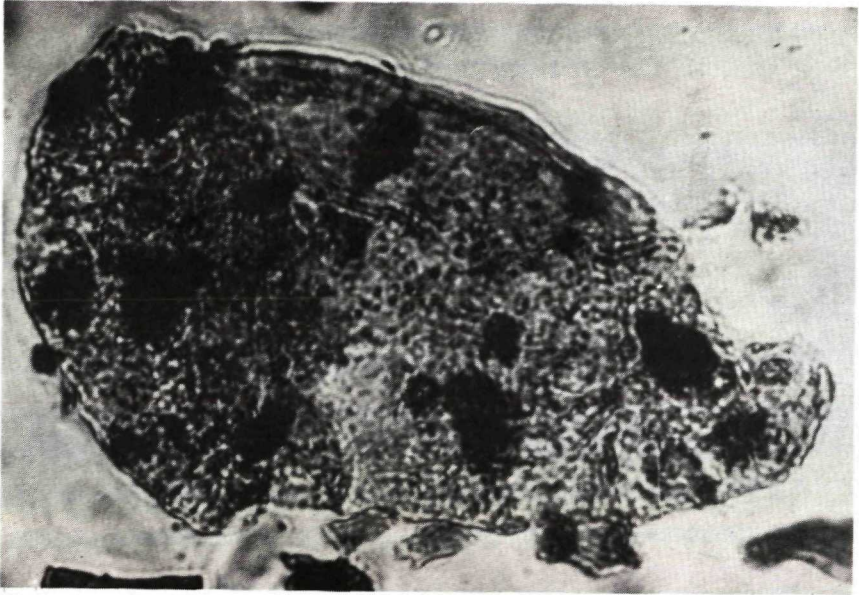
3



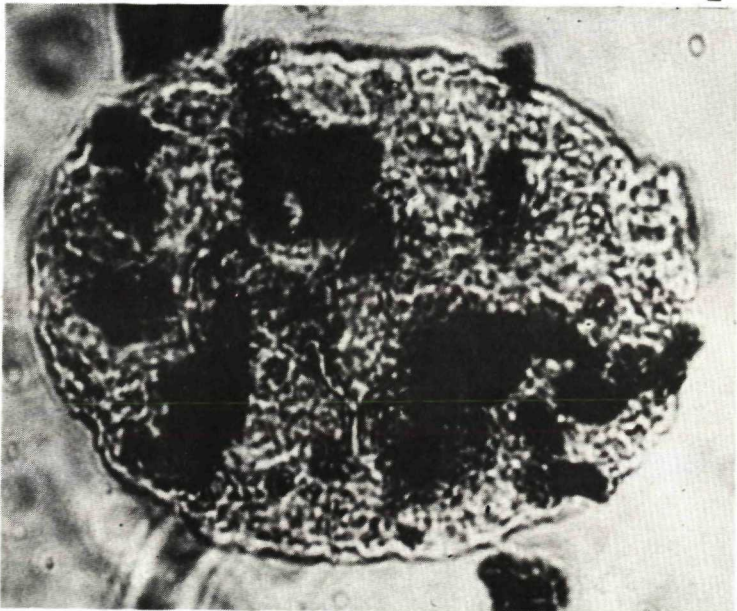
4



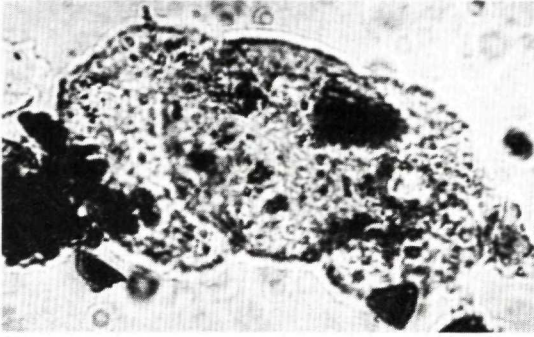
5



1



2



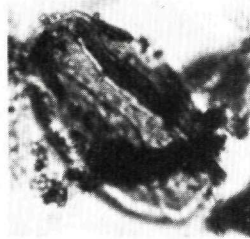
1



2



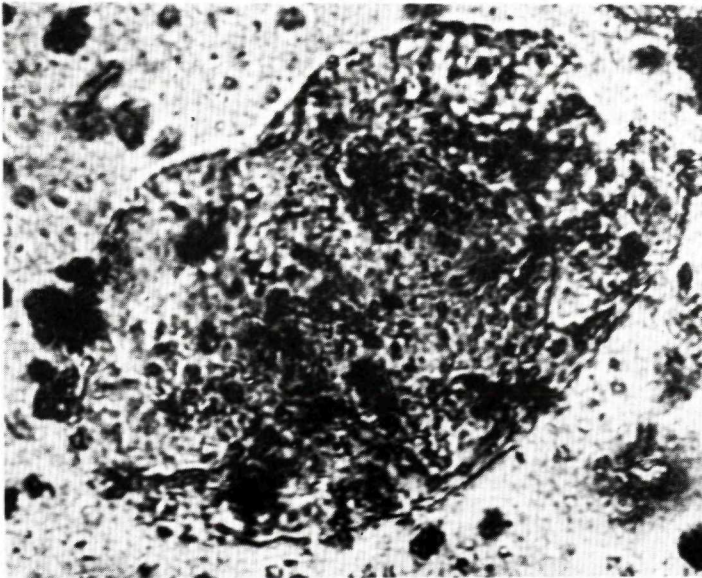
3



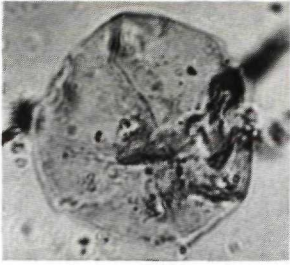
4



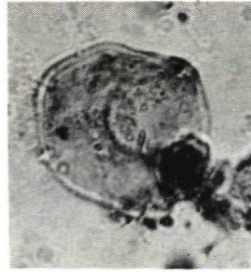
5



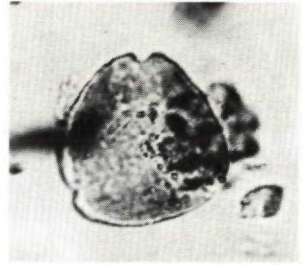
6



1



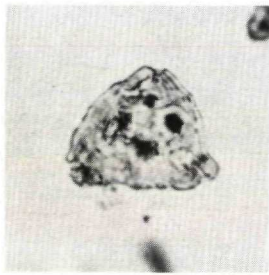
2



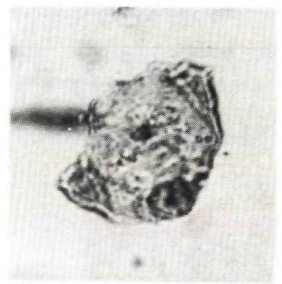
3



4



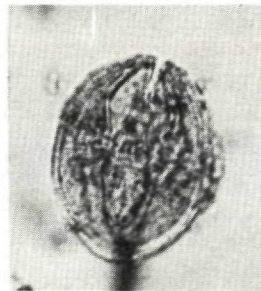
5



6



7



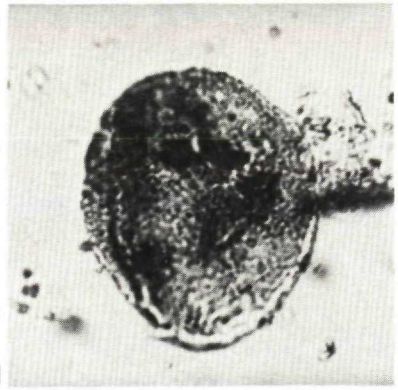
8



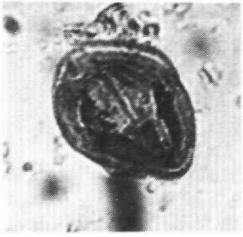
9



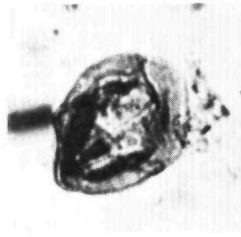
10



11



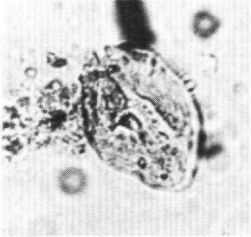
1



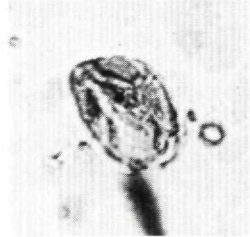
2



3



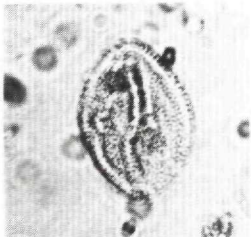
4



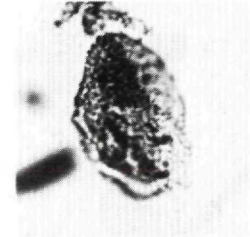
5



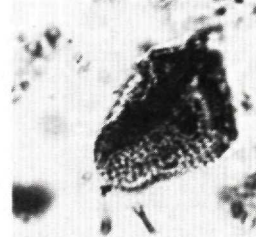
6



7



8



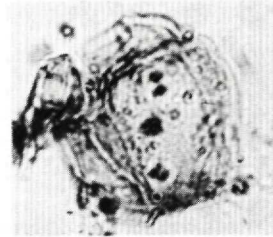
9



10



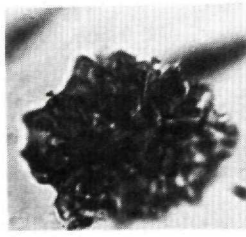
11



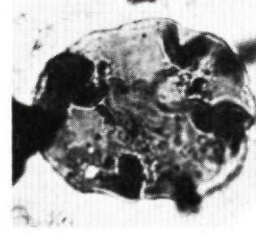
12



13



14



15



1



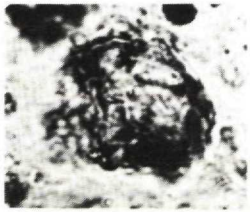
2



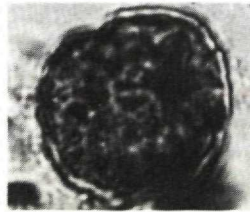
3



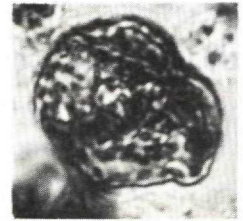
4



5



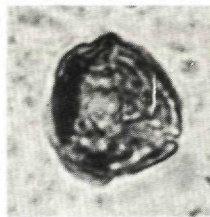
6



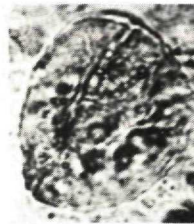
7



8



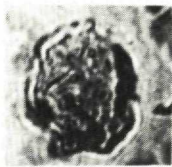
9



10



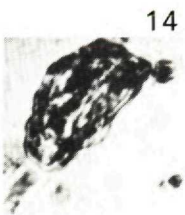
11



12



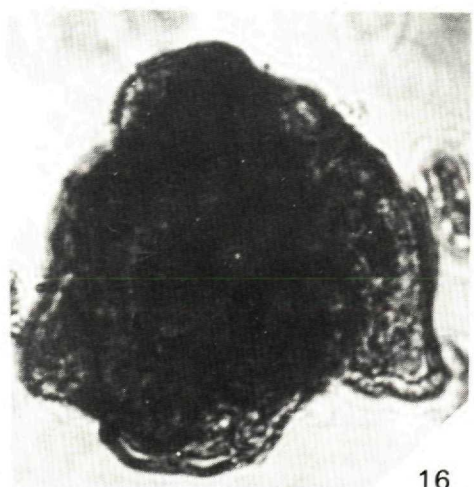
13



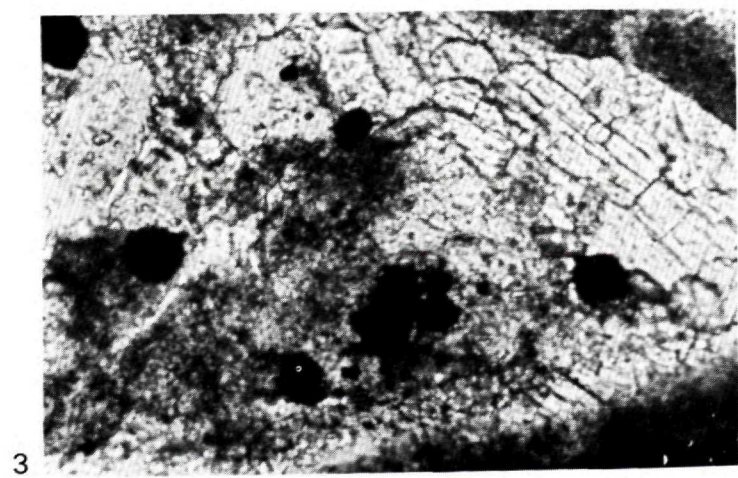
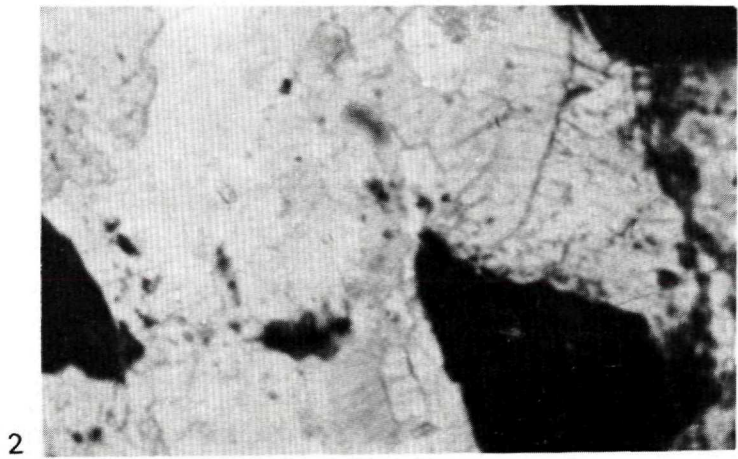
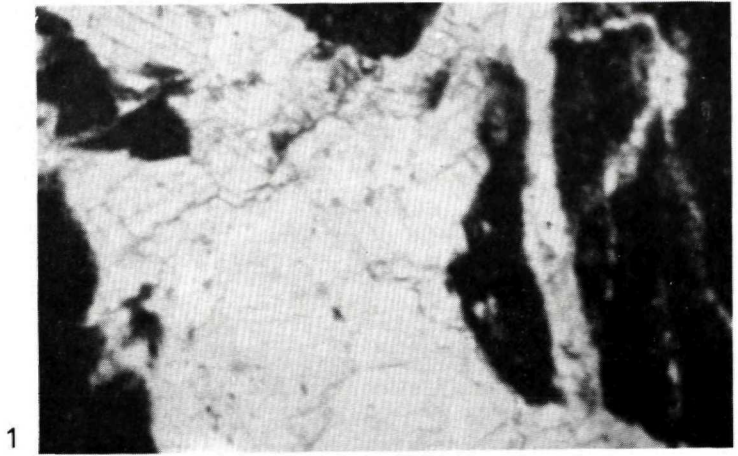
14

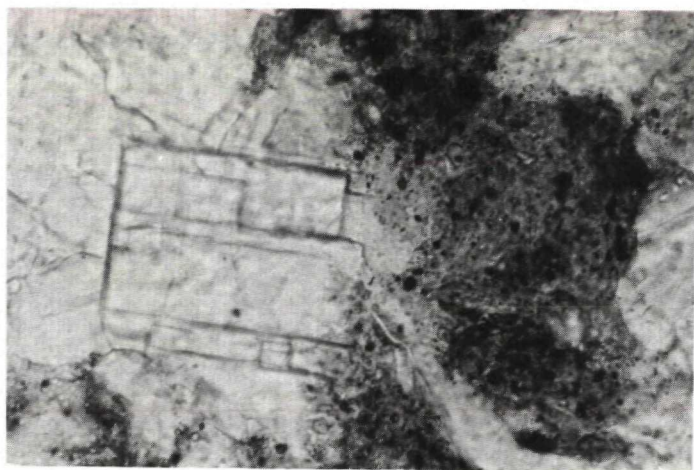


15

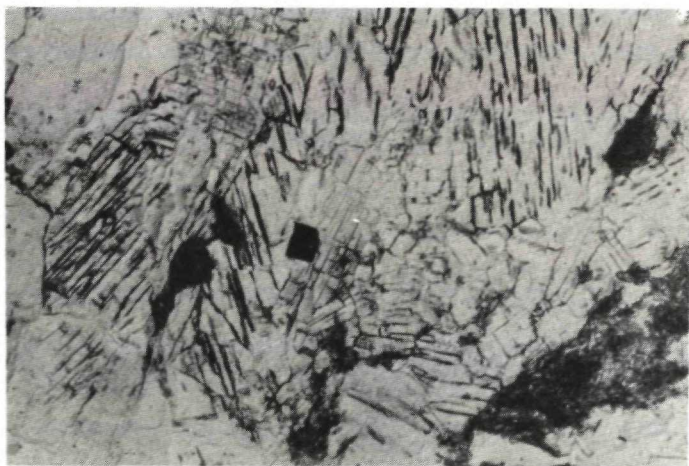


16





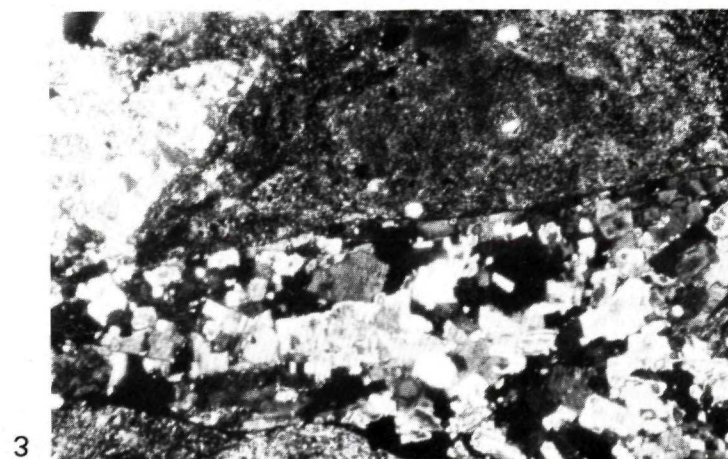
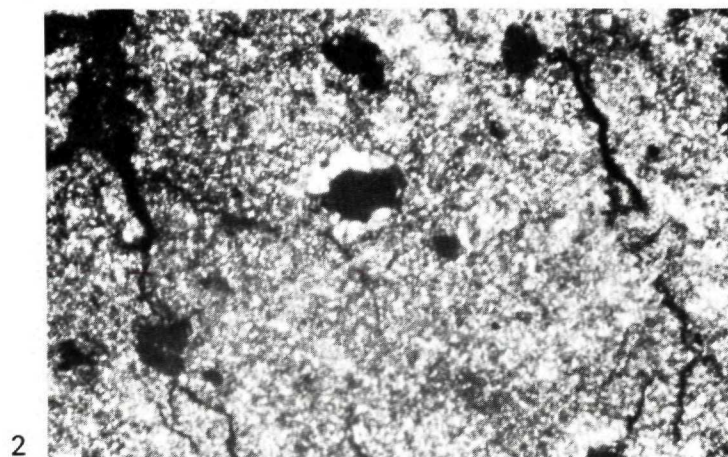
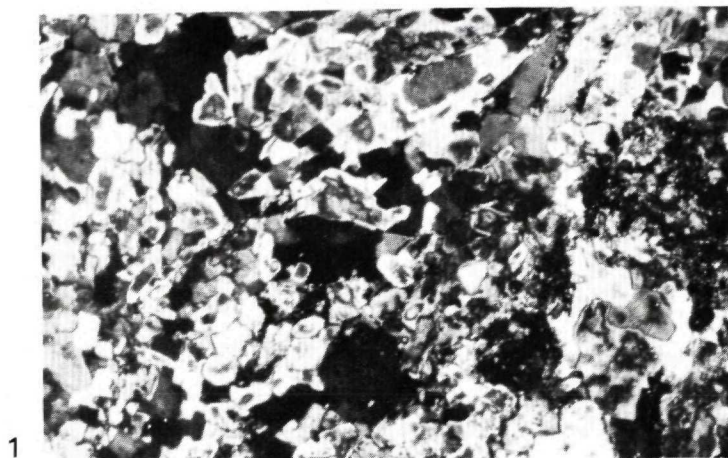
1

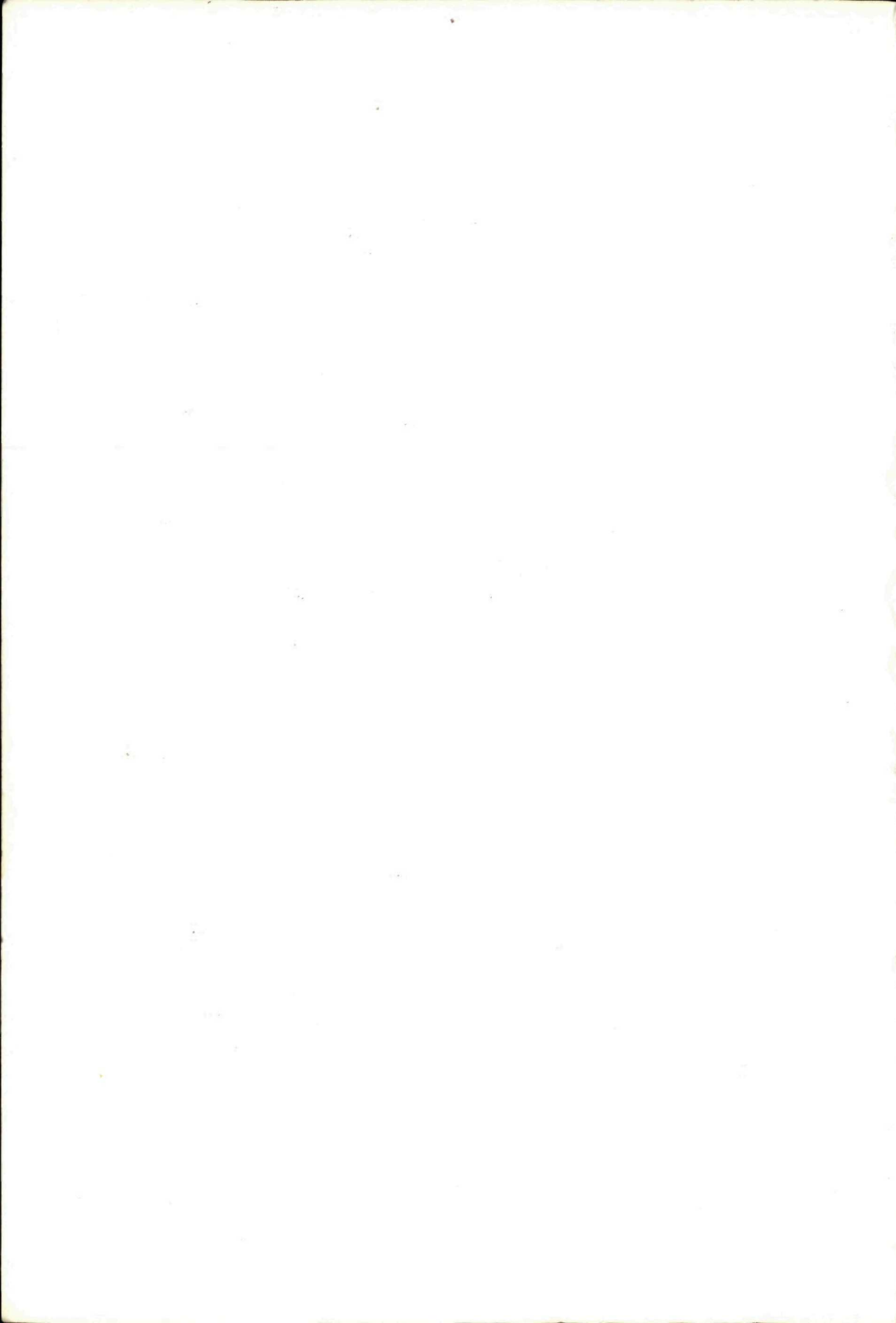


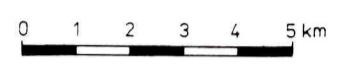
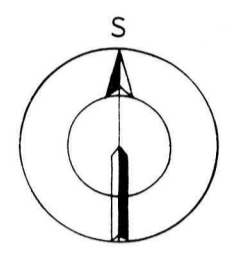
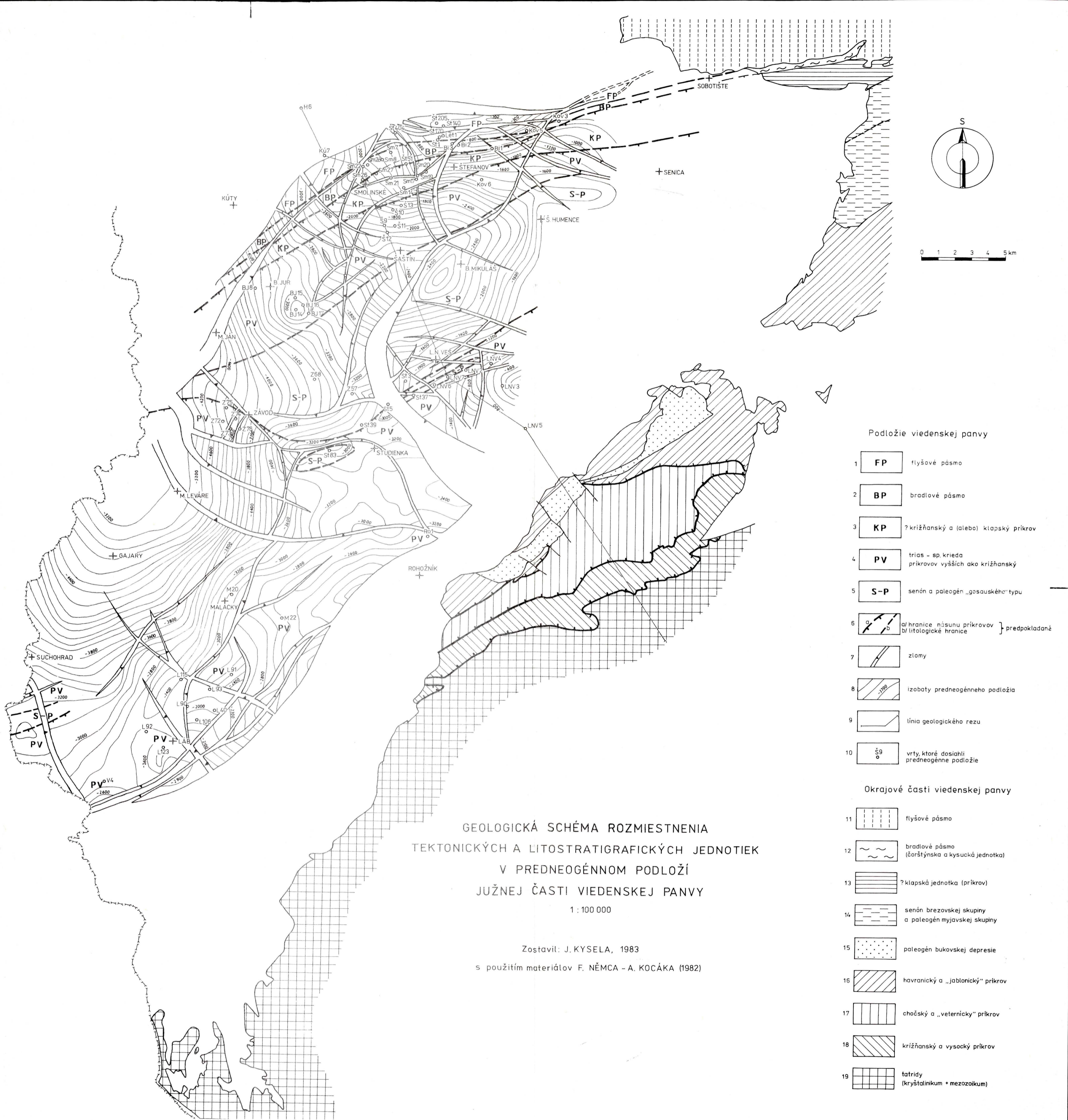
2



3







GEOLOGICKÁ SCHÉMA ROZMIESTNENIA
TEKTONICKÝCH A LITOSTRATIGRAFICKÝCH JEDNOTIEK
V PREDNEOGÉNOM PODLOŽÍ
JUŽNEJ ČASTI VIEDENSKEJ PANVY
1 : 100 000

Zostavil: J. KYSELA, 1983
s použitím materiálov F. NĚMCA - A. KOCÁKA (1982)

- Podložie viedenskej panvy**
- 1 **FP** flyšové pásmo
 - 2 **BP** bradlové pásmo
 - 3 **KP** ? krížňanský a (alebo) klapský príkrov
 - 4 **PV** trias - sp. krieda príkrov vyšších ako krížňanský
 - 5 **S-P** senón a paleogén „gosauského“ typu
 - 6 a/ hranice núsunu príkrovov } predpokladané
b/ litologické hranice
 - 7 zlomy
 - 8 izobaty predneogénneho podložía
 - 9 línia geologického rezu
 - 10 Ť9 vrtý, ktoré dosiahli predneogénne podložie
- Okrajové časti viedenskej panvy**
- 11 flyšové pásmo
 - 12 bradlové pásmo (čorštýnska a kysucká jednotka)
 - 13 ? klapská jednotka (príkrov)
 - 14 senón brezovskej skupiny a paleogén myjavskej skupiny
 - 15 paleogén bukovskej depresie
 - 16 havranický a „jablonický“ príkrov
 - 17 chočský a „veternický“ príkrov
 - 18 krížňanský a vysocký príkrov
 - 19 tatridy (kryštálikum + mezozoikum)