

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 87**

Nepredátný exemplár

Vedecký redaktor
RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc.

Redakčný okruh

RNDr. A. BIELY, CSc., prof. Ing. F. ČECH, DrSc., člen korešp. SAV O. FUSÁN, DrSc., RNDr. J. GAŠPARIK, CSc., RNDr. V. HANZEL, CSc., RNDr. M. HARMAN, CSc., Doc. RNDr. D. HOVORKA, CSc., RNDr. Ing. J. KANTOR, CSc., RNDr. M. KALINČIAK, CSc., Ing. E. KULLMAN, CSc., RNDr. M. RAČICKÝ, CSc., RNDr. P. REICHWALDER, CSc., RNDr. O. SAMUEL, DrSc. (predseda edičnej rady), prof. RNDr. C. VARČEK, CSc., RNDr. I. VAŠKOVSKÝ, DrSc., RNDr. J. VOZÁR, CSc.

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 87**

Geologický ústav Dionýza Štúra
KRAJINOVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlýnská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

OBSAH — CONTENTS — INHALT

POLÁK, M.: Mezozoikum severnej časti Braniska — Mesozoic of the northern part of the Branisko Mts.	7
JACKO, S.: Nové oblasti vrchnotriasových súvrství v mezozoiku Čiernej hory	19
RĚHÁNEK, J.: Faciální vývoj a biostratigrafie ernstbrunnských vápenců — Facial development and biostratigraphy of the Ernstbrunn Limestones (Middle to Upper Tithonian, southern Moravia)	27
MOŘKOVSKÝ, M.: Seismická detekce sv. tektoniky ve východní části východoslovenské neogenní pánve a její význam pro akumulaci živíc — Seismic detection of NE tectonics in the eastern part of the East Slovakian Neogene basin and its importance for bitumen accumulations	61
MICHALÍČEK, M. — OBR, F.: Příspěvek ke geochemii hélia v zemních plynech jv. svahu Českého masívu — Contribution to helium geochemistry in natural gases of the SE slopes of the Bohemian Massif	71
KVĚT, R.: Geotektonické etapy a jejich role ve vývoji a tvárnosti Země na příkladech z Československa — Geotectonic stages and their role in the development and morphology of the Earth in examples from Czechoslovakia	95
SENEŠ, J.: Application of results of the International Geological Correlation Programme project No. 25	113
POLÁK, M.: Litofaciálna charakteristika jury Braniska a západnej časti Čiernej hory	137
VAŠKOVSKÝ, I.: Recenzia — Krásto Stoilov: Losovata formacija v Bálgarija	153

Geologický ústav
 KNIŽNICA, Bratislava

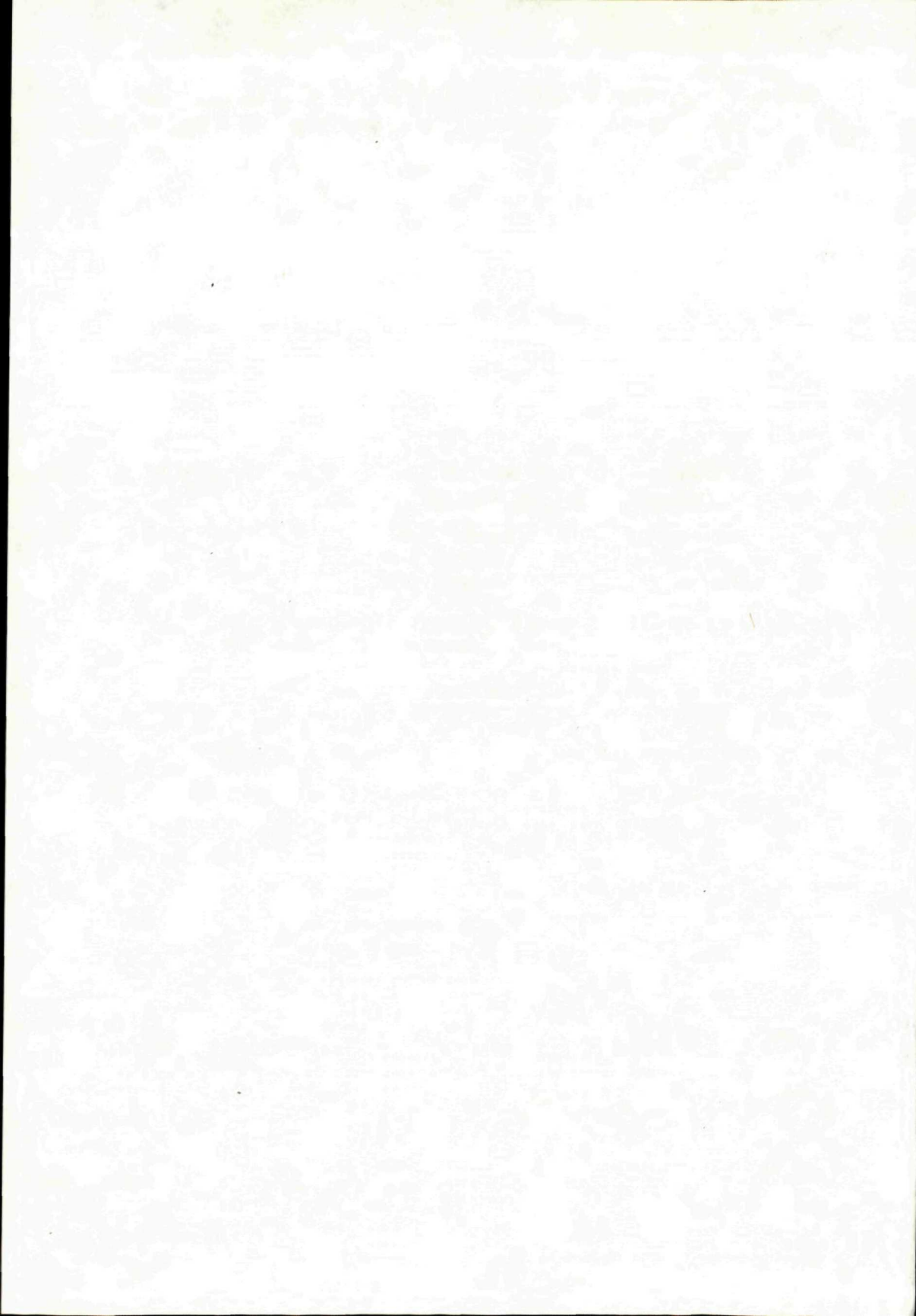
Signatúra: 13 196

kat. čís.: 278/1988

Kčs kúpa: 25.-

Kčs vým.: —

Kčs dar: —



Milan Polák

Mezozoikum severnej časti Braniska

1 fareb. príl., 7 fotogr. tab. (I—VII), anglické resumé

Abstract. The contribution is dealing with the geological structure of the Mesozoic formations of the northern part of the Branisko Mts. From lithostratigraphical viewpoint, the individual lithostratigraphic units, mainly carbonate sequences of the Šturec nappe, are characterized. The question connected with tectonic interpretation are discussed.

Úvod

Branisko patrí doteraz k najmenej preskúmaným jadrovým pohoriam Západných Karpát. Základný informačný zdroj predstavuje doposiaľ práca F. RÖSINGA (1947), definujúca základný stratigrafický sled a tektonickú interpretáciu, vychádzajúcu z paralelizácie s ostatnými jadrovými pohoriami Západných Karpát. Dopĺňujú ju informácie O. FUSÁNA (1960), ktorý sa prikláňa k názoru o jednej tektonickej jednotke v pohorí Braniska a Čiernej hory, s jednotným, plynulým stratigrafickým sledom (str. 34). M. MAHEL (1967) sumarizuje dovtedajšie poznatky a zavádza niekoľko nových názvov sérií.

V poslednom čase sme sa v súvislosti s geologickým mapovaním tejto oblasti zamerali na podrobnejšie litologické, stratigrafické a tektonické skúmanie severnej časti Braniska (obr. 1).

Na stavbe tejto časti pohoria sa podieľajú horninové komplexy kryštalinika, obalovej sekvencie, štureckého príkrovu a zo severu transgresívne súvrstvia centrálnokarpatského paleogénu.

Zvýšenú pozornosť sme venovali v tejto etape výskumu triasovým karbonátovým komplexom hronika. Tu sme po prvýkrát definovali základné litostratigrafické jednotky štureckého príkrovu v pohorí Braniska.

Litostratigrafická charakteristika

Sedimentárne sekvencie vystupujú v priamom nadloží komplexu kryštalinika budovaného pestrými typmi granitoidov a kryštálických bridlíc (J. VOZÁR — A. VOZÁROVÁ 1985).

Obalová sekvencia

Obalová sekvencia má na povrchu zachovaný veľmi obmedzený vrstevný sled. Permské sedimenty sú vyvinuté len lokálne a sú zastúpené korytnianskymi vrstvami (A. VOZÁROVÁ — J. VOZÁR 1985), metamorfovanými arkózovými drobnami s polohami zlepcov a ryolitových vulkanoklastík.

Spodnotriasový sedimentačný cyklus je reprezentovaný lúžňanským súvrstvom (O. FEJDIOVÁ 1981). Vystupuje v súvislom pruhu od Šindliara a tiahne sa západným smerom do oblasti Poľanoviec. Bazálne časti súvrstvia vytvárajú hlavne zlepenec, zložený prevažne z kremeňa. Smerom do nadložia je výrazné gradačné zvrstvenie. Litologicky tvoria súvrstvie sivé, ružové, hnedasté lavicovitité (10—100 cm) kremence, kremenné pieskovce, droby, arkózy. Mineralogické zloženie je v podstate jednotvárne, 75—90 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rôzneho typu. Zo sprievodných minerálov je zastúpený hlavne zirkón. Nestabilnú zložku predstavuje ortoklas, Ca—Na-živce, muskovit, biotit.

Smerom do nadložia súvrstvie prechádza do pestrých ílovitých, ílovito-sericitických bridlic, v ktorých sa nachádzajú vložky a lavičky jemnozrnných kremenčov a kremitých pieskovcov. V najvyšších častiach sú prítomné zriedkavé šošovky žltosivých, hnedosivých rauvakov.

Stratigraficky zaraďujeme tento komplex klastík per analogiam s ostatnými jadrovými pohoriami centrálnych Západných Karpát do spodného triasu.

Mladšie litostratigrafické jednotky obalovej sekvencie v Branisku na povrchu nevystupujú. V severnej časti Braniska na povrchu nevystupujú ani sukcesie mezozoika krížňanského príkrovu.

Šturecký príkrov

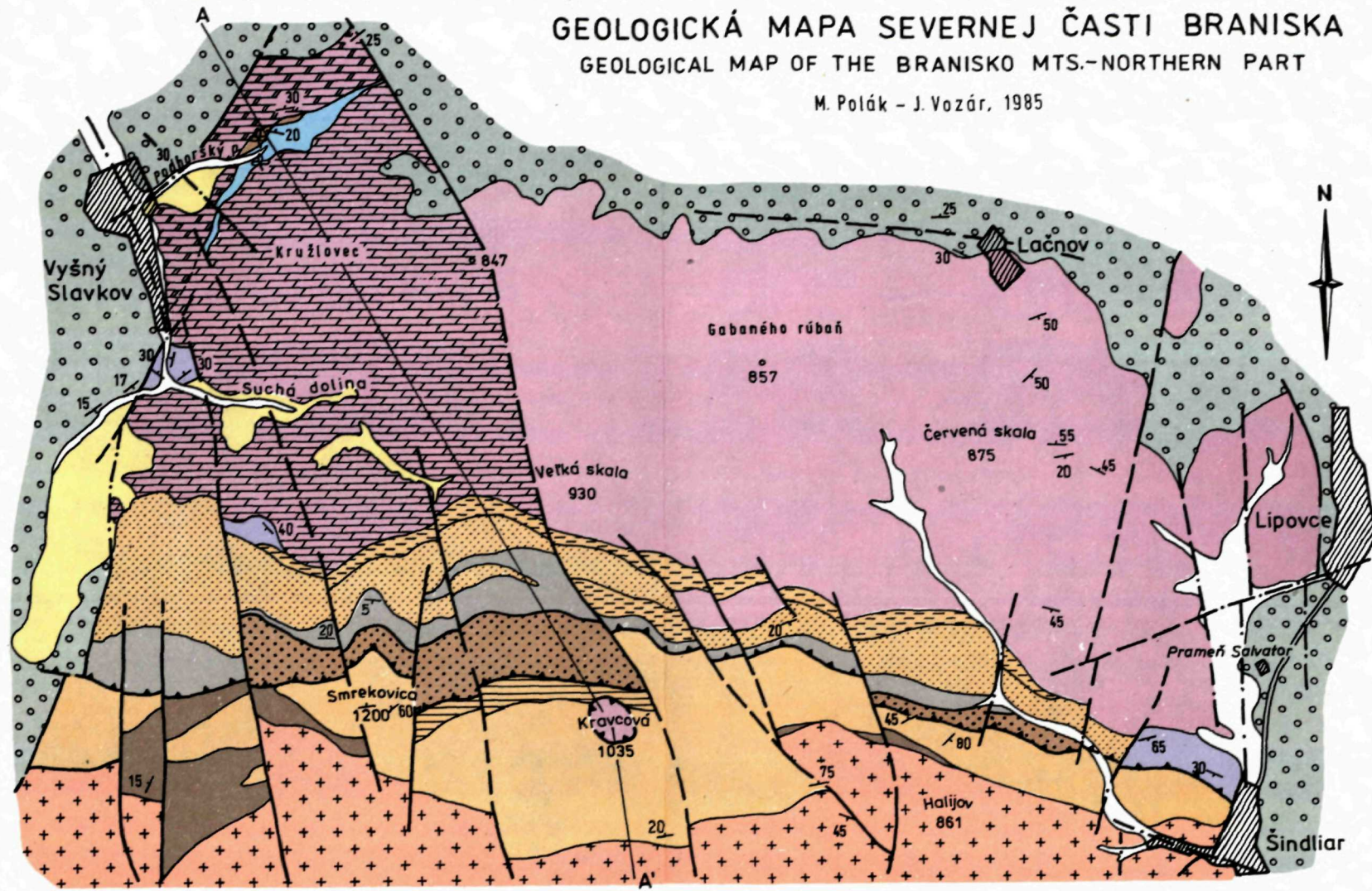
Bazálnu časť budujú sedimenty mladšieho paleozoika. Karbón je zastúpený nižnobocianskym súvrstvom (J. VOZÁR — A. VOZÁROVÁ 1981), ktoré je reprezentované tmavosivými až čiernymi pieskovecami, bridlicami, fylitmi s polohami drobnozrnných zlepcov. Perm zastupuje malužinské súvrstvie (J. VOZÁR — A. VOZÁROVÁ, l. c.), to znamená pestré fialovo-červené pieskovce, bridlice s polohami drobnozrnných zlepcov. Charakteristickým znakom súvrstvia je prítomnosť fialových, zelených úlomkov bázických vulkanitov pilotaxitovej štruktúry.

Lúžňanské vrstvy tvoria spodnú časť mezozoického sedimentárneho cyklu. Sú to detritické sedimenty kontinentálnej riečnej a morskej sedimentácie. V bazálnych častiach ich zastupujú hrubozrnné kvarcity až zlepenec, vyššie sú lavicovitité kremenné pieskovce, arkózy a droby. Minerálne zloženie — prevládajúcou zložkou sú dobre opracované zrná kremeňa rôzneho charakteru. Pristupujú živce, predovšetkým ortoklas, zriedkavo plagioklasy. Zo slúd je prítomný muskovit, často baueritizovaný biotit. Sprievodné minerály sú zirkón, rutil, zriedkavejšie turmalín. Základná hmota je kremito-sericitická, tmel kremitý, často

GEOLOGICKÁ MAPA SEVERNEJ ČASTI BRANISKA

GEOLOGICAL MAP OF THE BRANISKO MTS.-NORTHERN PART

M. Polák - J. Vozár, 1985



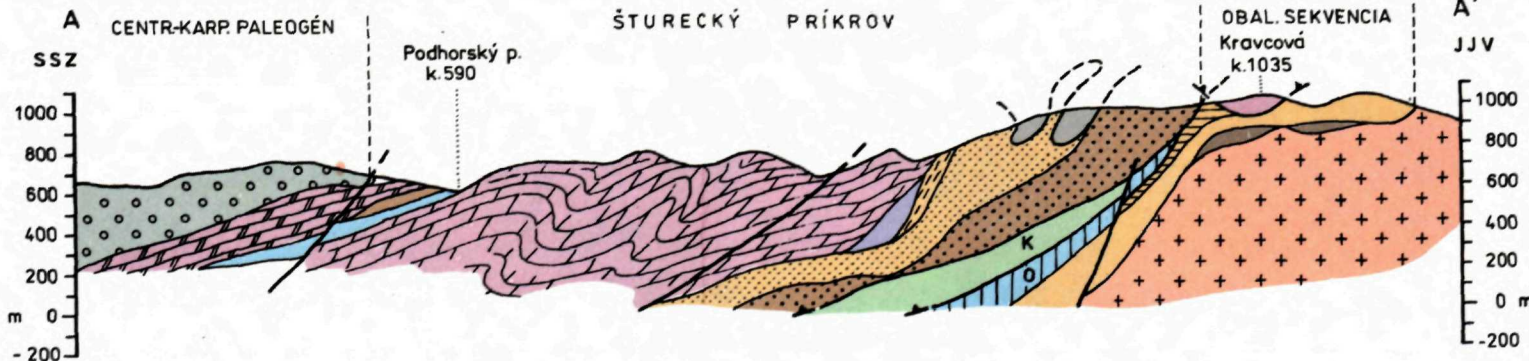
Vysvetlivky

1. fluviálne sedimenty - nivné hliny;
2. deluviálne sedimenty - svahové hliny polygenetické; 3. centrálnokarpatský paleogén; štúrecký príkrov (4-13);
4. hlavný dolomit - vrchný karn - norik;
5. lunzské vrstvy - jul-?tuval; 6. vyšnoslavkovské vrstvy - čierne lavicovité vápence s vložkami čiernych bridlic - spodný karn (jul); 7. sivé, lavicovité, masívne dolomity - stredný vrchný trias;
8. ramsauské dolomity - vrchný anis-ladin; 9. gutensteinské vrstvy - anis;
10. kampilské vrstvy - sivé, zelenavé slienité bridlice, vložky vápencov - spodný trias; 11. lúžňanské súvrstvie - perm; 12. maluzínske súvrstvie - perm; 13. nižnobocianske súvrstvie - karbon; 14. K - krížňanský príkrov vcelku; 15. O - zakrytá obalová sekvencia; obalová sekvencia (16-18); 16. pestré fľovité, sericitické bridlice - spodný trias; 17. lúžňanské súvrstvie - spodný trias; 18. korytnianske vrstvy - perm; 19. kryštalínium; 20. hranice geologických útvarov; 21. presunové línie; 22. zlomy; 23. línia geologického rezu; 24. nálezy fosílií.

Explanations

1. Fluvial sediments - flood-plain loams;
2. Deluvial sediments-polygenetic slope loams; 3. Central Carpathian Paleogene; Šturec nappe (4-13); 4. Hauptdolomit - Upper Carnian-Norian; 5. Lunz beds - Julian-?Tuvalian; 6. Vyšný Slavkov beds - black banded limestones with intercalations of black shales - Lower Carnian (Julian); 7. Grey, banded, massive dolomites - Middle to Upper Triassic; 8. Ramsau dolomites - Upper Anisian-Ladinian; 9. Gutenstein beds - Anisian; 10. Campilian beds - grey, greenish marly shales, intercalations of limestones - Lower Triassic; 11. Lúžna Formation - Lower Triassic; 12. Maluzíná Formation - Permian; 13. Nižná Boca Formation - Carboniferous; 14. K - Krížna nappe on the whole; 15. O - Hidden mantle sequence; Mantle sequence (16-18); 16. Variegated clayey, sericite shales - Lower Triassic; 17. Lúžna Formation - Lower Triassic; 18. Korytnáns beds - Permian; 19. Crystalline rocks; 20. Boundaries of geological formations; 21. Overthrust lines; 22. Faults; 23. Line of geological section; 24. Finds of fossils.

Kartografia: B. Slovákovič



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

sfarbený koloidmi železa. Vo vyššej časti súvrstvia sa začína väčšími uplatňovať pelitická zložka.

V nadloží sú vyvinuté sivé, zelenkasté, slienité bridlice s vložkami slienitých, piesčitých vápencov, zriedkavejšie rauvakov. Ide o kampilské vrstvy. Bridlice sú výrazne slienité, uplatňuje sa v nich silnejšie zložka Ca. Vápence sú piesčité a majú mikritickú štruktúru. Súvrstvie je často silne tektonizované (v oblasti kóty Boldigáň), s mylonitizovanými a tektonickými brekciami. Celý tento komplex sedimentov zaraďujeme do spodného triasu.

Gutensteinské vápence

Gutensteinské vápence vystupujú vo veľmi obmedzenom rozsahu. Severozápadne od Šindliara, na severnom svahu Smrekovice a južne od Vyšného Slavkova, kde sú dobre odkryté v kameňolome. Tu môžeme pozorovať temer kompletný vrstevný sled.

Bázu súvrstvia tvoria tmavosivé, čierne, brekciovitú silne porušené vápence. Sú to lavicovité, v spodnej časti tenko- (5—10 cm), vo vrchnej časti hrubolavicovité vápence alebo dolomitové vápence. V základnej biosparitovej hmote je prítomný predovšetkým detrit krinoidových článkov.

Nadložie tvorí poloha 5,5—6 m tmavosivých, čiernych, hrubolavicovitých (50—100 cm), miestami zvrásnených vápencov s polohami brekciovitých typov. Sú to biosparity s úlomkami lamelibranchiátov, krinoidových článkov a s peletami.

Súvrstvie pokračuje čiernymi, lavicovitými, výrazne červikovitými vápenkami, miestami silne organodetrítickými. Štruktúra je biosparitická. Prítomný je detrit krinoidov, v ktorých bol v nerozpustnom zvyšku určený *Dadocrinus gracilis* BUCH. (tab. III, obr. 1—6), indikujúci anis. Z iných mikroorganizmov je to *Aeolisaccus tintiniformis* MIŠÍK a drobný detrit lamelibranchiátov.

V nadloží vystupujú čierne, tmavé, lavicovité, hrubolavicovité vápence s krasovými nátekmi. Charakteristická pre túto časť súvrstvia je výrazná neptunická dajka vyplnená ostrohrannými úlomkami vápencov a dolomitov, veľkosti od 0,2—5 cm (tab. IV, obr. 2). Medzery vyplňuje jemný detrit, v ktorom sa nachádzajú aj články echinodermatov (tab. V, obr. 2).

Charakteristickú časť tvorí vyšší úsek súvrstvia, v ňom sú vyvinuté dve polohy vápencov s výraznou prúžkovanou textúrou (tab. IV, obr. 1). Sú to výrazné prejavy dolomitizácie, tzv. prúžkovanej (M. MIŠÍK 1968, 1972, M. POLÁK 1976) opísanej z centrálnych pohorí Západných Karpát (V. Tatry, N. Tatry, M. Fatra). Ide o striedanie svetlých vyvetrávajúcich dolomitových prúžkov a tmavých prúžkov zložených z kalcitu. Celá hornina je výrazne rekryštalizovaná, pôvodný charakter alochémov je zotretý. Pomerne časté sú aj prejavy tzv. hubovitej dolomitizácie (M. MIŠÍK, M. POLÁK, l. c.).

Tieto vápence prechádzajú smerom k nadložiu do dolomitov. Echinodermaty *Dadocrinus gracilis* BUCH. udávajú vek súvrstvia ako aniský. Analogicky určuje J. BYSTRICKÝ (1967, 1972, 1983) gutensteinským vápencom tejto tektonickej jednotky v Západných Karpatoch spodnoaniský — ? strednoaniský vek.

Ramsauské dolomity

Tieto dolomity vystupujú predovšetkým v západnej časti skúmaného územia, a to zväčša v nadloží kremencového súvrstvia, len miestami v priamom nadloží gutensteinských vápencov.

Bazálne časti dolomitového komplexu obsahujú často polohy brekciovitého materiálu. Dolomity sú sivé, svetlé, tmavosivé. Sú najčastejšie lavicovité (10—100 cm), niekedy doskovité, prevažne mikrokryštalické, celistvé, miestami so zvyškami organizmov; sú to predovšetkým dasykladacey (pravdepodobne diplopóry), lamelibranchiáty, v ktorých sú vnútorné časti schránok vylúhované.

Mikrofaciálne sú to dolomikrity, dolopelmikrity, ortochemickou zložkou sú často sparity. Z organických zvyškov sú zriedkavo rekryštalizované riasy, lamelibranchiáty, články echinodermatov.

Vekove zodpovedajú ramsauské dolomity analogicky identickým tektonickým jednotkám v Západných Karpatoch (vrchnému anisu?), hlavne sú však ladinského veku (J. BYSTRICKÝ 1972, 1977).

Dolomity v centrálnej a východnej časti územia pre nedostatok argumentov a neprítomnosť vyšších členov vrstevného sledu nemôžeme zaradiť k vyššie opisovaným, no môžeme uvažovať o ich stredno-vrchnotriasovom veku. V centrálnych častiach masívu dolomity nadobúdajú hrubolavicovitý až masívny charakter a dodávajú niektorým oblastiam bizarný ráz, v podobe skalných brál a brán.

Vyšnoslavkovské vrstvy

Boli vyčlenené ako formálna litostratigrafická jednotka (M. POLÁK — E. PLANDEROVÁ 1987). Z litologického hľadiska ide o čierne, tmavosivé, výrazne lavicovité (10—25 cm), v spodnej časti hrubšie lavicovité vápence s hladkým lomom. Vápence sú výrazne bituminózne. Vo vrchnej časti obsahuje súvrstvie vložky tmavosivých, bituminóznych ílovcov a bridlíc. Mikrofaciálne sú to biomikrity, mikrity s nízkou frekvenciou organickej zložky. Vek súvrstvia bol na základe mikrosporomorfového spoločenstva a postavenia vo vrstevnom slede stanovený ako spodný karn (jul).

Lunzské vrstvy

V priamom nadloží vyšnoslavkovských vrstiev vystupuje súvrstvie tmavosivých, sivých, hnedastých ílovitých bridlíc. Obsahuje vložky, lavičky tmavých slabopiesčitých dolomitov. Maximálna hrúbka súvrstvia nepresahuje 8 m. Jeho vystupovanie je veľmi obmedzené a je odkryté v dvoch šošovkách. Biostratigrafická analýza sporomorfového spoločenstva (E. PLANDEROVÁ 1985) a postavenie súvrstvia poukazujú na spodný karn (jul—tuval), možno ho porovnávať so spodnou časťou lunzských vrstiev — s reingrabenskými bridlicami v zmysle D. ANDRUSOVA — J. BYSTRICKÉHO — O. FUSÁNA (1973).

Hlavný dolomit

Súvrstvie hlavného dolomitu môžeme vyčleniť len v západnej časti pohoria, v okolí Vyšného Slavkova, kde vystupuje v priamom nadloží lunzských vrstiev. Predstavuje najmladšiu litostratigrafickú jednotku hronika v oblasti Braniska.

Z litologického hľadiska je to jednotvárne súvrstvie sivých, svetlosivých, menej tmavých, prevažne masívnych dolomitov s prechodmi do hrubolavicovitých typov.

Dolomity sú prevažne mikrokryštalické, celistvé, často brekciovité. Sú silne rekryštalizované, pórovité až kavernózne. V niektorých prípadoch bolo možné pozorovať nevýrazné stromatolitové štruktúry. Časté sú prierezy silne rekryštalizovaných, v mnohých prípadoch vylúhovaných organických zvyškov.

Mikrofaciálne ide o dolosparity. Niekedy obsahujú silne rekryštalizované bioklasty. Na základe postavenia vo vrstevnom slede v nadloží lunzských vrstiev usudzujeme, že stratigrafické postavenie hlavného dolomitu začína vo vrchnom karne a prechádza do noriku — podľa analógie s ostatnými oblasťami Západných Karpát.

Zo severu transgredujú na mezozoikum sedimenty centrálnokarpatského paleogénu.

Tektonická stavba

Branisko predstavuje v rámci jadrových pohorí centrálnych Západných Karpát ojedinelé pohorie vytvárajúce výraznú morfológickú hrasť predĺženú v smere sever—juh. Oproti sedimentárnym komplexom centrálnokarpatského paleogénu je výrazne ohraničené zlomovými líniami. Zo západu je to systém zlomovej zóny poľanovskej, s priebehom SSV—JJZ v severnej časti pohoria, v južnej časti sa smer mení na S—J. Z východu obmedzuje mezozoické, paleozoické a kryštalické komplexy od paleogénu sústava šindliarskych zlomov, priebehu SSV—JJZ. Pohorím prebieha celá sústava zlomov paralelných s hlavnými líniami. Generálny smer štruktúr komplexov mezozoika, paleozoika (mladšieho) je východ—západ, s priemerným úklonom 30° k severu.

Z obalovej sekvencie sú na povrchu zachované len klastické sedimenty lúžňanských vrstiev a súvrstvie ílovitých, sericitických bridlíc, spodného triasu, zatiaľ čo mladšie členy môžeme predpokladať v jeho nadloží pod povrchom. Mezozoické sedimenty sú tu v bezprostrednom transgresívnom styku s kryštalinikom. Predstavujú pomerne jednoduchý, monoklinálne uložený komplex so sklonom k severu.

Sedimentárne komplexy križňanského príkrovu na povrchu v severnej časti Braniska nevystupujú. Tieto boli preukázané hlbokými štruktúrnonaftovými vrstvami na línii Lipany — Červenica (B. LEŠKO a kol. 1983).

Koncepciu a reinterpretáciu tektonickej stavby severnej časti Braniska podstatne určuje začlenenie klastických sedimentov mladšieho paleozoika severne

od priesmyku Braniska a na jeho severných svahoch do hronika, a to na základe litologických znakov a dôkladnej petrografickej analýzy.

Všetky tieto výskyty boli zaradené k nižnobocianskemu súvrstviu (vrchný karbón) a maluzinskému súvrstviu (perm) (J. VOZÁR — A. VOZÁROVÁ 1985).

V tejto súvislosti treba zdôrazniť, že predovšetkým sivé pieskovce, bridlice a fylity nižnobocianskeho súvrstvia v oblasti priesmyku Braniska chápal F. RÖSING (1947), ale aj ďalší autori (O. FUSÁN 1963, M. MAHEL 1964, 1967) ako súčasť gemerika. Výskyty vo východnej časti územia boli interpretované ako súčasť tatrika.

Z toho vyplýva, že nadložné spodnotriasové súvrstvia sú pokračovaním vrstevného sledu, a teda súčasťou štúreckého príkrovu.

Tento predpoklad podporuje aj charakter kempilských vrstiev spodného triasu, ktorý je analogický so súvrstviami identickej tektonickej jednotky v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát.

Tak v tektonickej superpozícii ležia na spodnotriasových súvrstviach obalovej sekvencie horninové komplexy hronika. Hlavnú časť príkrovu vytvárajú mierne zvrásnené karbonátové súvrstvia stredného a vrchného triasu, ktoré vyplňajú dorzálnu časť príkrovu, severne od kryštalického jadra v oblasti Lipovce—Lačnov—Vyšný Slavkov.

Podstatne zložitejší je štruktúrny plán v bazálnej časti príkrovu. Súvrstvia mladšieho paleozoika, nižnobocianske — karbón, maluzinské — perm, tu ležia v inverznom stratigrafickom slede a v podobe redukovaných šošoviek sa tiahnu v bazálnej časti príkrovu, kde sú výrazne divertikulované.

Ku vzniku týchto štruktúr dochádza počas pohybu príkrovu (A. TOLLMAN 1973), keď sa tu plastickejšie bridlice, pieskovce a fylity nižnobocianskeho súvrstvia dostali dopredu vo forme divertikúl (šošoviek, plytkých synklinál) do nadložia mladších súvrstvií, s ktorými sú vo výraznom tektonickom styku.

V okolí Kravcovej vytvárajú dolomity hronika malú tektonickú trosku ležiacu na klastikách spodného triasu obalovej sekvencie. Presunová línia je dobre pozorovateľná len vo východnej časti územia, kde na báze príkrovu vystupujú gutensteinské vápence; je tu uklonená pomerne príkro, asi 45° k severu. Na väčšine územia je jej priebeh prekrytý a niekoľkokrát dislokovaný popaleogénnymi zlomami smeru S—J.

Popaleogénne tektonické pochody vtláčili výrazný rys Branisku, predovšetkým prejavmi zlomovej tektoniky, čo sa odrazilo na súčasných morfológických znakoch pohoria. Zatiaľ čo centrálna a južná časť pohoria boli výrazne elevované, prejavujú sa značnými výškovými rozdielmi kryštalických a mezozoických komplexov od paleogénnych sedimentov, v severnej časti sú tieto rozdiely minimálne. Mezozoikum sa k severu ponára pod paleogénne sedimenty.

Výrazne sa uplatnili aj zlomové línie východozápadného smeru pri severnom okraji Braniska. Silne zvrásnené paleogénne sedimenty v tejto oblasti sú dôkazom silných tlakových účinkov rigidných hornín Braniska na svoje predpolie. To však svedčí aj o intenzívnych tlakoch a pohyboch zo severu na juh, ktoré sa čiastočne prejavili aj južnou vergenciou v mladopaleozoických a mezozoických komplexoch, predovšetkým vo východnej časti územia.

Záver

Na základe litostratigrafického, mikrofaciálneho a biostratigrafického skúmania sme dospeli k niektorým novým výsledkom.

Rozčlenili sme mohutný triasový karbonátový komplex na severných svahoch Braniska a definovali sme základné litostratigrafické jednotky triasu s ich litologickou, mikrofaciálnou a paleontologickou náplňou.

Dôležitým krokom bola dôkladná litologická a petrografická analýza mlado-paleozoických súvrství. J. VOZÁR — A. VOZÁROVÁ (1985) tu vyčlenili v podloží triasového komplexu nižnobocianske (karbón) a malužinské (perm) súvrstvie.

Na tomto základe sme mohli predložiť novú koncepciu stavby severných svahov Braniska, tohto dôležitého segmentu Západných Karpát.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the West Carpathians. Guidebook of the geol. Exc. Xth Congress KBGA, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—44.
- BYSTRICKÝ, J. 1967: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias der Westkarpaten. Geol. Zborn. Geologica carpath., 18, 2, Bratislava, 257—266.
- BYSTRICKÝ, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gesell. Geol.-u. Bergb., 21, Innsbruck, 289—310.
- BYSTRICKÝ, J. 1977: Litostratigrafické jednotky triasu Západných Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1983: in Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1, A—K, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105, 339—340.
- FEJDIOVÁ, O. 1981: Lúžňanské súvrstvie — formálna spodotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 92—105.
- FUSÁN, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—37.
- FUSÁN, O. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M—34—XXVII Vysoké Tatry, Bratislava, 79—100.
- LEŠKO, B. a kol. 1983: Oporný vrt Lipany 1 (4000 m). Regionál. Geol., Záp. Karpaty, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—78.
- MAHEE, M. 1964: Severogemeridné a hrnské synklinorium v centrálnych Karpatoch. Časopis pro Min. a Geol., 9, 4, Praha, 393—401.
- MAHEE M. 1967: Regionální Geologie ČSSR, 2, Západní Karpaty, 1, Praha, 318—333.
- MIŠÍK, M. 1968: Some aspects of diagenetic recrystallization in Limestones. Ing. Geol. Congr. Rep. od the XXII Ses. Pross., 8, Praha, 129—136.
- MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 23, Bratislava, 7—61.
- PLANDEROVÁ, E. 1985 in M. POLÁK a kol. 1985: Vysvetlivky k základnej geologickej mape, list 27434 Lipany, M 1:25000, Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POLÁK, M. 1976: Litológia, mikrofácie a dolomitizácia stredného triasu obalovej série Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 163—169.
- POLÁK, M. — PLANDEROVÁ, E. 1987: Príspevok k litostratigrafii vrchného triasu Braniska. Geol. Práce, Správy 86, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 133—142.
- RÖSING, F. 1947: Die geologischen Verhältnisse der Branisko — Gebirges und der Čierna hora (Karpaten). Z. der Dtsch. geol. Gesell., 99, Berlin, 8—39.
- TOLLMANN, A. 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Deuticke Verlag, Wien, 201—203.

VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. *Mineralia slov.* 13, 5, Bratislava, 385—403.

VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1985: Late Paleozoic of the West Carpathians. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, v tlači.

VOZÁR, J. — VOZÁROVÁ, A. 1985 in M. POLÁK a kol. 1985: Vysvetlivky k základnej geologickej mape SSR, list 27434, Lipany, M 1:25 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Milan Polák

Mesozoic of the northern part of the Branisko Mts.

Summary

The Branisko Mts. represent together with the Čierna hora Mts. the easternmost core mountains of the Inner West Carpathians. The northern part of the Branisko Mts. is built up of the crystalline basement, mantle sequence and carbonate complex of the Šturec nappe.

On the crystalline complex built up of various types of granitoids and crystalline schists the Upper Paleozoic and Lower Triassic lithostratigraphic units of the mantle sequence are lying in transgressive position.

The basal formation of the mantle sequence is formed by the Korytnány beds (J. VOZÁR — A. VOZÁROVÁ 1985) of Permian age, consisting of metamorphosed arcose greywackes and layers of volcanoclastic rocks. It is overlain by the Lower Triassic Lúžna Formation, consisting of clastic material of sandstones, quartzites, conglomerates. In the overlier are variegated clayey-sandy shales with intercalations of Lower Triassic quartzites. The younger lithostratigraphic units of the mantle sequence as well as of the Krížna nappe are not cropping out in the Branisko Mts.

In the Šturec nappe, which is in tectonic superposition on the mantle series, we distinguished the following lithostratigraphic units:

1. Nižná Boca Formation — Upper Carboniferous (J. VOZÁR, — A. VOZÁROVÁ 1981) formed by dark-grey, black sandstones, phyllites and layers of fine grained conglomerates.
2. Malužiná Formation — Permian, variegated, clastic sequence of shales and sandstones.
3. Lúžna beds — Lower Triassic (Scythian), quartzites, sandstones with intercalations of shales.
4. Campilian beds — Lower Triassic. Grey, greenish marly shales, with intercalations of limestones, calcareous sandstones.
5. Gutenstein limestones — Anisian. They are represented by dark, black banked limestones, with varieties of vermicular limestones, manifestations of distinct dolomitization, the presence of neptunic dyke.
6. Ramsau dolomites — Upper Anisian to Ladinian. They represent the mostly widespread lithostratigraphic unit, are formed by various types of dolomites.
7. Vyšný Slavkov beds — Lower Carnian. Grey, brown limestones with small intercalations of dark claystones in the upper part of the sequence.
8. Lunz beds — Lower Carnian. Grey, brown shales with small intercalations of weakly sandy dolomites. They are an equivalent of the Reingraben shales in the sense of D. ANDRUSOV — J. BYSTRICKÝ — O. FUSÁN (1973).
9. Hauptdolomit — Upper Carnian to Norian. Light and dark — coloured, massive and thick-banked dolomites.

The Branisko Mts. are distinctly bordered by the system of the Šindliar faults from the eastern side, by the Pofanovce fault from the west. The mountains are crossed by a whole series of parallel faults of general trend N—S.

From the main tectonic units the mantle sequence and in its overlier, in tectonic position the Šturec nappe are present here. We suppose the younger members of the mantle sequence below the surface, equally as the Krížna nappe, which has been found north of the mountains in the substratum of the Central Carpathian Paleogene.

Explanations to Photographic Plates

Plate I

Fig. 1 Tectonic breccia at the base of the Gutenstein Limestones.

Locality: Quarry at Šindliar. Photographed by M. Polák

Fig. 2 Exposure in the formation of the Gutenstein Limestones.

Locality: Quarry at Šindliar. Photographed by M. Polák

Plate II

Fig. 1 Pelmicritic texture. Gutenstein Limestone.

Locality: Quarry on the southern margin of Vyšný Slavkov. Magn. 40 ×, photographed by M. Polák

Fig. 2 Layers of wormy limestones in the Gutenstein Limestone.

Locality: Quarry on the southern margin of Vyšný Slavkov. Photographed by M. Polák

Fig. 3 Biomicritic texture of limestone with a cross-section of *Fronicularia woodwardi* HOVCHIN. Vyšný Slavkov beds.

Locality: Quarry at Podhorský potok near Vyšný Slavkov. Magn. 20 ×, photographed by M. Polák

Plate III

Fig. 1—6 *Dadocrinus gracilis* BUCH. Gutenstein Limestone.

Locality: Quarry on the southern margin of Vyšný Slavkov. Photographed by K. Horák

Plate IV

Fig. 1 Banded structure. Light-coloured bands are formed by dolomite, dark bands consist of limestone. A characteristic example of so-called „banded dolomitization“.

Locality: Quarry on the southern margin of Vyšný Slavkov. Gutenstein Limestone. Photographed by M. Polák

Fig. 2 Sedimentary dyke in Gutenstein limestones.

Locality: Quarry on the southern margin of Vyšný Slavkov. Photographed M. Polák

Plate V

Fig. 1 Contact of a sparitic dolomite matter (light-coloured) with a fine-grained carbonate (limestone) matter in banded structure. Detail of Plate IV, Fig. 1.

Locality: Quarry on the southern margin of Vyšný Slavkov. Magn. 20 ×, photographed by M. Polák

Fig. 2 Filling of a sedimentary dyke. Fragment of a syntaxially growing crinoidal segment in the contact with a detritus of other crinoidal fragments. Gutenstein Limestone.

Locality: Quarry on the southern margin of Vyšný Slavkov. Magn. 20 ×, photographed by M. Polák

Plate VI

Fig. 1 Formation of the Vyšný Slavkov beds — Lower Carnian, Šturec nappe.

Locality: Quarry at Podhorský potok near Vyšný Slavkov. Photographed by M. Polák

Fig. 2 Basal transgressive conglomerate lithofacies. Boulders are mainly of carbonate material.

Locality: West of Lačnov. Photographed by M. Polák

Plate VII

Fig. 1 Transgressive contact between Upper Triassic dolomites of the Šturec nappe and the Central-Carpathian Paleogene.

Locality: Road cut from Lipovce to Lačnov. Photographed by M. Polák

Fig. 2 Tectonically deformed mixed claystones and broken sandstone heavy beds on an E—W trending fault line confining the Branisko Mts. in the north.

Locality: Quarry at Podhorský potok near Vyšný Slavkov. Photographed by P. Gross

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. I

Obr. 1 Tektonická breccia na báze gutensteinských vápencov.

Lokalita: Kameňolom v Šindliari. Foto: M. Polák

Obr. 2 Odkryv v súvrství gutensteinských vápencov.

Lokalita: Kameňolom v Šindliari. Foto: M. Polák

Tab. II

Obr. 1 Pelmikritická štruktúra. Gutensteinský vápenec.

Lokalita: Kameňolom na južnom okraji Vyšného Slavkova. Zväčšené: 40 ×. Foto: M. Polák

Obr. 2 Polohy červíkovitých vápencov v gutensteinskom vápenci.

Lokalita: Kameňolom na južnom okraji Vyšného Slavkova. Foto: M. Polák

Obr. 3 Biomikritická štruktúra vápenca s prierezom *Frondicularia woodwardi* HOVCHIN. Vyšnoslavkovské vrstvy.

Lokalita: Kameňolom v Podhorskom potoku pri Vyšnom Slavkove. Zväčšené: 20 ×, Foto: M. Polák

Tab. III

Obr. 1—6 *Dadocrinus gracilis* BUCH. Gutensteinský vápenec.

Lokalita: Kameňolom na južnom okraji Vyšného Slavkova. Foto: K. Horák

Tab. IV

Obr. 1 Prúžkovaná textúra. Svetlé prúžky sú tvorené dolomitom, tmavé prúžky vytvára vápenec. Charakteristický príklad tzv. „prúžkovanej dolomitizácie“.

Kameňolom na južnom okraji Vyšného Slavkova. Gutensteinský vápenec. Foto: M. Polák

Obr. 2 Sedimentárna dajka v gutensteinských vápencoch.

Lokalita: Kameňolom na južnom okraji Vyšného Slavkova. Foto: M. Polák

Tab. V

Obr. 1 Kontakt sparitickej dolomitovej hmoty (svetlá farba) s jemnozrnnou karbonátovou (vápencovou) hmotou v prúžkovanej textúre. Detail z tab. IV, Obr. 1.

Lokalita: Kameňolom na južnom okraji Vyšného Slavkova. Zväčšené 20 ×, Foto: M. Polák

Obr. 2 Výplň sedimentárnej dajky. Úlomok syntaxiálne dorastajúceho článku krinoida v kontakte s detritom iných úlomkov krinoidov. Gutensteinský vápenec.

Lokalita: Kameňolom na južnom okraji Vyšného Slavkova. Zväčšené: 20 ×, Foto: M. Polák

Tab. VI

Obr. 1 Súvrstvie vyšnoslavkovských vrstiev — spodný karn štúreckého príkrovu.

Lokalita: Kameňolom v Podhorskom potoku pri Vyšnom Slavkove. Foto: M. Polák

Obr. 2 Bazálna transgresívna konglomerátová litofácia. Valúny sú prevažne z karbonátového materiálu.

Lokalita: Západne od Lačnova. Foto: M. Polák

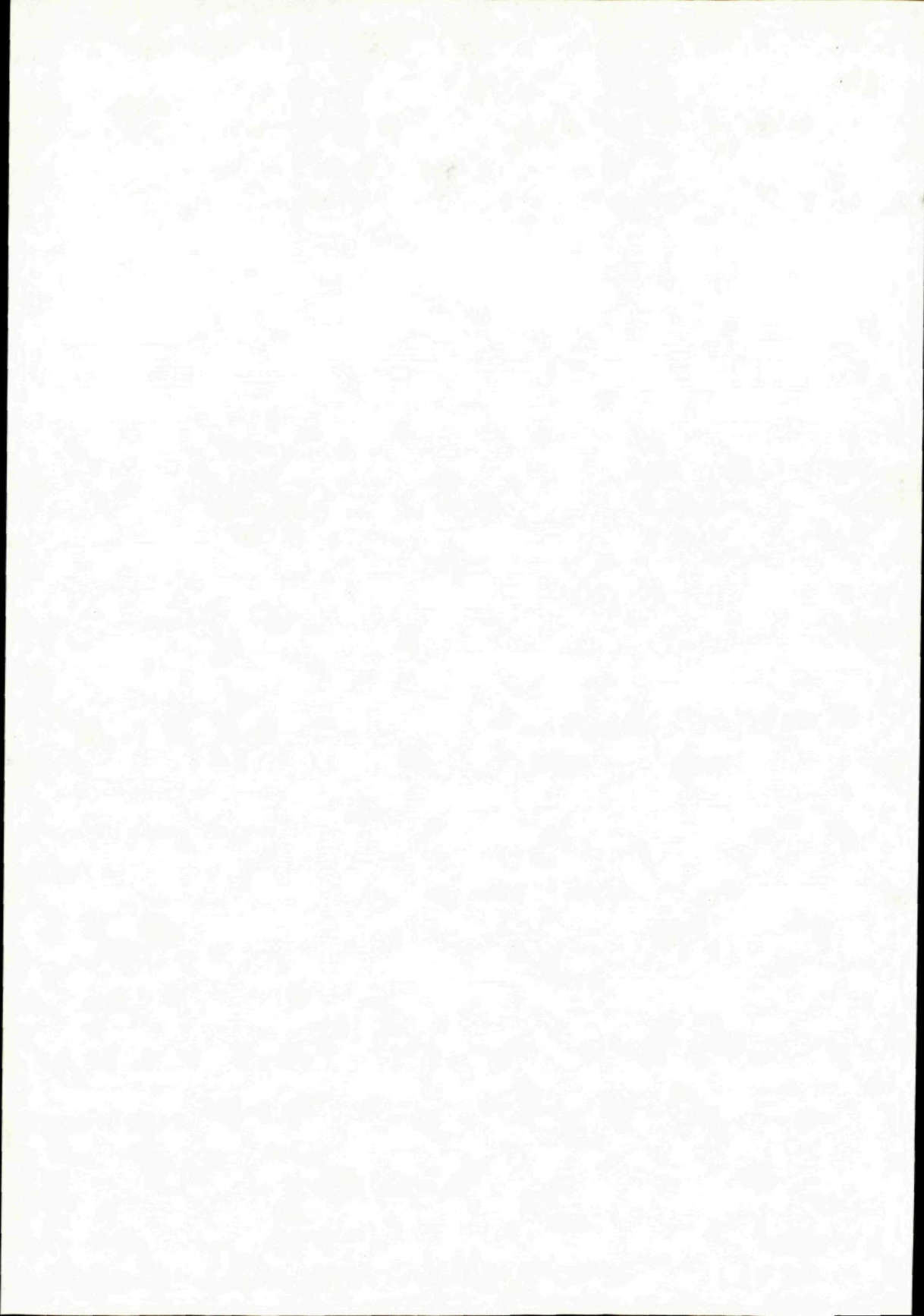
Tab. VII

Obr. 1 Transgresívny kontakt medzi dolomitmi vrchného triasu štureckého príkrovu a centrálno-karpatským paleogénom.

Lokalita: Zárez cesty z Lipoviec do Lačnova. Foto: M. Polák

Obr. 2 Tektonicky deformované, prehnetené ílovce a drvené lavice pieskovcov na zlomovej línii smeru V—Z, obmedzujúcej Branisko zo severu.

Lokalita: Kameňolom v Podhorskom potoku pri Vyšnom Slavkove. Foto: P. Gross



Stanislav Jacko

Nové oblasti vrchnotriasových súvrství v mezozoiku Čiernej hory

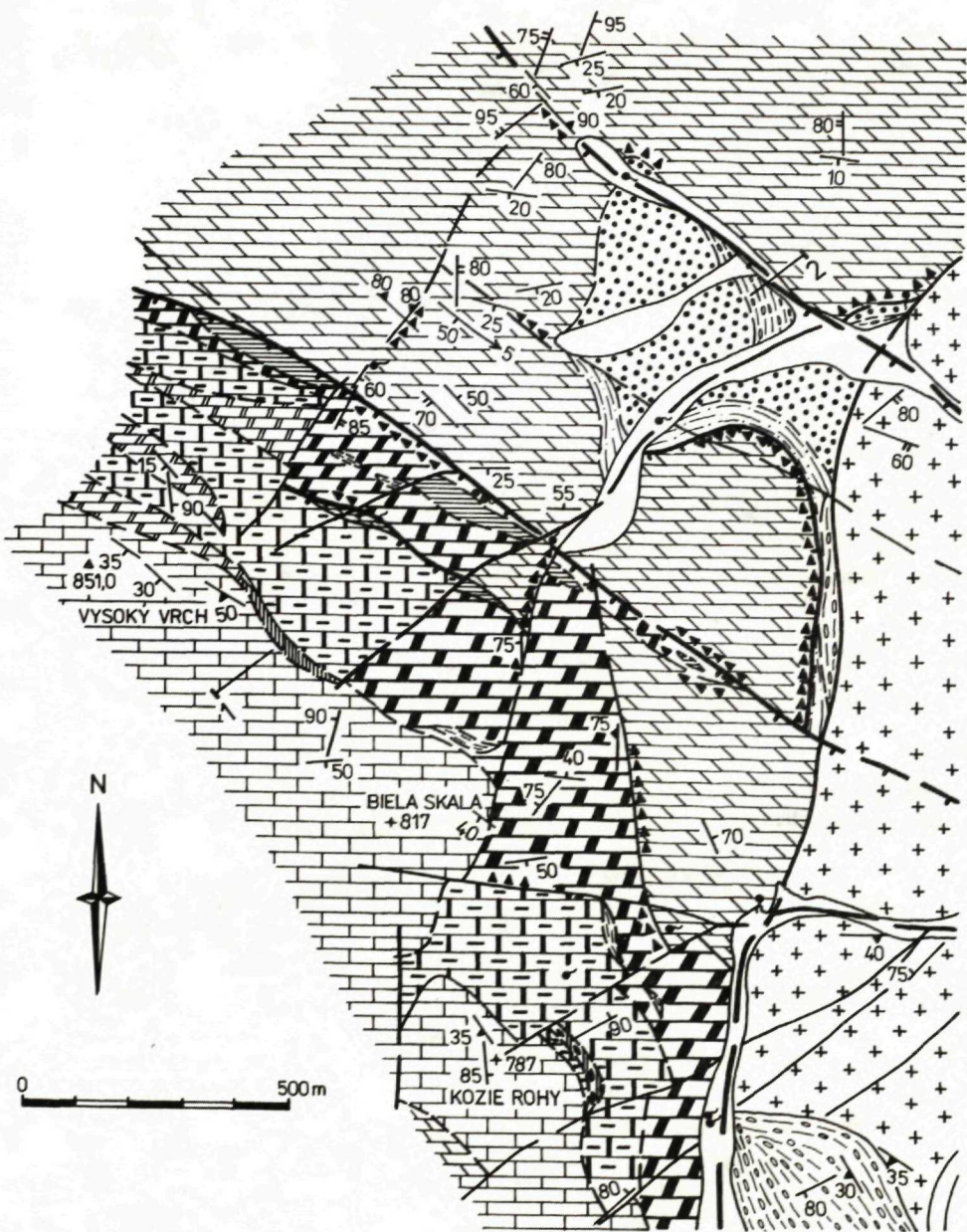
2 obr.

Abstract. The Upper Triassic Formation of the Čierna hora Mts. Mesozoic sequence are of the same (i.e. a regional) extent and lithostratigraphical development. A primary identity of the mentioned formations which are presently located in spatially separated synformal structures is also supported by identical mineralogical and chemical composition of the stratigraphical analogous horizons. These features and the clear compositional differences between the stratigraphically equivalent horizons of the Čierna hora and neighbouring Gemeric Mesozoic sequences shows that from the point of view of the Upper Triassic development there is no reason to suppose a presence of paleotectonically different Mesozoic Formations in the mutually separated synforms of the Čierna hora Mts. and there cannot be any paleotectonic analogy between the Mesozoic sequences of this region and the Gemeric unit. The absence of the Rhaet Formation in the individual synforms of the Čierna hora Mts. which is the only difference within their Upper Triassic formations can be explained in several ways.

Úvod

Nedostatok skamenelín a neúplné poznatky o litostratigrafii mezozoika Čiernej hory boli základným dôvodom jeho rozpornej paleogeografickej, teda aj paleotektonickej interpretácie. F. RÖSING (1947) a Ľ. DIVINEC (1979) tu predpokladali obalové sekvencie a krížňanský príkrov, O. FUSÁN (1960) jednotný vývoj obalového (veľkobočekého) typu a napokon M. MAHEL (1967) uvádza krížňanský typ so zvláštnym (obalovým) pomerom k podložiu, ale s dvoma „sériami“ — hrabkovskou a ružínskou až po obalovú a severogemerskú, resp. vernársku jednotku (M. MAHEL 1983).

Ku kritériám pre zaraďovanie mezozoika Čiernej hory do odlišných tektonických, resp. litostratigrafických jednotiek patria i predpokladané litofaciálne rozdiely vrchnotriasových súvrství v hrabkovskej a ružínskej „sérii“. Pre prvú je charakteristický typický vývoj lunzských vrstiev, karpatského keupru a rétu; druhá sa vyznačuje sporadickým zastúpením lunzských vrstiev, neprítomnosťou karpatského keupru v typickom vývoji a rétu (M. MAHEL 1967). V poslednom čase, v súvislosti s prípravou podkladov pre mapu oblasti Čierna hora —



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24

Slubica, sme východne od klenovského zlomu skúmali všetky predtreťohorné útvary Čiernej hory. Cieľom tohto príspevku je upozorniť na nové poznatky o type a rozšírení vrchnotriasových súvrství v tomto úseku mezozoika Čiernej hory, ktoré treba zohľadniť pri úvahách o jeho paleotektonickej príslušnosti.

Nové oblasti vrchnotriasových súvrství

Podrobným výskumom boli preukázané oblasti vrchnotriasových súvrství po oboch stranách kryštalinika Čiernej hory. Pri jeho sv. okraji — v hrabkovej „sérii“ má novozistený vrchný trias najkompletnejší vývoj východne od Ruských Peklián, v oblasti kóty 392,9—Hrabník. Začína sa dvoma šošovkami lunzských vrstiev (čierne laminované, sľudnaté bridlice so sporadickými centimetrovými vložkami hrdzavošedých pieskocov) o hrúbke asi 7, príp. 16 m. Nadložný hrubolavicovitý, miestami masívny, svetlo- až béžovošedý, ale aj tmavošedý hlavný dolomit má hrúbku 80—130 m.

Typický vývoj keupru s prevahou červenohnedých a zelených bridlic nad dolomitmi a s jemnozrnnými žltošedými pieskocami je zastúpený západne a juhovýchodne od Hrabníka. V jeho podloží sú vyvinuté svetlo- až žltošedé lavicovité dolomity s vložkami (cm—dm) olivovozelených i červenohnedých bridlic. Tento horizont pokračuje ďalej k juhovýchodu za údolie Svinky. Styk keuperského súvrstvia s hlavným dolomitom i nadložnými detailne prevrásnenými jurskými vápencami je tektonizovaný.

Podstatne rozsiahlejšie zastúpenie vrchného triasu v M. MAHELOM (l.c.) vyčlenenej ružinskej „sérii“ preukázal S. JACKO (1981). V závere údolia Uhrinče, kde má táto jednotka najúplnejší vývoj, vrchnotriasové súvrstvie (lunzské vrstvy, karpatský keuper) vystupujú v približne 300—400 m širokom pruhu smeru SZ—JV o dĺžke 2,5 km. Ich styk s podložnými dolomitmi stredného triasu a miestami aj s nadložnými vápencami je výrazne tektonizovaný (obr. 1).

Lunzské vrstvy tvoria štyri šošovkovité polohy 10—100 m dlhé, pri báze vrchnotriasového súvrstvia (s max. hrúbkou 20—35 m) alebo na nej. Tvoria ich hlavne čierne sľudnaté bridlice s obsahom šošoviek jemnozrnných pieskocov milimetrových hrúbok, ktoré miestami evidentne fixujú šikmé zvrstvenie.



Obr. 1 Geologická mapa záveru údolia Uhrinče (Čierna hora)

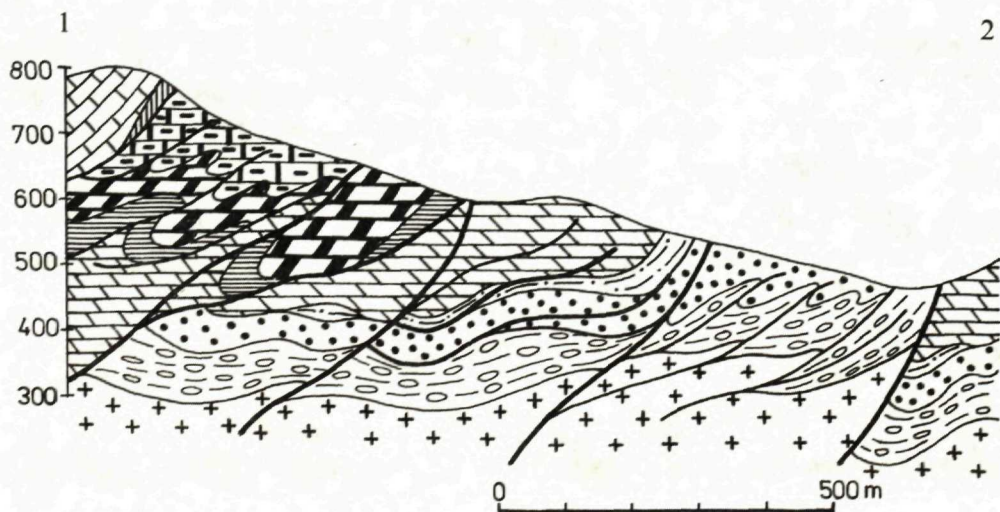
1 — kvartér, 2—11 mezozoikum, 2—3 jura; 2 — svetlé kryštalické vápence (doger ?), 3 — tmavošedé doskovité vápence (lias), 4—8 vrchný trias, 4—6 karpatský keuper, 4 — béžovožlté a tmavošedé dolomity, pestré bridlice, žltošedé kremence, 5 — béžovožlté a modrošedé jemnozrnné dolomity, 6 — šedé dolomity s rohovcami, 7 — hlavný dolomit, 8 — vložky pestrých bridlic v hlavnom dolomite, 9 — lunzské vrstvy, 10 — hrubolavicovité šedé dolomity (anis-ladin), 11 — zelené a fialové bridlice s vložkami pieskocov (verfénske vrstvy — skýt), 12 — kremence (skýt), 13 — fialové droby a bridlice (perm), 14 — biotitický granodiorit, 15 — geologické hranice, 16 — smer a sklon vrstiev, 17 — smer a sklon dislokácií, 18 — kliváž, 19 — osi vrás, 20 — prešmyky, 21 — zlomy, 22 — polohy rauvakov, 23 — pramene, 24 — profilová línia

V strednej a vyššej časti horizontu sú bežné centimetrové vložky jemnozrnných, šedých sľudnatých pieskocov. Smerom k juhovýchodu vrstvy obsahujú zvýšený podiel šedo zelených až olivovo zelených piesčitých bridlic.

Nadložený hlavný dolomit, o priemernej hrúbke asi 60—80 m, je litologicky značne variabilný. Okrem svetložltých hrubolavicovitých až masívnych dolomitov je bežne tvorený jemnozrnnými masívnymi šedomodrými až čiernymi varietami, ktoré v jv. úseku súvrstvia zaberajú podstatnú (najmä centrálnu a vrchnú) časť jeho profilu. Miestami (hlavne vo vrchnej časti) sú v hlavnom dolomite vyvinuté drobné, šošovkovité polohy pestrých (šedé, šedo zelené, fialové, čierne) bridlic dm — m hrúbok.

Typické súvrstvie karpatského keupru v nadloží hlavného dolomitu bolo z ružinskej „série“ (z tejto oblasti) vôbec po prvýkrát opísané autorom príspevku v r. 1981. V súvrství jednoznačne prevládajú lavicovité i masívne, jemnozrnné, béžovožlté, ale i tmavo- a modrošedé až čierne dolomity, obvykle s typicky žltobiелou patinou. Okrem decimetrových lavíc sa v bridliciach tvoria i samostatné šošovkovité telesá o hrúbke 25—35 m. Červenohnedé a šedo zelené bridlice, miestami s črepovitým rozpadom, tvoria v dolomitoch dm—10 m polohy. V hrubších bridličnatých polohách sú bežne zastúpené i cm—dm vložky svetložedých, resp. šedožltých jemnozrnných kremencov. Juhovýchodne od Kozích rohov (787 m) obsahujú dolomity vrchnej časti keupru 2—3 cm, najviac 10 cm hľuzy rohocov. Najúplnejší profil keupru je vyvinutý na sv. svahoch Vysokého vrchu. Priemerná hrúbka súvrstvia nepresahuje 120—160 m.

Analogický vývoj vrchného triasu sme v poslednom čase zistili severne od veľkolomu Malá Vieska. Hrúbka lunzských vrstiev tu dosahuje 8—12 m, hlavného dolomitu 50—60 m, (svetložedé, celistvé, vo vrchných častiach lavicovité



Obr. 2 Geologický profil mezozoikom Čiernej hory v závere údolia Uhrinče
Vysvetlivky — ako pri obr. 1.

vrstvy s cm vložkami bridlíc). Karpatský keuper, pri východnom okraji prekrytý neogénom košickej štrkovej formácie, tvoria fialové, zelené a zelenošedé bridlice s tyčinkovitým rozpadom, cm—dm vložky svetlošedých kremencov a svetlošedé dolomity s bielou patinou.

Synformne prevrásnené lunzské vrstvy a hlavný dolomit (zs.—jv. štruktúra), s doskovitými jemnozrnnými modrošedými vápencami na báze prvých, boli ďalej preukázané v oblasti sz. od Kavečian (Kohútie, Daniska) a spolu s vrchnotriasovými dolomitmi potvrdené (O. FUSÁN 1960) z jv. svahov Hradovej.

Niektoré vzťahy vrchnotriasových súvrství

Podľa súčasných poznatkov majú vrchnotriasové súvrstvia v hrabkovej a ružinskej „sérii“ (až na predbežne nepreukázané zastúpenie rétu v poslednej) analogický vývoj. Najfrekvencovanejším horizontom týchto súvrství v oboch sériách sú svetlobéžovožlté až fialovošedé lavicovité dolomity s cm—dm vložkami olivovozelených, menej fialových, vzácne i tmavošedých bridlíc. Juhovýchodne od Hrabkova vystupuje tento horizont v inverznom nadloží typického keupru, do ktorého pozvoľne prechádza zvyšovaním podielu bridlíc a nasadzovaním kremencových lavíc. F. RÖSING (1947) ho preto zaraďuje do karpatského keupru. E. DIVINEC (1979) ho považuje za karnsko-norické dolomity karpatského keupru v rámci čiastkovej šupiny krížňanského prikrovu — v nadloží jurských vápencov. Juhovýchodne od Ruských Peklián je spomínaný horizont jednoznačne vyvinutý medzi hlavným dolomitom a typickým keuprom. V iných oblastiach, hlavne tam, kde lunzské vrstvy nie sú zastúpené, sa buď pozvoľne vyvíja zo stredného triasu a je zároveň jediným predstaviteľom vrchnotriasových súvrství (sútok Belej a Hornádu, S. JACKO 1975), alebo ubúdaním vložiek ílovitých bridlíc pozvoľne prechádza do lavicovitých dolomitov vrchného triasu, ktoré sú v tomto prípade najvrchnejším vrchnotriasovým horizontom (Čečatová, Bradlo, Hoľa).

Z uvažovaných vzťahov vyplýva, že predmetný horizont dolomitov a bridlíc v niektorých úsekoch mezozoika Čiernej hory pravdepodobne zastupuje chronostratigrafický interval lunzských vrstiev, hlavného dolomitu a azda i typického keupru. V každom prípade je tento horizont zastúpený v oboch „sériách“ vyčlenených M. MAHELOM (1967) — v hrabkovej i ružinskej. Takýto záver pochopiteľne evokuje otázku identity predmetného horizontu v oboch „sériách“.

Z otestovania základných horninových typov predmetného horizontu petrograficko-mineralogickými a fyzikálno-chemickými metódami sme získali niekoľko zaujímavých informácií:

Obsah $MgCO_3$ v polohách dolomitov dolomitovo-bridličnatého súvrstvia jv. od Hrabkova prakticky nevybočuje z rámca 79—96 %, t.j. z intervalu variability obsahu $MgCO_3$, v rámci jednotlivých lavíc dolomitu jedného odkryvu. I obsah akcesorických minerálov (kremeň, živce, sfuda ± ílovité minerály ± goethit ± hematit ± chlorit) a zrnitosť dolomitov 0,005—0,1 sú prakticky konštantné.

V rámci bridličnatých polôh jednoznačne prevládajú zelené bridlice, ktoré sa od červenohnedých líšia iba zníženým podielom kremeňa a Fe-minerálov.

Vrchnotriasové dolomity a zelené bridlice zo sútoku Belej a Hornádu sú zložením, zrnitosťou aj obsahom klastogénnych minerálov identické s analogickým horninovým typom z hrabkovského defilé.

Makroskopicky podobné karbonáty a bridlice vrchného triasu stratenskej skupiny Košických Hámrov sa od predmetných dolomitov a pelitov Čiernej hory zásadne líšia. Karbonáty obsahujú iba 5 alebo 57 % $MgCO_3$, a v ich klastogénnom podiele nie sú zastúpené živce ani sfudy. Pelity zodpovedajú vápnatým bridliciam.

Záver

Z výsledkov výskumu mezozoika Čiernej hory vyplýva viacero nových poznatkov o rozšírení, type a litológii jeho vrchnotriasových súvrství; tieto sa premietajú i do úvah o jeho paleogeografickej príslušnosti. K najzávažnejším patria:

— zastúpenie vrchnotriasových súvrství sv. i jz. od kryštalinika Čiernej hory je omnoho rozsiahlejšie než je známe z doterajších prác;

— vrchný trias mezozoika ružinskej „série“ obsahuje typické súvrstvie karpatského keupru;

— najrozšírejší horizont vrchného triasu Čiernej hory — lavicovité dolomity s vložkami pestrých bridlíc — sú litologicky analogické v oboch „sériách“ mezozoika Čiernej hory, ružinskej i hrabkovskej, a pravdepodobne v niektorých úsekoch laterálne zastupujú lunzské vrstvy i hlavný dolomit;

— uvedený horizont sa litologicky zásadne líši od podobných variet vrchného triasu stratenej hornatiny pri Košických Hámroch;

— z hľadiska litológie vrchného triasu Čiernej hory niet predbežne dôvodov vyčleňovať odlišné litostratigrafické jednotky so zásadným rozdielnym geotektonickým postavením. Intenzita selektívnej metamorfozy mezozoika Čiernej hory navyše priamo súvisí s jeho depozíciou v regionálnych prešmykových zónach margecianskeho typu. Obidva úkazy sú preukázateľne ponásunové.

Literatúra

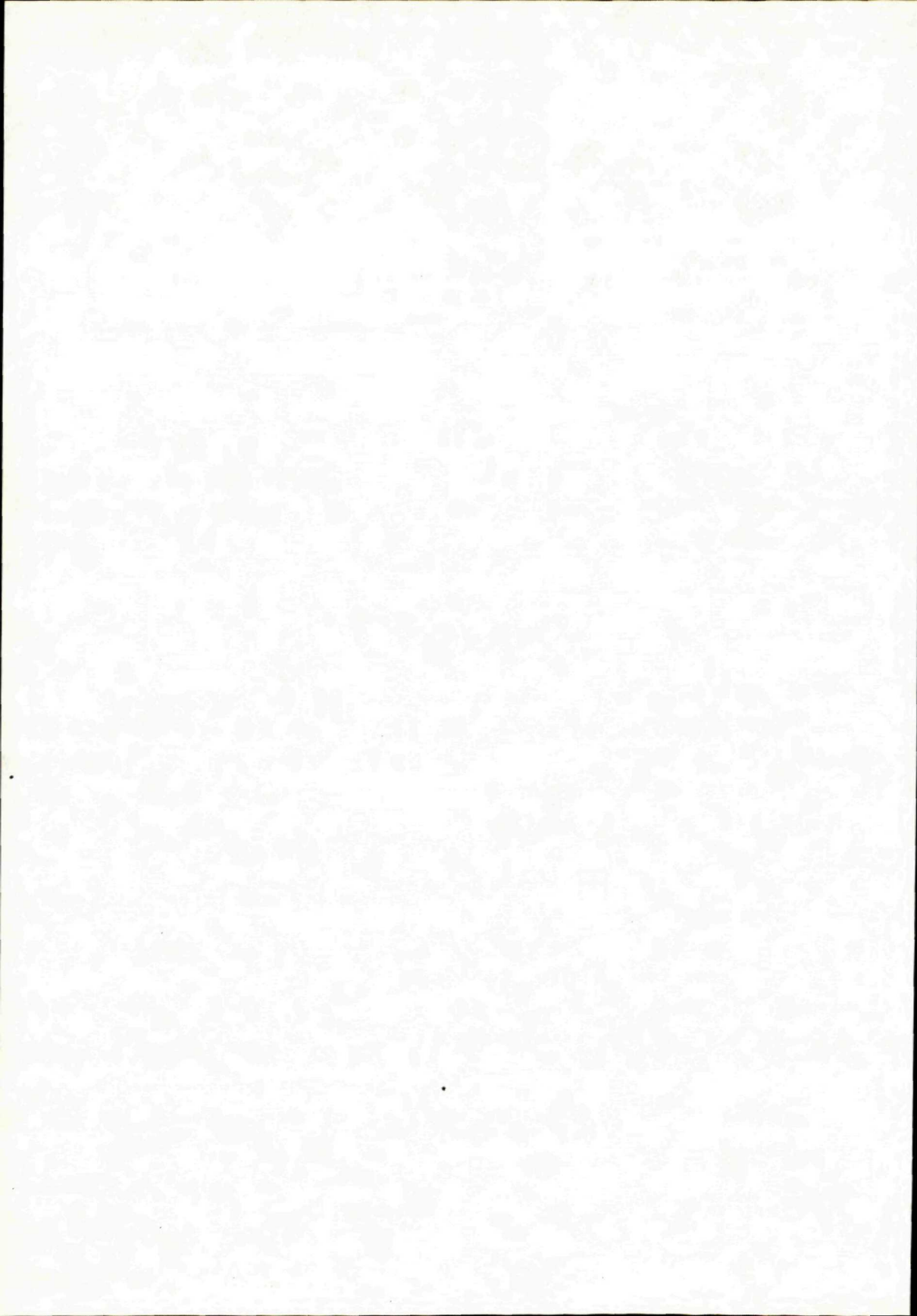
- DIVINEC, E. 1979: Vybrané profily zo sz. časti Čiernej hory. Tektonické profily Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99—103.
- FUSÁN, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 31—37.
- JACKO, S. 1975: Pásmo Čiernej hory — základné črty stavby. Mineralia slov., 7, 4, Bratislava, 53—60.
- JACKO, S. 1981: Geologicko-tektonická štúdia PVE Malá Vieska. Geofond, Bratislava, 1—52.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2 Západní Karpaty, Academia, Praha, 1—486.
- MAHEL, M. 1983: Severogemerická synklinála a besnický príkrov — príklady nadväznosti pri povrchových a hlbinných štruktúrnych elementoch. Mineralia slov., 15, 1, Bratislava, 1—22.
- RÖSING, F. 1947: Die geologischen Verhältnisse des Braniskogebirges und der Čierna hora (Karpaten). Z. Dtsch. geol. Gesell., 99, Berlin, 1—99.

Explanations to Figures

Fig. 1 Geological map of the upper end of the Uhrinča valley (Čierna hora Mts.)

1 — Quaternary, 2—11 Mesozoic, 2—3 Jurassic, 2 — light-coloured crystalline limestones (Dogger?), 3 — dark gray tabular limestones (Lias), 4—8 Upper Triassic, 4—6 Carpathian keuper, 4 — beige-yellow and dark gray dolomites, variegated shales, yellow-gray quartzites, 5 — beige-yellow and blue-gray fine-grained dolomites, 6 — gray dolomites with cherts, 7 — main dolomite, 8 — variegated shales intercalations in main dolomite, 9 — Lunz beds, 10 — heavy-bedded gray dolomites (Anissian — Ladinian), 11 — green and violet shales with sandstone intercalations (Werfénian beds — Scythian), 12 — quartzites (Scythian), 13 — violet graywackes and shales (Permian), 14 — biotitic granodiorite, 15 — geological boundaries, 16 — strike and dip of beds, 17 — strike and dip of dislocations, 18 — cleavage, 19 — fold axes, 20 — reverse faults, 21 — faults, 22 — rauwacke layers, 23 — springs, 24 — profile line

Fig. 2 Geological profile of the Čierna hora Mts. Mesozoic in the upper end of the Uhrinča
Explanations — The same as in Fig. 1.



Jan Řehánek

Faciální vývoj a biostratigrafie ernstbrunnských vápenců (střední — svrchní tithon, jižní Morava)

12 obr., 14 fotogr. tab. (VIII—XXI), anglické resumé

Abstract. A collective sedimentological, facial and micropaleontological study of the Middle and Upper Tithonian from drillhole profiles in southern Moravia. Biostratigraphy of limestones with the use of the assemblage of stomiosphaerid and calpionellid microfossils. Correlation of the described facial developments of the Outer West Carpathians underlier with the Tithonian of the Pavlovské vrchy Mts. and with the upper carbonate series of the underlier of the neighbouring lower-austrian molasse zone. Reconstruction of the sedimentary environment of the Ernstbrunn Limestones and paleogeography of the region in the Tithonian.

Úvod

Zavrásněné útržky světlých kalových a jemnozrnných malmských karbonátů jsou z vnějších flyšových souborů na jižní Moravě známé již řadu let. V několika vrtních profilech byly dokumentovány početným materiálem výplachových úlomků, avšak scházela hmotná dokumentace těchto hornin z autochtonní pozice, umožňující objasnění podmínek celého sedimentačního vývoje a získání dostačujících paleontologických podkladů k biostratigrafickému zhodnocení.

Obrat v tomto směru přinesly vrty Uhřice 11 a Sedlec 1, které zastihly autochtonní vrstvy těchto karbonátů. Detailní laboratorní studium získaného horninového materiálu vrtních jader z obou jmenovaných vrtů, výbrusy jednotlivých faciálních typů z vrtních jader i výplachových úlomků i srovnávací horninový materiál tithonských vápenců v tektonické pozici z vrtu Pálava 1 umožnily jednoznačnou a ve všech posuzovaných aspektech přesvědčivou korelaci těchto vrtně ověřených sedimentů s ernstbrunnskými vápenci nedalekých Pavlovských vrchů.

V dalším textu popsané faciální vývoje ernstbrunnských vápenců z různých vrtních lokalit jsou přínosem pro posouzení paleogeografických poměrů studované oblasti v období závěrečných fází sedimentace peliticko-karbonátové jury, uvedené mikrofosilní asociace mají objektivní význam pro upřesnění biostratigrafie svrchního malmu v sedimentárním pokryvu jihovýchodních svahů Českého masívu.

Za obětavou pomoc s kompletací korelačních vzorků ernstbrunnských vápenců z oblasti Pavlovských vrchů chci na tomto místě srdečně poděkovat RNDr. Z. Stráníkovi, CSc. z pobočky ÚÚG v Brně.

Stručný přehled historie výzkumů

Podrobné hodnocení výsledků jednotlivých etap terénních výzkumů ernstbrunnských vápenců není účelem předkládané práce. Omezíme se na pouhý výčet hlavních zpráv a rozsáhlejších prací.

Světlé jurské bradlové vápence pavlovsko-rakouského pásma od vápenců štramberských odlišil M. F. GLAESSNER (1931) a uplatnil pro ně již zavedené označení — vápence ernstbrunnské (A. BOUÉ 1830).

Litologické a paleontologické charakteristiky těchto vápenců můžeme najít v dnes již klasických pojednáních M. F. GLAESSNERA (1931, 1937), K. JÜTTNERA (1933), L. F. SPATHA (1933), K. MATZKY (1934), F. TRAUTHA (1948), D. ANDRUSOVA (1959) a dalších.

Novější výsledky průzkumu, přehodnocení starších litologických závěrů, tektonické řešení povrchových odkryvů i vrtních profilů v ernstbrunnských vápencích Pavlovských vrchů podali A. MATĚJKA a Z. STRÁNÍK (1961), Z. STRÁNÍK (1963), J. KALÁŠEK et al. (1963).

Historie systematického vrtního průzkumu stratigraficky nejvyšších vrstev autochtonní jury, především z hlediska jejich kolektorských vlastností pro ropu a zemní plyn, započala na našem území i v sousedních oblastech Rakouska až počátkem sedmdesátých let.

M. ELIÁŠ (1973) popsal na vrtbě Němčičky 1 ve výplachových úlomcích z hloubky 2230 m bělošedé, zelenošedě skvrnitě, dolomitické vápence (výbrus ÚÚG 97737/I), které původně označoval jako „svrchní vápence“. V pozdějších faciálních popisech jury dyjského bloku však pouze na tomto nevelkém a v té době i ojedinělém materiálu několika výplachových úlomků vyčlenil novou regionální litostratigrafickou jednotku autochtonní jury — tzv. kobylské karbonáty (M. ELIÁŠ 1981, str. 122—123).

F. BRIX — A. KRÖLL — B. WESSELY (1977) uvedli z podloží východní části molasové zóny v Rakousku šedé, jemně detritické až kalové platformové vápence o mocnosti více než 100 m, v dolních partiích s rohovci, výše pak světlejší a relativně vápnitější, vrstevnaté se stylolity a částečně dolomitizované. Tento vápencový soubor označili ve vrtních profilech jako tzv. svrchní karbonátovou serií, přesněji pak jako ernstbrunnské vápence.

Vývoj ernstbrunnských vápenců v autochtonním pokryvu jv. svahů Českého masívu východně od linie Ameis — Bulhary — Kobyly, v prostoru výrazných vnitropánevních elevací, předpokládal V. ŠPIČKA (1976).

Na mikrofaciální příbuznost některých výplachových úlomků z vrtu Strachotín 2 s ernstbrunnskými vápenci nedalekých Pavlovských vrchů jsme poukázali již před časem (J. ŘEHÁNEK 1978, str. 329).

Autor předkládané práce měl možnost faciálně porovnat vzorky ernstbrunnských vápenců z několika rakouských vrtů s výbrusovými vzorky ernstbrunnských vápenců našich povrchových a vrtních lokalit. Výsledné konstatování nepochybné faciální příbuznosti porovnávaného materiálu z obou stran státní hranice pak vedlo ke korelaci ernstbrunnských vápenců z vrtu Pálava 1 (Pavlovské vrchy, bradlo Děvína) s četnými vrtnými vzorky stratigraficky nejvyšších malmských karbonátů z předpokládaného pásma rozsáhlých pobřežních mělčín tithonské sedimentační pánve, tj. z prostoru východně a jihovýchodně od tektonicky situovaných vápencových bloků oblasti Pavlovských vrchů. Faciální a mikropaleontologická příbuznost hodnoceného horninového materiálu z autochtonní i tektonické pozice je naprosto evidentní a umožňuje načrtnout přibližný model společné, morfologicky diferencované sedimentační zóny (viz v dalším).

Přínosem bylo také prostudování fotodokumentace dříve vyčleňovaných kobylských karbonátů (M. ELIÁŠ l.c.), která podle našeho názoru vykazuje velmi blízké faciální znaky některým vývojem ernstbrunnských vápenců pavlovsko-waschbergského pásma.

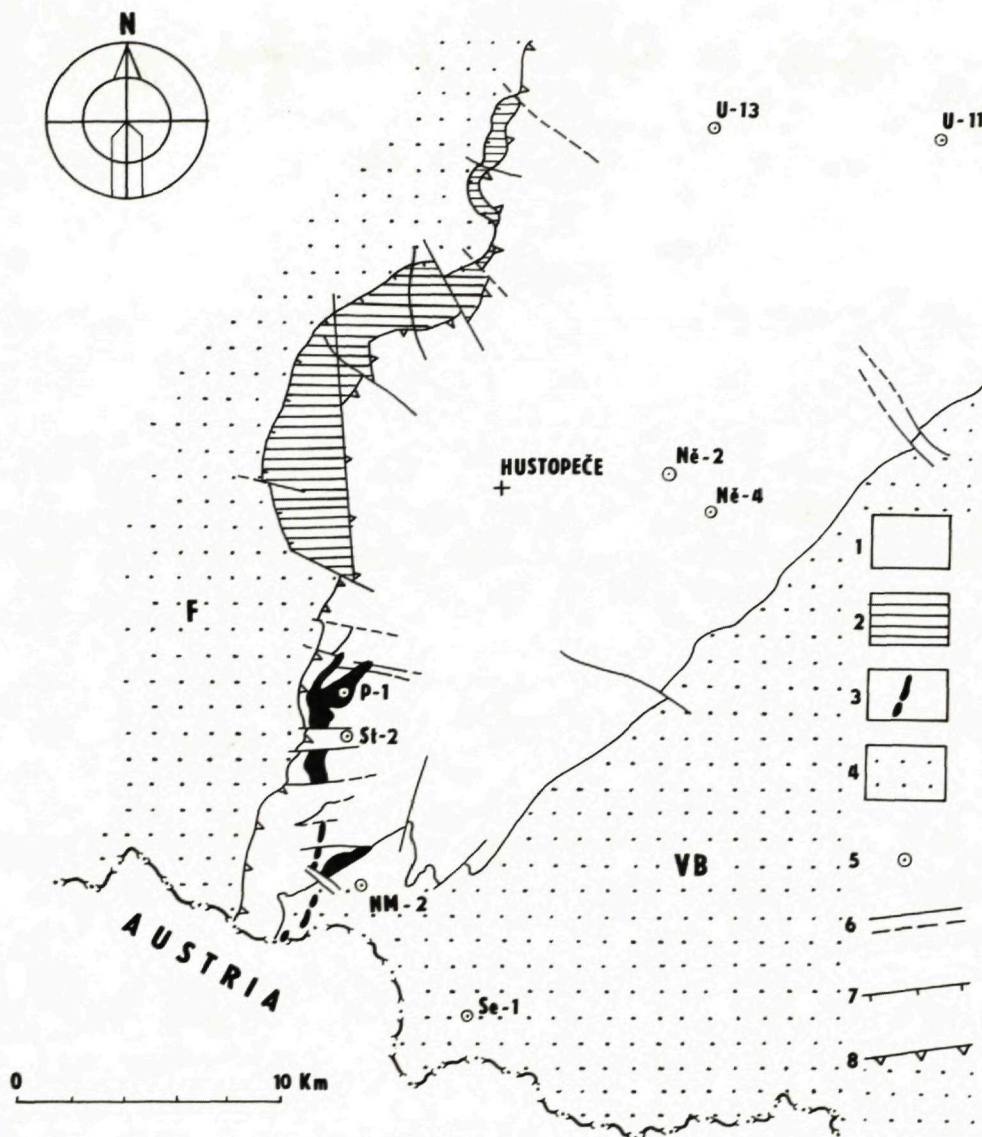
V zájmu snadné korelace a jednotného pojetí litostratigrafické klasifikace našich a rakouských vrtních profilů, v zájmu snazší orientace v litostratigrafických charakteristikách mesozoika různých autorů, působících na tomto nevelkém území, pokládáme za nezbytné označovat dosud vrtně ověřené nejmladší produkty závěrečných fází malmské sedimentace na jihovýchodních svazích Českého masivu klasickým, v domácí i zahraniční literatuře řadu let vžitým názvem — vápence ernstbrunnské. Označení je v souladu s publikovanými zásadami čsl. stratigrafické klasifikace (I. CHLUPÁČ 1978), především pak v souladu se zásadou priority názvosloví litostratigrafických jednotek.

Opodstatněnost našich závěrů je v následujícím textu doložena výsledky litologického, mikrofaciálního, mikropaleontologického i chemického studia hodnocených sedimentů i porovnáním jejich mikrofotografické dokumentace z různých vrtních lokalit.

Úložné poměry a mikrofaciální charakteristiky ernstbrunnských vápenců ve vrtních profilech na Moravě

Vzorky ernstbrunnských vápenců byly hodnoceny na osmi vrtních lokalitách (obr. 1).

Základní korelační význam má vrt Pálava 1 (ÚÚG Praha, cca 340 m jjz. od kóty Děvína). Vrt prokázal zdejší tektonickou pozici ernstbrunnských vápenců ve dvou odloučených blocích (Z. STRÁNÍK et al. 1962). Svrchní blok mocnosti 14,4 m představuje zcela odlišný mikrofaciální vývoj od bloku spodního, odvrтанé mocnosti 129 m. Oba tektonické bloky jsou v profilu vzájemně odděleny souvrstvím klenčnických vrstev (kimeridž — spodní tithon, resp. svrchní oxford — spodní tithon), souvrstvím sedimentů na přechodu klenčnických vrstev do ernstbrunnských vápenců a sedimentů miocénu, v rámci spodního bloku i sedi-



Obr. 1 Geologická skica karpatské předhlubně, flyšového pásma Karpat a vídeňské pánve na jižní Moravě (V. ŠPIČKA et al. 1976) s vyznačenou pozicí studovaných vrtných lokalit: Sedlec 1 (Se-1), Nové Mlýny 2 (NM-2), Strachotín 2 (St-2), Pálava 1 (P-1), Němčíčky 2 (Ně-2), Němčíčky 4 (Ně-4), Uhřice 11 (U-11), Uhřice 13 (U-13).

Vysvětlivky: 1, 2 — vnější flyšové pásmo Karpat (1 — ždánická jednotka, 2 — pouzdřanská jednotka), 3 — mesozoikum Pavlovských vrchů, 4 — neogen karpatské předhlubně (F) a vídeňské pánve (VB), 5 — vrtní lokality, 6 — významné zlomy, 7 — linie přesunutí pouzdřanské jednotky, 8 — linie přesunutí ždánické jednotky.

mentů turonu (viz. Z. STRÁNÍK et al. 1962, Z. STRÁNÍK in V. HOUŠA et al. 1963, E. HANZLÍKOVÁ in T. BUDAY et al. 1967).

Ernstbrunnské vápence na vrtu Sedlec 1 jsou výplachovými úlomky a vrtním jádrem dokumentovány v podloží svrchně křídové písčito-glaukonitové serie (J. ŘEHÁNEK 1978) a v nadloží spodně tithonské biokalkarenitové serie autochtonního malmu (J. ŘEHÁNEK 1984b). Uvedený hloubkový interval 3600—3720 m byl při absenci dalších horninových vzorků stanoven především na základě karotážních měření (obr. 2).

Na vrtu Uhřice 11 jsou ernstbrunnské vápence karotážně a litologicky doloženy v mocnosti 116 m. V jejich nadloží je možno spolehlivě stanovit hloubkovou hranici se sedimenty spodního oligocenu. Dolní hranice na styku s tzv. dolomitizovaným komplexem autochtonního malmu (J. ŘEHÁNEK 1977a, 1983) je výrazně diageneticky překrytá (obr. 3).

Na vrtu Strachotín 2 jsou ernstbrunnské vápence dokumentovány pouze výplachovými úlomky. Tyto vápence spolu s dalšími jurskými a křídovými sedimenty zde vystupují v podobě útržků a bloků, zavrásněných hlavně v podmenilitovém souvrství ždánické jednotky.

Obdobnou geologickou pozici jako na předcházející lokalitě mají ernstbrunnské vápence i ve vrtním profilu Nové Mlýny 2.

Výplachovými úlomky zavrásněných fragmentů v pouzdřanské jednotce jsou ernstbrunnské vápence doloženy na vrtech Němčičky 2 a Němčičky 4.

Odlíšný charakter má výskyt ernstbrunnských vápenců na vrtu Uhřice 13. Tvoří zde, společně s dalšími denudovanými karbonáty jury, psefitické fragmenty v bazálních brekciích spodního oligocenu (tab. 1 v textu).

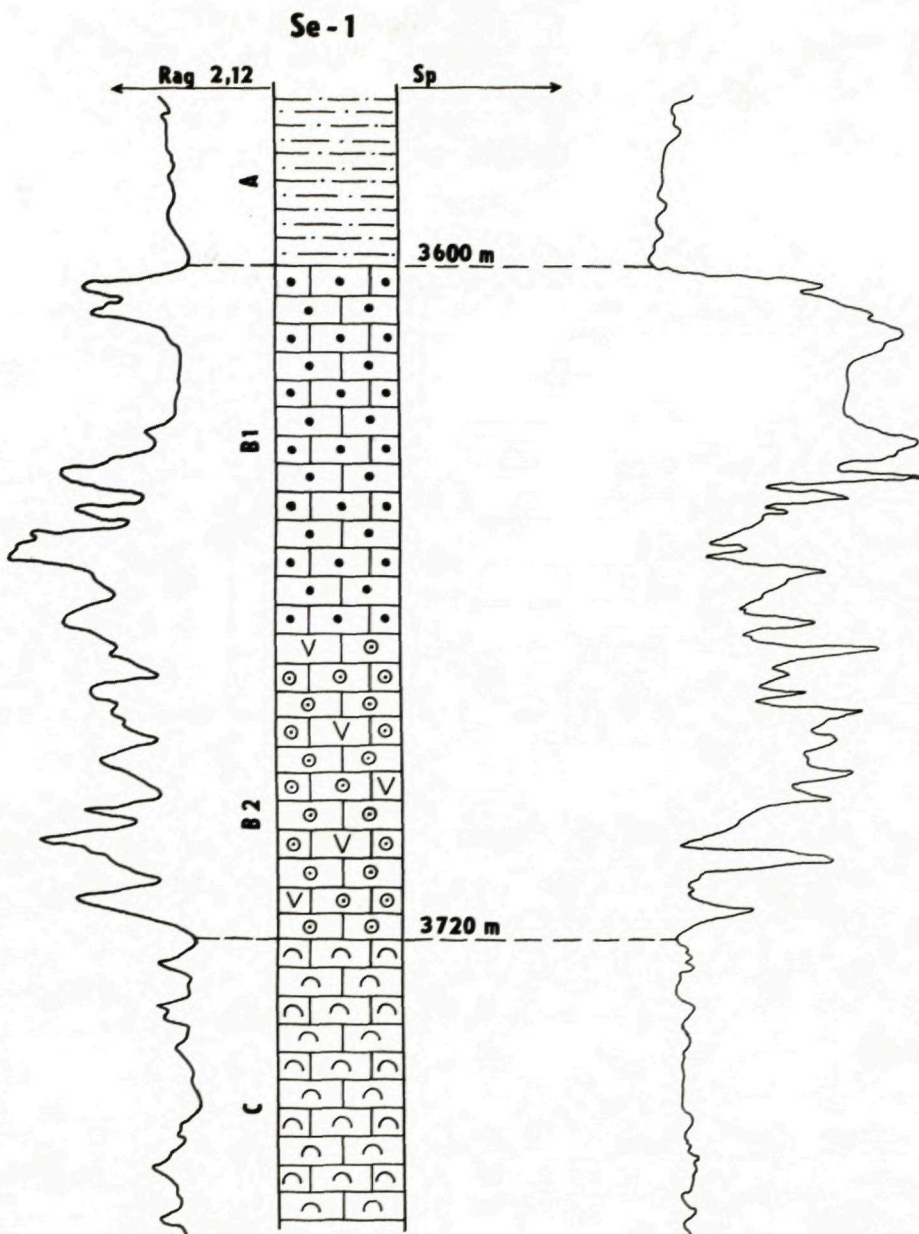
V následující části předkládaný přehled dosud poznanych mikrofaciálních vývoju ernstbrunnských vápenců na Moravě se opírá o výsledky detailního studia 119-ti výbrusů těchto sedimentů z vrtních profilů na našem území, menšího počtu archivních výbrusů z rakouských vrtních jader a pro dílčí porovnání i několika výbrusů ernstbrunnských vápenců z povrchových odkryvů v oblasti Pavlovských vrchů (lom na Turoldu a na S. Kopečku).

Mikrofacie kalových spongiových vápenců s rohovci

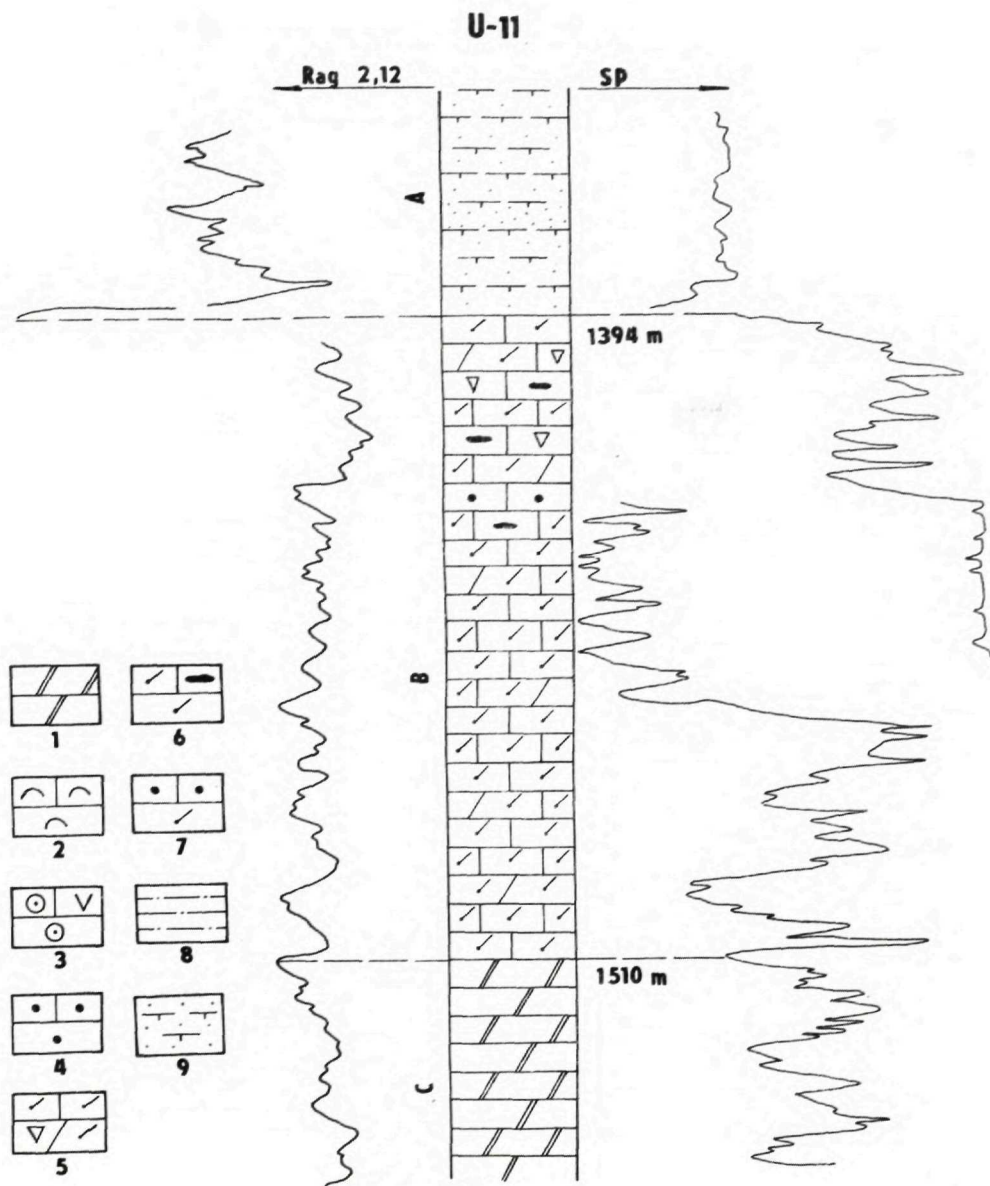
(tab. X/1—2, XIV/1, XVI/1—2, 4—5, XVII/2, 4—8, XVIII/1—9, XIX/1—4)

Lokality: Pálava 1 hloubka 5,6—20,0 m, Uhřice 11 vrtní jádra z hloubek 1406—1410,5 m, 1419—1429 m, 1438—1441 m, 1493—1496,5 m, Strachotín 2 výplachové úlomky z hloubek 630 m, 680 m, Němčičky 2 výplachové úlomky z hloubek 1520 m, 1521,5 m, 1650 m, Němčičky 4 výplachové úlomky z hloubky 2300 m, Uhřice 13 úlomky vápenců v brekciích spodního oligocenu ve vrtních jádrech z hloubek 1493—1497 m, 1502—1505,5 m, Sedlec 1 drobně valounová složka vápencových slepenců podmenilitového souvrství ždánické jednotky z hloubky 3200—3203 m.

Litologie: modravě šedě nebo krémově hnědé, lokálně slabě nazelenalé kalové vápence s drobnými pyritovými impregnacemi a jemnými stylolity, které jsou



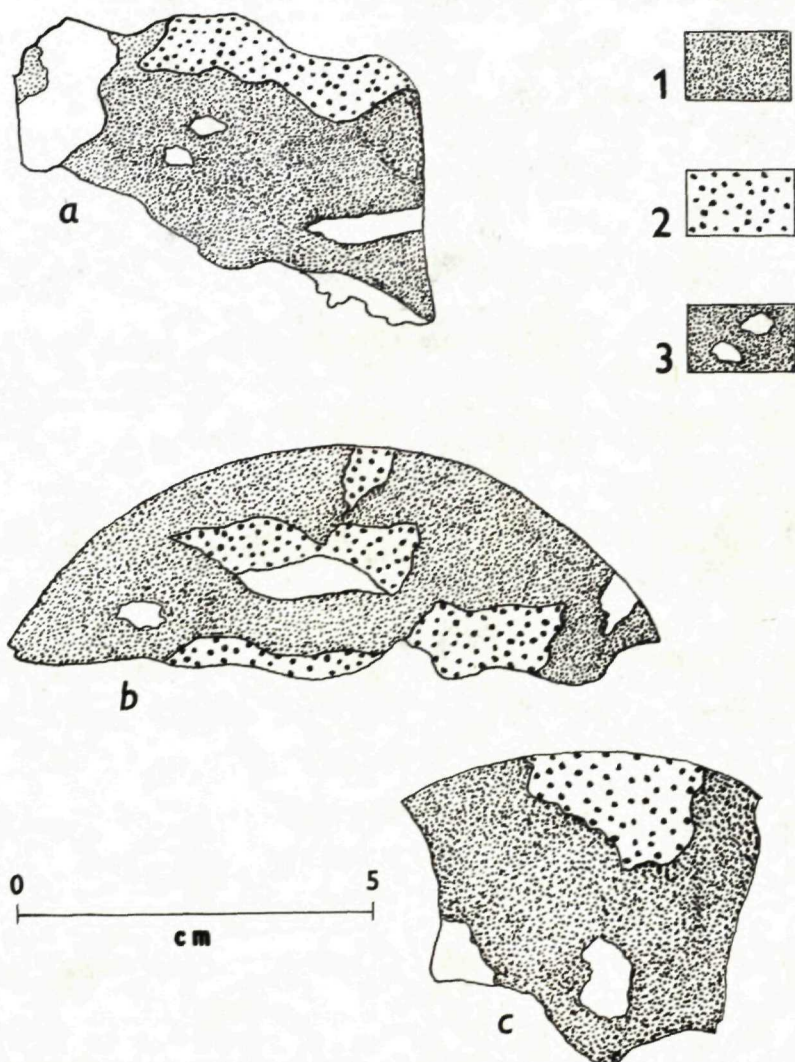
Obr. 2 Karotážní záznam úložných poměrů tithonu (B 1, B 2, C) a báze svrchní křídý (A) na vrtu Sedlec 1. Vysvětlivky viz obr. 3.



Obr. 3 Karotážní záznam úložných poměrů svrchních poloh mesozoika (B, C) a báze spodního oligocenu (A) na vrtu Uhřice 11.

Vysvětlivky: 1 — dolomitizovaný komplex svrchního malmu, 2 — biokalkarenity spodního tithonu, 3 — 7 ernstbrunnské vápence (3-fasovo-organodetrítické, 4 — pseudoolitické, 5—7 spongiové, nerovnoměrně dolomitizované s krasovými dutinkami — 5, drobnými rohovci — 6, pseudoolitickými polohami — 7), 8 — písčito-glaukonitová serie svrchní křídly ve vývoji písčitých spongiových jílovců, 9 — spodní oligocen ve vývoji písčitých vápnitých jílovců s polohami pískovců.

zvýrazňovány pyritem nebo jsou povlékány chloritovými minerály. Ojedinele drobné, černošedé nebo i medově žluté rohovce. Dutinky po vyluhovaných vápnitých schránkách makrofauny mají sekundární drůzovitou kalcitovou mineralizaci. Vzácné jsou nažloutlé krinoidové články o průměru 5—10 mm. Lokální nerovnoměrná dolomitizace dala vznik partiiim pseudohlíznatých vá-



Obr. 4 Nerovnoměrně dolomitizovaný spongiový biomikrit s krasovými dutinkami s krinoidovou biomikroruditovou výplní. Uhřice 11, fragmenty vrtního jádra č. 4, hloubka 1419—1424,7 m, a — vertikální řez, b, c — horizontální řezy k ose jádra.

Vysvětlivky: 1 — tmavší dolomitizovaný spongiový biomikrit, 2 — krinoidový biomikrorudit, 3 — světlé, ostře ohraničené ostrůvkovité relikty původního nedolomitizovaného, kalového spongiového vápence.

penců, kde bělošedé a ostře ohraničené reliktů původního kalového vápence jsou uzavírány tmavošedou dolomitickou hmotou (obr. 4). Ve svrchních polohách spongiových kalových vápenců na vrtu Uhřice 11 byly zaznamenány krasové dutinky s relativně mladší sedimentární výplní žlutým, jemnozrnným krinoidovým vápencem (obr. 4).

Základní typy sedimentů: proměnlivě dolomitizované, lokálně slabě silicifikované biomikrity a pelbiomikrity.

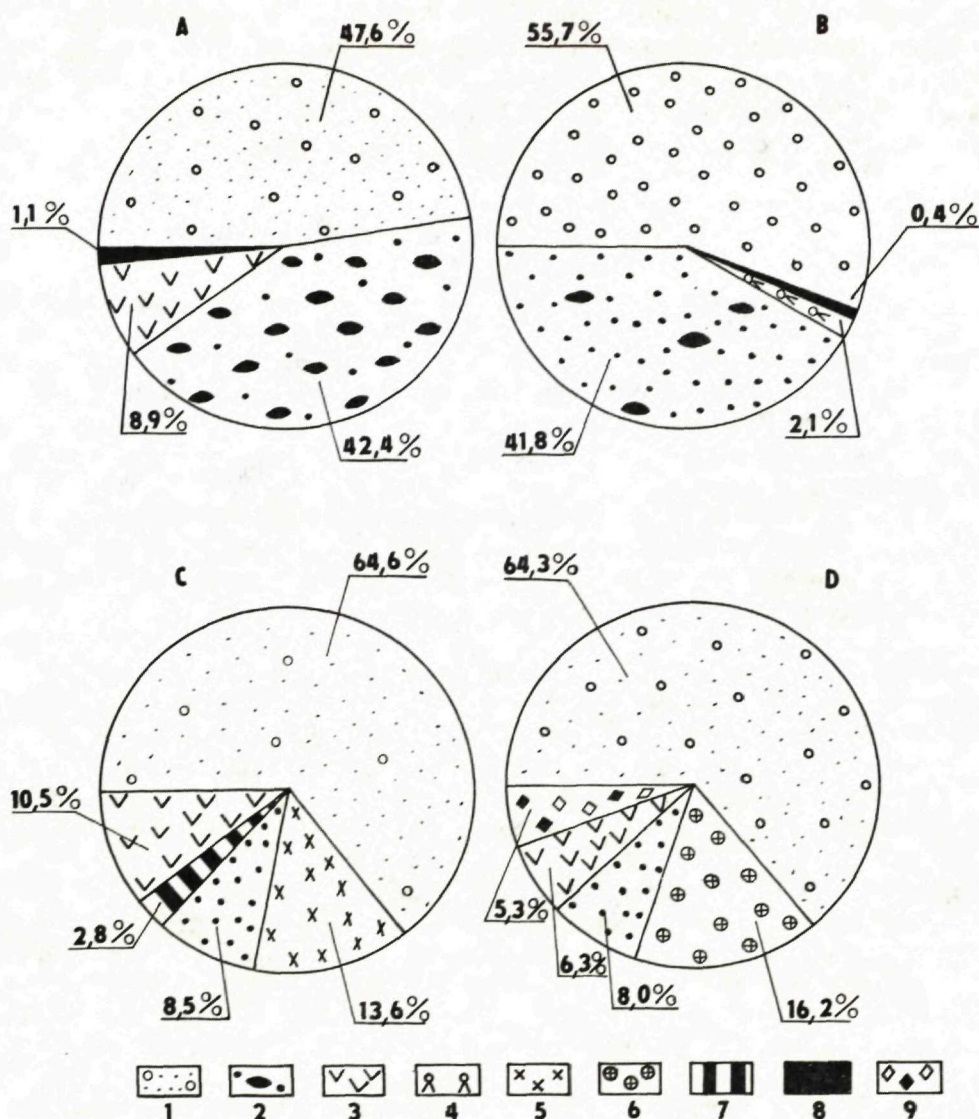
Struktury ve výbrusech: jemně bioklastické s podřízenými pellety a velmi ojedinělými intra-extraklasty.

Mezerní hmota: mikrit s malou příměsí jílové frakce, se sporadickým jemnozrnným pyritem a akcesorickým drobným glaukonitem. Vzácná zrnka terigenního písčito-prachovitého křemene (max. 0,15 mm). Jemné, větvené žilky laterálně sekrečního kalcitu. Lokální projevy mírné rekrystalizace mikritu a selektivní silicifikace. Značně variabilní je intenzita dolomitizace jednotlivých výbrusových vzorků. Ortosparit nebyl nikde spolehlivě prokázán.

Allochemické částice: dominance kalciarenitů, kalcirudity silně podřízené, soustředěné v nevelkých intervalových partiích. Horninotvorný význam kalcifikovaných, méně také křemitých jehlic spongií. Echinodermové segmenty, úlomky lamelibranchiátových, brachiopodových schránek, mechovek, korálů, aptychy, rourky červů, ostny ježovek, foraminifery, reliktů schránek amonitů, schránky ostrakodů, gastropodů, radiolarií, girvanelové hlízky, kalcitová vlákna, články planktonických krinoidů *Saccocoma Agassiz*, mikrofosilie incertae sedis a kalpionelidní mikrofauna.

Identifikované mikrofosilie: foraminifery — *Dorothia* sp., *Patellina* sp., *Textularia* sp., *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Trocholina* sp., malé kolonie sesilních forem (?*Koskinobullina* sp.), velmi vzácné protoglobigeriny; incertae sedis — *Cadosina fusca* WANNER, *C. parvula* NAGY, *C. fusca cieszynica* NOWAK, *Crustocadosina semiradiata* (WANNER), *Cr. semiradiata olzae* (NOWAK), *Colomisphaera lapidosa* (VOGLER), *Col. carpathica* (BORZA), *Col. cieszynica* NOWAK, *Col. tenuis* (NAGY), *Col. minutissima* (COLOM), *Col. fortis* ŘEHÁNEK, *Col. cf. heliosphaera* (VOGLER), *Colomisphaera* sp., *Committosphaera sublapidosa* (VOGLER), *Comm. pulla* (BORZA), *Comm. palaviensis* ŘEHÁNEK, *Comm. ornata* (NOWAK), *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Stomiosphaerina* sp.; kalpionelidní mikrofauna — *Chitinoidea boneti* DOBEN, *Ch. cf. tithonica* BORZA, *Ch. bermudezi* (FURRAZOLA BERMUDEZ), *Ch. insueta* ŘEHÁNEK, *Chitinoidea* sp., *Praetintinnopsella cf. andrusovi* BORZA, *Praetintinnopsella* sp., *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *T. remanei* BORZA, *Tintinnopsella* sp.; mikroproblematika — *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnoidea moreti* (DURAND DELGA), *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK; zoospóry *Globochaete alpina* LOMBARD, *Glob. hronica* BORZA.

Poznámky: výsledky planimetrických analýz typového vývoje mikrofacie spongiových kalových vápenců z vrtu Uhřice 11 jsou představeny na obr. 5-C. Pro srovnání uvádíme též výsledky planimetrie spongiových kalových vápenců z vrtu Pálava 1 z hloubky 15,6 m: mikrokrytalický kalcit = 60,85 %, spongie = 8,05 %, girvanelové hlízky = 13,48 %, ostatní organické zbytky (lameli-



Obr. 5 Kruhové diagramy planimetrických analýz typických vzorků ernstbrunnských vápenců. A — mikrofacie organodetriticko-řasová z vrtu Sedlec 1, jádro č. 20, vzorek č. 1368, B — mikrofacie pseudoolitická z vrtu Strachotín 2, výplachové úlomky, vzorek č. 5449, C — mikrofacie spongiová z vrtu Uhřice 11, jádro č. 4, vzorek č. 8629, D — mikrofacie krinoidová z vrtu Strachotín 2, výplachové úlomky, vzorek č. 6370.

Vysvětlivky: 1 — mikrit, pseudosparit, sparit, 2 — mikroonkoidy a úlomky vyšších řas, 3 — organogenní detrit, 4 — foraminifery, 5 — spongie, 6 — echinodermové relikty, 7 — diagenetický kalcit a dolomit převážně ve výplni žilek, 8 — ostatní mikrofosilní složky, 9 — písčité terigenní příměs a glaukonit.

branchiáti, mechovky, gastropodi, echinodermata, foraminifery atd.) = 8,30 %, kalcitové žilky = 8,60 %, terigenní křemen = 0,72 %.

Mikrofacie biohermních a parabiohermních organodetríticko-řasových vápenců:
(tab. VIII/1—2, XII/1—2, XIII/1, XIV/2—3, XV/1, XVI/3, XVII/1)

Lokality: Pálava 1 hloubka 212,0—237,0 m, 273,0—284,0 m, Sedlec 1 vrtní jádro z hloubky 3662—3665 m.

Litologie: kompaktní, masivní, světle šedohnědé vápence s detritem korálů, mechovek a řasových stélek. Ojedinelé schránky lamelibranchiátové a brachiopodové makrofauny. Jen lokálně modravě šedé, jemně hlíznaté vápence s jemnými stylolitovými švy, zvýrazňovanými tmavou peliticko-bituminosní substancí a pyritem. Výraznější jílovitá příměs se na vrtu Pálava 1 projevila vznikem neostře ohraničených, šmouhovitých partií základní hmoty. Sporadické jsou vločky krinoidových vápenců malé mocnosti.

Základní typy sedimentů: napěchované biomikrity a biomikrorudity, spari-tické varianty jen výjimečně. Méně časté biolity.

Struktury ve výbrusech: bioklastické, nevytříděné, většinou s přibližnou kvantitativní rovnováhou allochemických složek a mezerní hmoty. Méně struktury celistvé, organogenní (řasového, korálového typu).

Mezerní hmota: mikrit, slabě rekrystalovaný a místně zatlačěný dolomitem. Ortosparit jen výjimečně, většinou jen ve vzorcích z vrtu Pálava 1. Akcesorický glaukonit, sporadický jemnozrný pyrit. Terigenní písčité příměs křemene a plagioklasů (0,05—0,15 m).

Allochemické částice: kalciarenity i kalcirudity, výrazná převaha bioklastů, intraklasty a pellety nepravidelně a vždy jen v podřízeném množství. Na vrtu Pálava 1 též vzácné kalcitové ooidy (max. 1,10 mm) s organodetrítickými jádry. Horninotvorný význam řasových reliktnů — *Solenopora*ceae, *Codiaceae*, *Marinella lugeoni* PFENDER, *Acicularia* sp., *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Girvanella minuta* (WETHERED), blíže nerozlišené relikty dasykladácejí aj. Nevytříděná organodetrítická komponenta — fragmenty korálů, mechovek, lamelibranchiátových a brachiopodových schránek, rourky červů, dále echinodermové články, ostny ježovek, kalcifikované monaxony spongií, schránky ostrakodů a gastropodů, foraminifery, radiolarie, mikrofosilie incertae sedis.

Identifikované mikrofosilie: foraminifery — *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Textularia* sp., *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., zástupci sesilních forem; incertae sedis — *Cadosina fusca* WANNER, *C. fusca cieszynica* NOWAK, *Crustocadosina semiradiata* (WANNER), *Cr. semiradiata olzae* (NOWAK), *Colomisphaera lapidosa* (VOGLER), *Col. tenuis* (NAGY), *Committosphaera sublapidosa* (VOGLER), *Stomiosphaera moluccana* WANNER; mikroproblematika — *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnoidea moreti* (DURAND DELGA), zoospóry *Globochaete alpina* LOMBARD.

Poznámky: výsledky planimetrických analýz vzorků popisované mikrofacie ernstbrunnských vápenců z vrtu Sedlec 1 jsou představeny na obr. 5-A.

Mikrofacie pseudoolitických vápenců

(tab. IX/1—2, XIII/2—4, XV/2—4, XVII/3, XX/1—2, XXI/1—2)

Lokality: Pálava 1 hloubka 152,8 m, 160,7—200,5 m, Sedlec 1 výplachové úlomky z hloubek 3605 m, 3610 m, 3615 m, 3635 m, 3655 m, 3660 m, Nové Mlýny 2 výplachové úlomky z hloubky 1360 m, Strachotín 2 výplachové úlomky z hloubek 485 m, 570 m, Němčičky 4 výplachové úlomky z hloubky 2300 m, Uhřice 13 psefitické fragmenty v brekciích spodního oligocénu z vrtního jádra z hloubky 1502—1505,5 m, Sedlec 1 valounky ve vápencových slepencích podmenilitového souvrství z hloubky 3200—3203 m.

Litologie: žlutavě bílé a pleťově růžové kalové vápence lasturnatého lomu, prostupované jemnou kalcitovou žilovinou. Na vrtu Pálava 1 v hloubce 195,0—198,0 m brekciovitý vývoj s načervenalou až okrově hnědou pelitomorfni tmelovou substancí.

Základní typy sedimentů: pseudoopelmikrity, méně pseudoopelsparity.

Struktury ve výbrusech: pseudoolitické, zrnitostně vytříděné, s přibližnou kvantitativní rovnováhou allochemických složek a mezerní hmoty. Absence glaukonitu, terigenní písčito-prachovité příměsi a ve většině případů i pyritu.

Mezerní hmota: převládající mikritické varianty s nepatrnou příměsí jílovité terigenní frakce a s projevy mírné rekrystalizace (jemnozrnny pseudosparit), menší počet výbrusových vzorků s ortosparitem.

Allochemické částice: naprostá převaha kalciarenitů, kalcirudity velmi ojedinělé. Běžné je velmi dobré vytřídění allochemických složek. Horninotvorný

Tab. 1 Mikrofaciální a mikropaleontologická analýza fragmentů ernstbrunnských vápenců v brekciích spodního oligocénu (jádro 4 z hloubky 1493—1497 m, jádro 4 A z hloubky 1502—1505,5 m) mikrofacie I — spongiové vápence, mikrofacie II — pseudoolitické vápence).

Uhřice — 13		Radiolarians	Foraminifers	<i>Committosph. sublapidosa</i>	<i>Committosph. palaviensis</i>	<i>Colomisph. tenuis</i>	<i>Colomisph. cieszynica</i>	<i>Crustocad. semiradiata</i>	<i>Cados. parvula</i>	<i>Cados. fusca</i>	<i>Chitinoïd. boneti</i>	<i>Globoch. alpina</i>	<i>Gemerid. minuta</i>	<i>Didemm. moreti</i>	Microfacies	
cores	intervals (m)															
4	0,7—0,8	+														I
4	2,9—3,0	+														I
4 A	0,9—1,0	+	+		+	+		+		+						I
4 A	0,9—1,0	+	+	+					+				+			I
4 A	0,9—1,0	+								+	+					I
4 A	0,9—1,0		+	+			+									II
4 A	0,9—1,0		+													II
4 A	1,8—1,9		+													II
4 A	1,8—1,9		+									+				II
4 A	1,8—1,9		+													II

význam sférických i mírně asymetrických pseudooidů (40—70 % složení), které jsou prokazatelně řasového původu (mikroonkoidy s rozlišitelnou vláknitou strukturou girvanelového typu). Značně nerovnoměrné zastoupení pelletů. Vzácné reliktory solenopor, dasykladaceí a kodiaceí, lokálně *Bacinella irregularis* RAD. Charakteristický foraminiferový bentos. Sporadicky schránky gastropodů, úlomky korálů a lamelibranchiátových schránek, echinodermové články, rourky červů, ostny ježovek, reliktory spongií. Vzácné nálezy mikrofosilií incertae sedis.

Identifikované mikrofosilie: foraminifery — *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (YOKOYAMA), *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Nautilocolina oolitica* MOHLER, *Alveosepta* sp., *Textularia* sp., *Trocholina* sp., blíže nerozlišení zástupci miliolidních forem; incertae sedis — *Cadosina fusca* WANNER, *Crustocadosina semiradiata* (WANNER), *Committosphaera sublapidosa* (VOGLER), *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Colomisphaera cieszynica* NOWAK; mikroproblematika — *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA), *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, zoospóry *Globochaete alpina* LOMBARD.

Poznámky: typické vzorky popisované mikrofacie obsahují v allochemické komponentě prakticky jen řasové pseudooidy a schránky foraminiferového bentosu. Sparitické varianty jsou nápadné inkrustací allochemických částic kalcitem. Pseudoopelsparity tohoto vývoje ernstbrunnských vápenců patří k chemicky nejčistším vápencům z celého profilu autochtonním mesozoikem jv. svahů Českého masívu. Výsledky planimetrických analýz hodnocené mikrofacie z vrtu Strachotín 2 představuje obr. 5-B.

Mikrofacie slabě jílovitých bezfosilních kalových vápenců a dolomitických vápenců (tab. XX/1—2, XXI/1—3)

Lokality: vrt Pálava 1 — intervalová výplň mikrodajek a drobných dutinek v souvrství pseudooolitických a organodetriticko-řasových vápenců, vrt Němčičky 4 — některé vzorky výplachových úlomků z hloubky 2300 m.

Litologie: bělošedé a nazelenale šedé, kalové až velmi jemnozrné vápence. Základní typy sedimentů: mikrity a dolmikrity.

Struktury ve výbrusech: monotónní, mikrokrystalické, bez allochemických částic, někdy jemně laminované.

Mezerní hmota: šedý až hnědošedý mikrit s rozptýleným malým podílem jílovité frakce, lokálně metasomaticky dolomitizovaný, s nepatrnou prachovitou příměsí.

Poznámky: laminace ve výplni některých mikrodajek a dutinek je výsledkem přerušovaných náplavů (podobně M. MIŠÍK 1979, str. 37).

Mikrofacie krinoidových vápenců

(tab. XI/1—2)

Lokality: Strachotín 2 výplachové úlomky z hloubek 460 m, 630 m, 680 m, Uhřice 11 výplň krasových dutin ve spongiových vápencích z hloubek 1406—1410,5 m, 1419—1424,7 m, Pálava 1 hloubka 269,85—270,30 m.

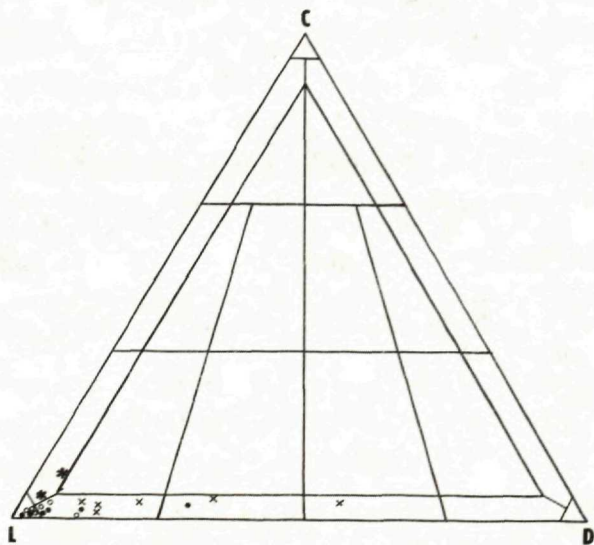
Litologie: na vrtu Strachotín 2 bělošedé až nazelenale šedé, kalové a jemnozrné vápence, na vrtu Uhřice 11 nažloutlé, jemnozrné vápence s makroskopicky rozlišitelnými drobnými krinoidovými články, na vrtu Pálava 1 žlutohnědé kalové vápence ve formě nevelkých vložek v souvrství organodetriticko-řasových vápenců.

Základní typy sedimentů: biomikrity i biomikrorudity.

Mezerní hmota: vždy mikritická, někdy v různém stupni dolomitizovaná nebo rekrystalovaná (jemnozrný pseudosparit). Na vrtu Strachotín 2 písčité terigenní příměs křemene, K-živců a muskovitu, akcesoricky pyrit, glaukonit a zrnka fosfátové hmoty. Na vrtu Uhřice 11 limonitové impregnace a lokální silicifikace, na vrtu Pálava 1 jen sporadicky terigenní křemen, glaukonit a pyrit.

Allochemické částice: nevytříděné kalciarenity až kalcirudity, naprostá převaha bioklastů. Horninotvorné zastoupení echinodermových článků. Úlomky lamelibranchiátových a brachiopodových schránek, mechovek, korálů, ostny ježovek, rourky červů, hlízky sinic a kodiaceí, schránky ostrakodů, gastropodů a foraminifer, vzácné fragmenty aptychů. Na vrtu Strachotín 2 též sporadické kalcitové ooidy (0,50—1,50 mm). Na vrtu Uhřice 11 extraklasty okolního dolomitizovaného spongiového vápence.

Identifikované mikrofosilie: velmi ojedinělé exempláře z okruhu forem incertae sedis v napěchovaných biomikritech na vrtu Strachotín 2 — *Crustocadosina*



Obr. 6 Klasifikační diagram smíšených karbonátických hornin řady vápence (L), dolomit (D), jílovec (C) M. MIŠÍKA (1959).

Vysvětlivky: plné body — projekce vzorků organodetriticko-řasové mikrofacie z vrtu Sedlec 1, jádro č. 20, prázdné body — projekce vzorků pseudoolitické mikrofacie z vrtu Sedlec 1, výplachové úlomky, křížky — projekce vzorků spongiové mikrofacie z vrtu Uhřice 11, jádra č. 3, 4, hvězdičky — projekce vzorků krinoidové mikrofacie z vrtu Strachotín 2, výplachové úlomky.

semiradiata (WANNER), *Cr. semiradiata olzae* (NOWAK), *Colomisphaera* sp; *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA).

Poznámka: výsledky planimetrické analýzy typického vzorku krinoidové mikrofacie ernstbrunnských vápenců z vrhu Strachotín 2 jsou představeny na obr. 5-D.

Biostratigrafické zhodnocení ernstbrunnských vápenců

Dosud jsme v hodnocených výbrusech ernstbrunnských vápenců identifikovali 25 druhů mikrofosilií z okruhu *forem incertae sedis*. Z tohoto počtu připadá cca 65 % na stomiosferidy, 22 % na kadosinidy a 13 % na další skupiny.

Z biostratigrafického hlediska hodnotné jsou nálezy exemplářů *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Colomisphaera tenuis* (NAGY), *Col. fortis* ŘEHÁNEK, *Col. cieszynica* NOWAK, *Committosphaera sublapidosa* (VOGLER), *Comm. ornata* (NOWAK).

Uvedené nálezy kalpionelid (*Chitinoidea* DOBEN, *Praetintinnopsella* BORZA, *Tintinnopsella* COLOM) představují jejich první, spolehlivě výbrusově prokázaný autochtonní výskyt v mezozoiku jv. svahů Českého masivu (redeponáty kalpionelidní mikrofauny viz J. ŘEHÁNEK 1984a).

Distribuce mikrofosilií v jednotlivých faciích je značně rozdílná. Poměrně největší frekvenci vykazují exempláře *incertae sedis* ve výbrusech nedolomitizovaných kalových spongiových vápenců a organodetriticko-řasových vápenců, zatímco výbrusy vápenců pseudoolitických a krinoidových jsou z tohoto hlediska mnohem chudší.

U kadosinid a stomiosferid zaznamenáváme velmi často kontinuitu výskytu v profilech ernstbrunnskými vápenci, bez ohledu na dílčí faciální vývoj. Kalpionelidní mikrofauna byla registrována pouze ve facií spongiových vápenců, především v jejich svrchních polohách.

Podle biostratigrafických profilů ernstbrunnskými vápenci (obr. 8—11) je facie kalových spongiových vápenců časově determinována rozpětím střední část středního tithonu — spodní část svrchního tithonu, zatímco u dalších vývojů s regionálním rozšířením, facie pseudoolitické a facie organodetriticko-řasové, byly v současném stavu prozkoumanosti získány biostratigrafické důkazy pouze pro sedimentaci ve středním tithonu.

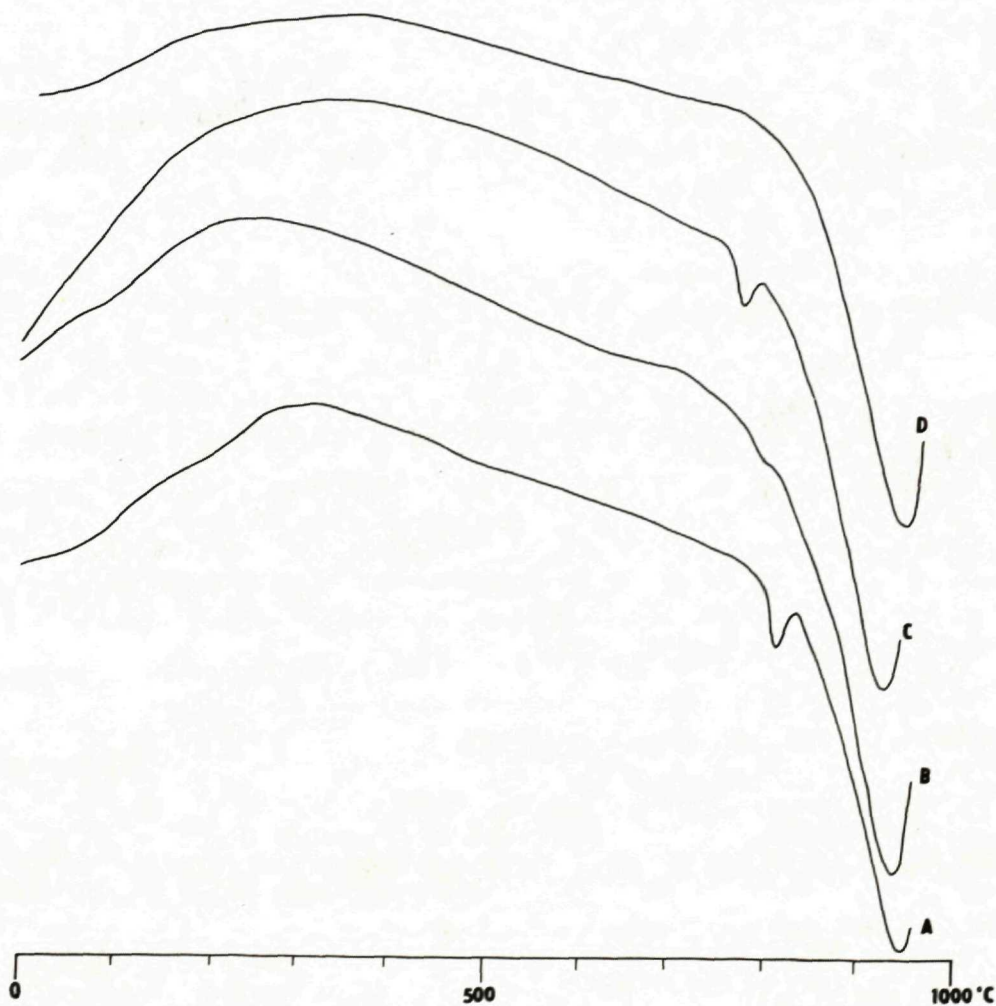
Na základě srovnání s publikovanými výsledky biozonálního výzkumu v bradlovém pásmu, v belianské sérii krížňanského příkrovu Západních Karpat (K. BORZA 1969, 1980), v těšínských vrstvách západní části flyšového pásma v Polsku (W. NOWAK 1968) a na základě stratigrafických poměrů v podložních vrstvách (J. ŘEHÁNEK 1977b, F. BRIX — A. KRÖLL — G. WESSELY 1977) vymezujeme sedimentaci zde výbrusově hodnocených a faciálně rozlišených ernstbrunnských vápenců z vrtních profilů na Moravě časovým intervalem střední tithon — spodní část svrchního tithonu. Největší mocnosti vrtné ověřeného souboru ernstbrunnských vápenců nesporně přísluší střednímu tithonu.

Naše předkládané biostratigrafické závěry kontrastují se stavem vrtní prozkoumanosti v sousední oblasti Rakouska. Ernstbrunnské vrstvy v profilech

Ameis 1, Falkenstein 1, Falkenstein 2, Staatz 3 neposkytly údajně žádné vůdčí fosilie a pouze na základě stratigrafických poměrů v podloží jsou typovány jako svrchně tithonské (F. BRIX et al. 1977).

Doplňující laboratorní analýzy ernstbrunnských vápenců

Kalcimetrické analýzy spongiových vápenců z vrtu Uhřice 11 vykazují vzhledem k rozmanité intenzitě dolomitizace a silicifikace značnou variabilitu jednotlivých karbonátických složek a nerozpustného zbytku. Obsahy kalcitu se pohybují v rozmezí 28, 66—95,54 %, dolomitu 1,90—63,54 %, nerozpustného zbytku 0,65—11,47 % (28 analýz). Spongiové vápence z vrtu Pálava 1 mají vzhledem



k nižšímu stupni dolomitizace mnohem vyrovnanější zastoupení jednotlivých složek: kalcit 82,68—91,88 %, dolomit 0,61—5,95 %, nerozpustný zbytek 2,81—12,97 % (6 analýz).

Organodetriticko-řasové vápence z vrtu Sedlec 1 obsahují 68,82—98,44 % kalcitu, 1,05—28,39 % dolomitu, 0,24—2,79 % nerozpustného zbytku (6 analýz).

Pseudoolitické vápence z vrtů Sedlec 1, Nové Mlýny 2 a Strachotín 2 (vcelku 10 analýz) obsahují 87,14—98,41 % kalcitu, 1,29—9,95 % dolomitu a 0—2,91 % nerozpustného zbytku.

Krinoidové vápence z vrtů Strachotín 2 a Pálava 1 (3 analýzy) obsahují 86,62—93,06 % kalcitu, 1,70—4,51 % dolomitu a 3,66—8,87 % nerozpustného zbytku.

Grafické vyjádření výsledků kalcimetrických analýz v klasifikačním diagramu M. MIŠÍKA (1959) představuje obr. 6.

Grafické záznamy diferencně termických analýz ernstbrunnských vápenců dokumentují vždy pouze dvě výrazné endotermní reakce, které představují termické disociace dílčích karbonátových složek — kalcitu a dolomitu (obr. 7).

Tab. 2 Chemické analýzy ernstbrunnských vápenců z vrtních profilů a povrchových odkrytů.

Oxides	I	II	III
SiO ₂	1,14	1,11	1,21
Al ₂ O ₃	0,43	0,44	0,26
Fe ₂ O ₃	0,18	0,15	0,33
TiO ₂	0,02	0,02	—
P ₂ O ₅	0,01	0,14	0,057
MnO	0,009	0,008	0,0057
CaO	52,19	54,01	54,02
CO ₂	43,16	42,94	42,80
MgO	2,38	0,78	0,35
K ₂ O	0,09	0,08	0,056
Na ₂ O	0,06	0,05	0,102
SO ₃	0,10	0,03	—
Σ %	99,76	99,75	99,19

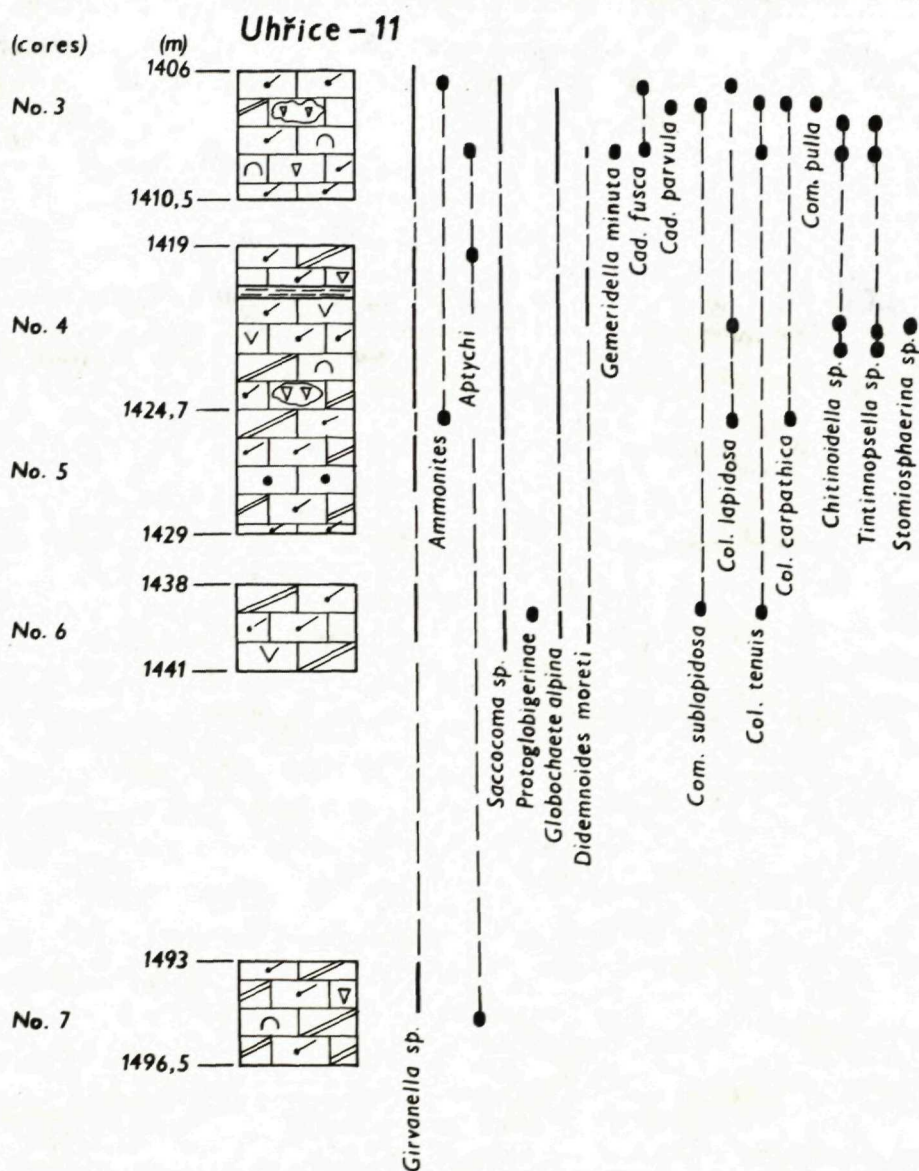
Analýzy I—II: GP Ostrava, závod Brno, duben 1984, analýza III: ÚÚG Praha in Z. STRÁŇÍK et al. 1962, str. 21—23. Analýza I: vrt Sedlec 1, hloubka 3662—3665 m, analýza II: vrt Pálava 1, hloubka 216,0—216,3 m, analýza III: 26 vzorků z oblasti Pavlovských vrchů.



Obr. 7 DTA křivky ernstbrunnských vápenců: A — analýza 057/546, organodetriticko-řasová mikrofacie z vrtu Sedlec 1, hloubka 3662—3665 m, B — analýza 055/542, pseudoolitická mikrofacie z vrtu Sedlec 1, výplachové úlomky 3635 m, C — analýza 056/8620, spongiová mikrofacie z vrtu Uhřice 11, hloubka 1406—1410,5 m, D — analýza 061/7525, spongiová mikrofacie z vrtu Pálava 1, hloubka 7,8—9,0 m. Všechny analýzy GCHS — MND Hodonín.

Komplexní chemické analýzy představuje tab. 2. Pro srovnání uvádíme nové analýzy vrtních vzorků i starší údaje z povrchových odkryvů nebo vrtů v oblasti Pavlovských vrchů.

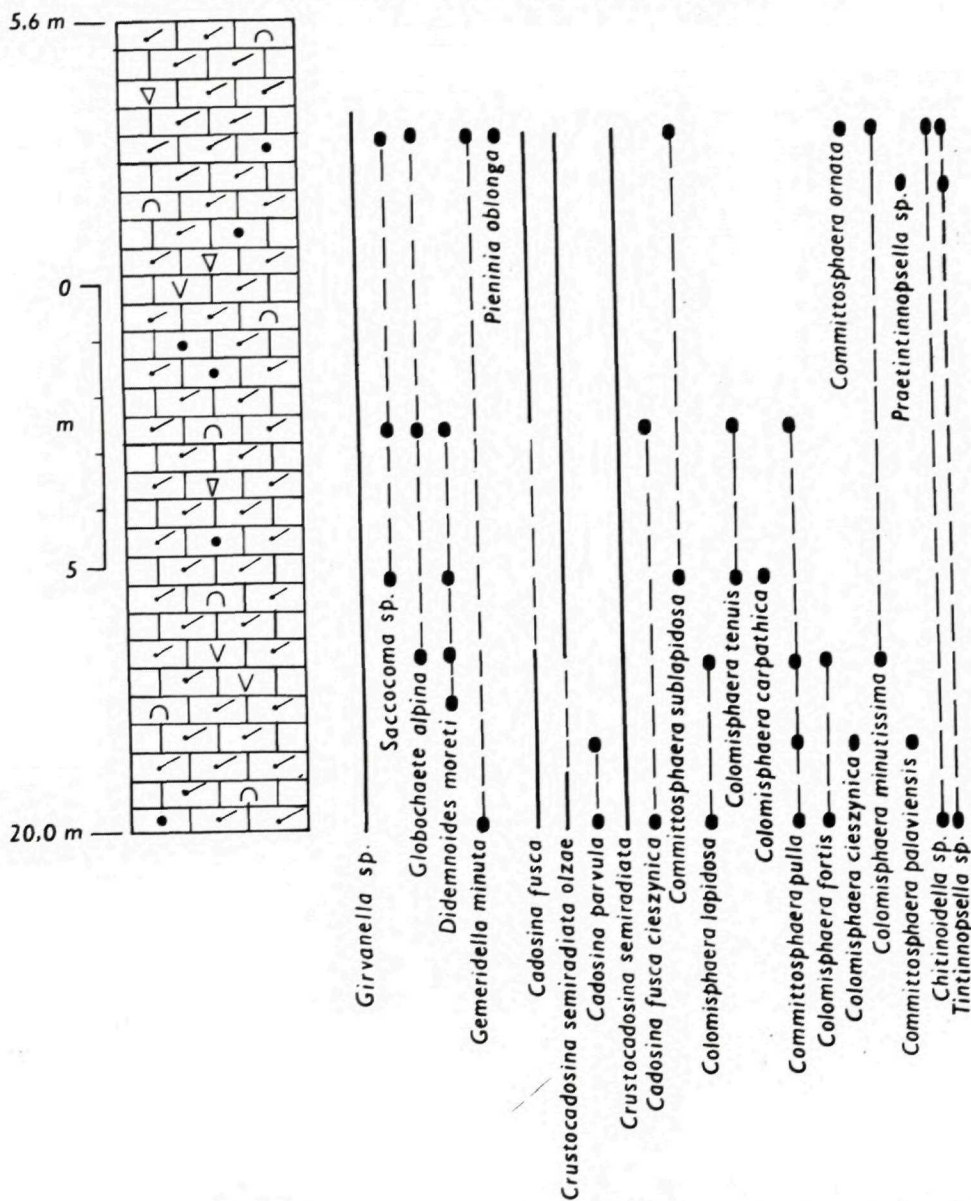
Zastoupení tzv. těžkých minerálů v ernstbrunnských vápencích, v separátech frakce 0,05—0,10 mm, jsme sledovali na vrtech Uhřice 11 a Sedlec 1. Jednotlivé



Obr. 8 Profil spongiovou mikrofácií ernstbrunnských vápenců na vrtu Uhřice 11 (vysvětlivky viz u obr. 11).

násypové vzorky obsahují pouze velmi sporadická zrna zirkonu a granátu. Z kategorie rudních minerálů je zastoupen pyrit a v malém množství i magnetit.

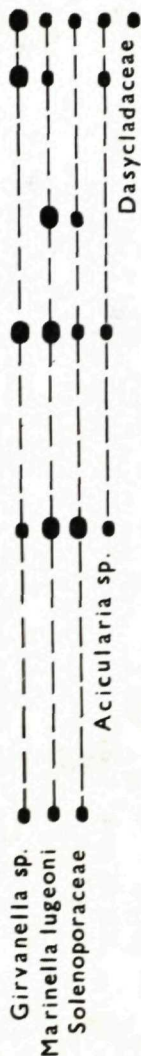
Pálava-1, THE UPPER TECTONIC BLOCK



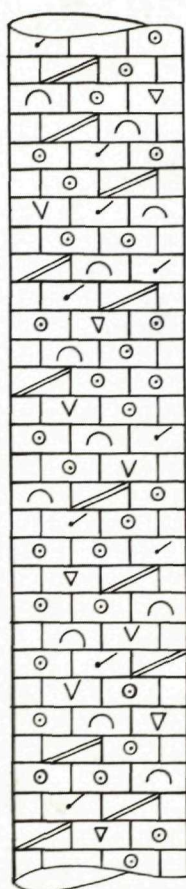
Obr. 9 Profil spongiovou mikrofacií ernstbrunnských vápenců na vrtu Pálava 1 (vysvětlivky viz u obr. 11).

Sedlec-1

algae

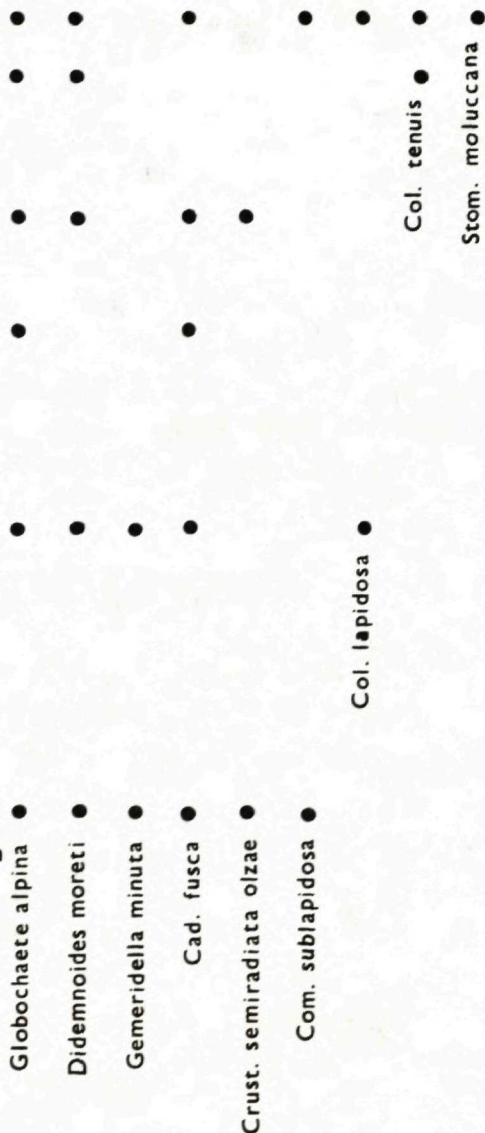


microfossils



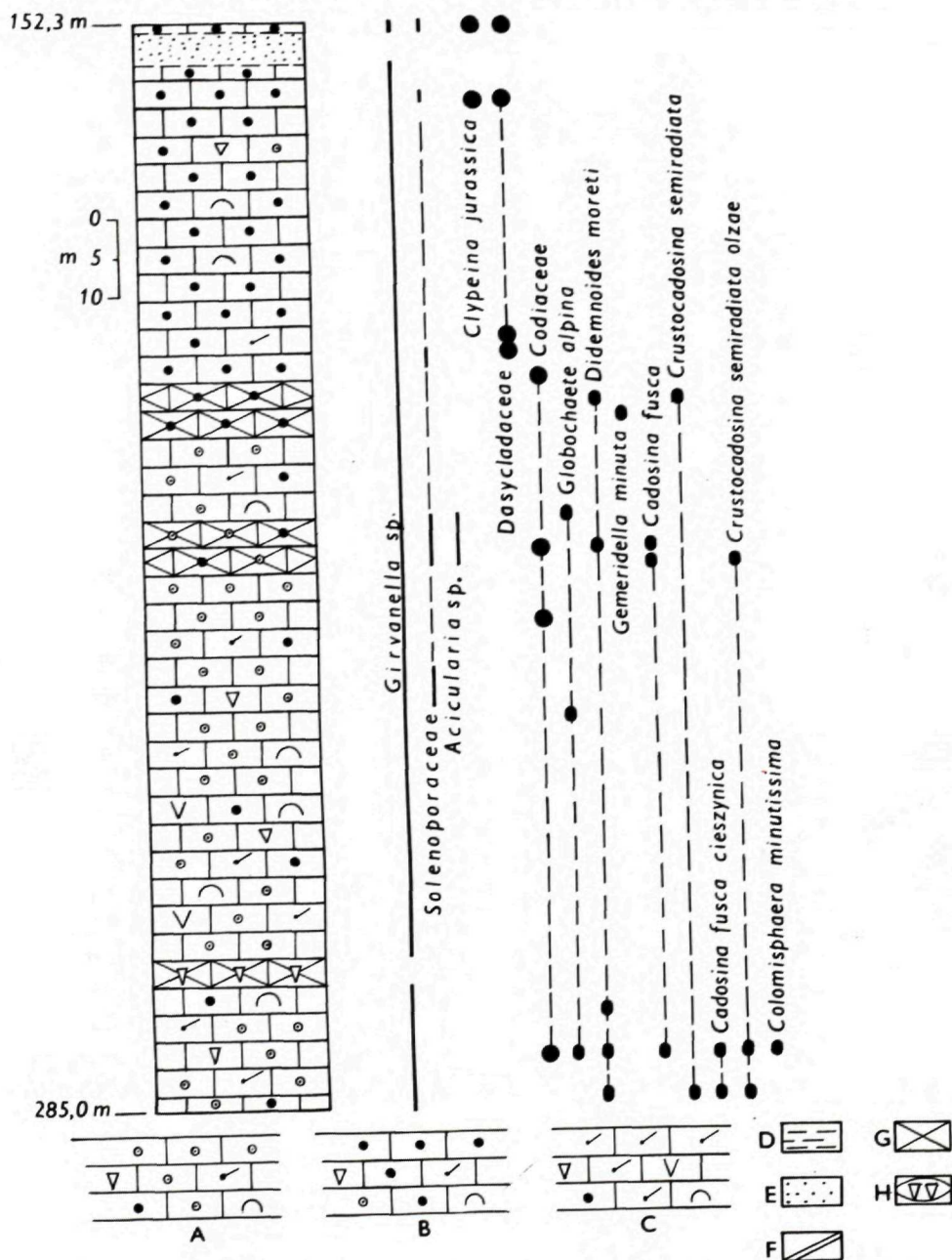
3662 m

3665 m



Obr. 10 Profil organodetriticko-řasovou mikrofacií ernstbrunnských vápenců v jádře 20, hloubky 3662—3665 m na vrtu Sedlec 1 (vysvětlivky viz u obr. 11).

Pálava-1, THE LOWER TECTONIC BLOCK



Obr. 11 Profil organodetriticko-řasovou a pseudoolitickou mikrofacií ernstbrunnských vápenců na vrtu Pálava 1.

Vysvětlivky: A — organodetriticko-řasové vápence, B — pseudoolitické vápence, C — spongiové vápence, D — pelitické vložky v ernstbrunnských vápencích, E — klementske vrstvy (turon), F — dolomitizace, G — „brekcie“ vysýchání a rozpuštění dna, H — krasové jevy.

Několik poznámek k vývoji sedimentace ernstbrunnských vápenců a k paleogeografii oblasti v tithonu

Hodnocené vápencové souvrství je produktem mělkovodní sedimentace na jv. svazích Českého masívu, v pobřežním pásmu podél z. a sz. okrajů karpatského geosynklinálního prostoru. Změlčení a ústup svrchně jurského moře z předkarpatské oblasti dále k J a JV, extrémně teplé klimatické podmínky a vznik regresního rifového komplexu ovlivnily faciální ráz zdejších sedimentů v tithonu (viz D. ANDRUSOV 1959, V. HOUŠA et al. 1963, E. HANZLÍKOVÁ — Z. ROTH 1965, Z. STRÁNÍK et al. 1968, M. MIŠÍK 1974).

Vývoj faciálně heterogenního souboru ernstbrunnských vápenců v podmínkách regresního tithonského sedimentačního režimu byl určován značně nevyrovnanou batymetrickou a hydrodynamickou dispozicí jednotlivých částí morfologicky členitého dna. Uvedené mikrofosilní společenstvo výrazně mediteránního typu, které prostupuje diskutovaný soubor ernstbrunnských vápenců, je potvrzením staršího předpokladu o volné komunikaci vnějšího karpatského pásma s mediteránní oblastí v tithonu, pravděpodobně mořskými proudy podél mírně vyzvednutých pevninských okrajů platformy Českého masívu (D. ANDRUSOV 1959).

V celém dosud poznaném profilu ernstbrunnskými vápenci můžeme rozlišit několik typů sedimentačního prostředí. Směrem od pobřeží do pánve je to zóna vnitřních chráněných mělčin s lagunárními podmínkami, elevační zóna šelfových okrajů s biohermním vývojem a batymetricky relativně nejnižší zóna předrifového úpatí svahu a zóna přílivových lagunárních kanálů a zálivů. Každé z uvedených prostředí je charakteristické specifickými karbonátovými sedimenty. Schematizovaný sedimentační model ernstbrunnských vápenců s hlavními morfologickými prvky mořského dna, s distribucí biogenních horninotvorných složek a základních faciálních vývojų je představen na obr. 12.

V období středního — svrchního tithonu byla hodnocená oblast tvořena soustavou rozlehlých mělčin, lemujících ploché, převážně karbonátové pobřeží. Bariéru těchto mělčin s klidnou kalovou sedimentací představovaly elevace dna jz.—sv. směru s diskontinuitní linií políčkovitých rifů, s obvodovou středně a hrubě detritickou sedimentární formací. Navazující snížená předrifová zóna, lemující úpatí svahů elevačních struktur dna (např. lednické elevace v hodnocené oblasti) i zóna úzkých zálivů a přílivových kanálů, vybíhajících z vnější předrifové zóny do vlastní karbonátové plošiny, byly opět zónami kalové sedimentace, výrazně však ovlivňovanými invazí planktonu z karpatského geosynklinálního prostoru. Pelagické vlivy jsou nejvýraznější u depresní spongiové formace, méně výrazné u sousedních předrifových svahových formací biodetritických a téměř nepatrné u vnitřní zarífové formace lagunární.

Nastíněný model sedimentační oblasti umožňuje interpretovat spongiovou formaci ernstbrunnských vápenců jako laterální pánevní ekvivalent ostatních faciálních vývojų, s batymetricky odlišnou pozicí a s regionálně nezávislým rozšířením. Genetická vazba spongiové facie na deprese morfologicky diferen-

covaného dna, které volně ještě ve svrchním tithonu komunikovaly s otevřenou hladinou karpatského pánevního prostoru, nám dovoluje vyslovit předpoklad existence stratigraficky nejmladších, mikrofossilně determinovaných horizontů autochtonní jury právě v nejvyšších polohách tohoto vývoje.

Regrese svrchně jurského moře nebyla plynulá a probíhala v několika oscilačních rázech. V periodách krátkodobého vynoření vznikaly na povrchu sedimentů mělkých částí sedimentačního prostoru (v zónách pseudoolitických a organodetriticko-řasových) drobné erozivní nerovnosti a nepřilíš hluboké rozsedliny, které při opětovném mělkém zaplavení daly vznik dutinkám a dajkám s jílovito-karbonátovou limonitizovanou výplní. Lokálně se vyskytují i tenké limonitové a manganové povlaky vrstevních ploch. V okrajových, dočasně vynořených částech spongiové zóny docházelo ke krasovým jevům a pozdější mořské sedimentaci v otevřených kavernách (obr. 4, 8 v textu, tab. XI/2, XX/1, XXI/1—2).

FACIES 1	FACIES 2	FACIES 3	FACIES 4	
BIOCLASTIC AND PELAGIC WACKESTONE, DARK CHERT NODULES	COARSE BIOCLASTIC GRAINSTONE, FLOATSTONE-RUDSTONE	FRAMESTONE, BINDSTONE	ONKOIDAL-PELOIDAL PACKSTONE TO GRAINSTONE	ARGILLACEOUS DOLOMITE-LIME MUDSTONE
Sponges, planktonic microfossils: - calpionellids, - ammonites, - calcispheres, - radiolarians etc., micropeloids.	Mixed biota, debris from upslope, intraclasts.	Corals, encrusting algae, interreef biota.	Blue-green algal oncoids, dasycladaceans, gastropods, foraminifera - e.g. miliolids, pellets.	No biota.



TOE OF SLOPE	FOREREEF CLASTICS	SHELF MARGIN PATCH REEFS	RESTRICTED MARINE BAYS AND LAGOON	TIDAL FLATS
MARINE CURRENTS		WAVES AND TIDES	LITTLE CIRCULATION	

Obr. 12 Schematizovaný náčrt sedimentačního prostředí základních faciálních vývojų ernstbrunnských vápenců s laterální distribucí hlavních biogenních složek a dominantních horninových typů.

Část dutin s vnitřní sedimentací má původ primární (rourky červů, dutinky schránek gastropodů, amonitů aj. — tab. XX/2).

Kvalitativně odlišná je výplň jemné sítě kontrakčních trhlin, které jsou důsledkem vynoření a následujícího vysýchání neuzpevněných sedimentů dna. Výplň zde tvoří pelitické náplavy s poměrně vysokým obsahem bituminosních složek a Mn-Fe pigmentů (tab. XXI/3).

Krátkodobé přerušování karbonátové sedimentace ve spongiové zóně vlivem terigenních nánosů pobřežními proudy vedlo ke vzniku tenkých vložek písčitých a písčito-prachovitých jílovců (svrchní polohy ernstbrunnských vápenců v profilu Uhřice 11, obr. 8 v textu).

Příbřežní sedimentace laminovaných bezfosilních mikritů a dolmikritů se s postupem regrese a ústupem pobřežní linie rozšířila směrem k JV dále do pánve a v dosud vrtně ověřeném souvrství zřejmě představuje závěrečnou fázi sedimentace ernstbrunnských vápenců, jejíž vrstvy v nevelké mocnosti místně překrývají ostatní vývoje. S největší pravděpodobností lze v budoucnu právě v těchto vrstvách z prostředí oscilací mořské hladiny, se zvýšenou salinitou a sedimentací chemogenního typu očekávat nálezy evaporitických projevů.

Z hlediska primárního kolektorského prostředí pro naftu a zemní plyn je příznivá biohermní facie ernstbrunnských vápenců, jejíž rozšíření bylo správně předpokládáno na svazích vnitropánevních elevací (V. ŠPIČKA 1976). Paleogeograficky zajímavé je zjištění o posunu tithonské biohermní formace s probíhající mořskou regresí. Podle porovnání s podložními faciálními vývoji jury (J. ŘEHÁNEK 1977 b) tento posun přibližně během středního tithonu představuje ústup k JV na vzdálenost 15—20 km, z dnešní oblasti Mikulov — Dunajovice — Strachotín minimálně až do oblasti Valtice — Lednice. Je však samozřejmě kvalitativní rozdíl mezi zdejšími biohermními útvary spodního tithonu a výše popisovanými biohermními korálovo-řasovými formacemi středního tithonu.

Perspektivy sekundárních kolektorských obzorů pro naftu a zemní plyn jsou v hodnocené oblasti posuzovány B. BEZVODOVOU — A. ZEMANEM (1983). Rozvoj krasu v jurských karbonátech dokládají výskytem krasových dutin, kapsových prohlubní a limoniticko-manganových povlaků na nerovném povrchu ernstbrunnských vápenců (sz. stěna lomu Tuold u Mikulova). Krasovatění pak tyto autoři spojují s údajně subtropickým až tropickým klimatem ve spodní křídě. Další důkazy krasového zvětrávání ernstbrunnských vápenců uvádíme v předcházejícím textu, avšak vzhledem ke zjištěním ze svrchních částí vrtního profilu Uhřice 11 klademe, alespoň lokálně, počátky rozvoje krasu již na bázi svrchního tithonu.

Literatura

- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, sv. II. SAV Bratislava, 1—375.
- BEZVODOVÁ, B. — ZEMAN, A. 1983: Paleo-reliefs in southern Moravia and their oil-bearing capacity. Sbor. geol. Věd, Geologie, 38, Praha, 95—140.
- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofosilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. SAV Bratislava, 1—301.
- BORZA, K. 1980: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). Geol. Práce, Správy 74, Bratislava, 33—56.
- BOUÉ, A. 1830: Résumé des observations de A. Boué sur l'âge relatif des dépôts secondaires dans les Alpes et les Carpathes. Journ. de géol. I, Paris.
- BRIX, F. — KRÖLL, A. — WESSELY, G. 1977: Die Molassenzone und deren Untergrund in Niederösterreich. Erdöl, Erdgas Z., 93, Sonderausg., Wien — Hamburg, 12—35.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, d. II, sv. 2. Academia, Praha, 1—651.
- DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, Tulsa, 108—121.
- ELIÁŠ, M. 1973: Némčičky 1, výplachové úlomky z hĺbky 2230 m (svrchní vápence). Manuscript, archiv MND, Hodonín.
- ELIÁŠ, M. 1974: Mikrofaciální výzkum karbonátů naftonadějných oblastí na příkladech autochtonní jury jihovýchodních svahů Českého masívu. Zemný Plyn Nafta, 19, 3, Hodonín, 359—374.
- ELIÁŠ, M. 1981: Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. Sbor. Geol. Věd, Geologie 35, Praha, 75—144.
- ELIÁŠ, M. — ELIÁŠOVÁ, H. 1984: Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians. Sbor. geol. Věd, Geologie 39, Praha, 105—170.
- GLAESSNER, M. F. 1931: Geologische Studien in der äusseren Klippenzone. Jb. Geol. Bundesanst., 81, Wien, 1—23.
- GLAESSNER, M. F. 1937: Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. Petroleum Berl., 43, 33, Berlin, 1—8.
- HANZLÍKOVÁ, E. — ROTH, Z. 1965: Attempt on paleogeographic reconstruction of Outer West Carpathian sedimentation area. Geol. Práce, Spr., 36, Bratislava, 3—17.
- HOUŠA, V. — SCHEIBNER, E. — STRÁNÍK, Z. 1963: Tithonian stratigraphy of West Carpathians. Geol. sbor., 14, 1, Bratislava, 3—17.
- CHLUPÁČ, I. 1978: Zásady československé stratigrafické klasifikace. Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 6, Praha, 321—331.
- JÜTTNER, K. 1933: Zur Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums der Pollauer Berge. Verh. Naturf. Ver. Brünn, 64, Brno, 15—31.
- KALÁŠEK J. et al. 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list M-33-XIX, Brno. ÚÚG Praha, 1—256.
- MATĚJKA, A. — STRÁNÍK, Z. 1961: Zpráva o geologickém výzkumu Pavlovských vrchů, I. Manuscript, ÚÚG Praha.
- MATZKA, K. 1934: Die Fossilien der Juraklippen der Pollauer Berge. Manuscript. Dissertation. Praha.
- MIŠÍK, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonátických hornín. Geol. Práce, Spr., 16, Bratislava, 61—78.
- MIŠÍK, M. 1974: Paleogeographic outline of the Tithonian in the Czechoslovakian Carpathians. Acta geol. polon., 24, 3, Warszawa, 485—503.
- MIŠÍK, M. 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). Západ. Karpaty, Sér. Geol., 5, Bratislava, 7—56.
- MIŠÍK, M. — SÝKORA, M. 1982: Allodapische Barmsteinkalke im Malm des Gebirges Čachtické Karpaty. Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 1, Bratislava, 51—78.
- NOWAK W. 1968: Stomiosferidy warstw cieszynskich (kimeryd-hoteryw) polskiego Slaska Cieszynskiego i ich znaczenie stratygraficzne. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38, 2—3, Kraków, 275—327.
- ŘEHÁNEK, J. 1977a: Petrografická charakteristika a geneze dolomitizovaného komplexu vrtnu Břeží 1. Zemní Plyn Nafta, 22, 1, Hodonín, 79—84.

- ŘEHÁNEK, J. 1977b: Mikrofacie kurdějovských vápenců autochtonního mesozoika Českého masivu v podloží karpatské předhlubně jižně od vranovického příkopu. Manuscript-archív MND, Hodonín.
- ŘEHÁNEK, J. 1978: Mikrofacie a mikrofauna (incertae sedis) písčito — glaukonitové série svrchní křídy z podloží karpatské předhlubně a vnějšího flyšového pásma na jižní Moravě. *Zemný Plyn Nafta*, 23, 4, Hodonín, 327—346.
- ŘEHÁNEK, J. 1983: Petrografické rozborý horninových vzorků vrtu Uhřice 11. Manuscript-archív MND Hodonín.
- ŘEHÁNEK, J. 1984a: Nález mořského svrchního albu Českého masivu na jižní Moravě. — The marine Upper Albian of the Bohemian Massif in South Moravia. *Geol. Práce, Správy*, 81, Bratislava, 87—101.
- ŘEHÁNEK, J. 1984b: Petrografické zhodnocení vrtu Sedlec 1. Manuscript-archív MND Hodonín.
- ŘEHÁNEK, J. 1985: Cadosinidae Wanner a Stomiosphaeridae Wanner z mesozoických vápenců jižní Moravy. *Čas. Mineral. Geol.*, 30, 4, Praha, 367—380.
- ŘEHÁNEK, J. 1986: *Chitinoidella insueta* n. sp. (Protozoa incertae sedis) z tithonu jižní Moravy. *Čas. Mineral. Geol.*, 31, 3, Praha, 287—292.
- SPATH, L. F. 1933: Revision of the Cephalopod fauna of Kachh (Cutch). *Pal. Indica*, N. S. IX, 2, Calcutta.
- STRÁNÍK, Z. — BENEŠOVÁ, E. — PÍCHA, F. 1968: Geologie hlubinného vrtu Bulhary 1. *Sbor. geol. Věd, Geologie*, 13, Praha, 75—131.
- STRÁNÍK, Z. — HANZLÍKOVÁ, E. — ELIÁŠ, M. 1962: Zpráva o geologickém výzkumu Pavlovských vrchů II. Manuscript ÚÚG, Praha.
- ŠPIČKA, V. 1976: Hlubinná geologická stavba autochtonu na jižní Moravě a jeho perspektivnost pro ropu a plyn. *Sbor. geol. Věd, Geologie*, 28, Praha, 7—128.
- TRAUTH, F. 1948: Die facielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. *Verh. Geol. Bundesanst.*, Wien, 145—218.
- WILSON, J. L. 1975: Carbonate facies in geologic history. Springer Verl., Berlin — Heidelberg — New York, 1—471.

Jan Řehánek

Facial development and biostratigraphy of the Ernstbrunn Limestones (Middle to Upper Tithonian, southern Moravia)

Summary

The relatively youngest formation of the pelitic-carbonate Malm on the SE slopes of the Bohemian Massif is represented by light-coloured, shallow-water predominantly muddy organodetrital-organogenous limestones. According to the results of facial and biostratigraphic correlation with the Tithonian of the limestone klippe of the near Pavlovské kopce hills they are designated as the Ernstbrunn Limestones. In the studied drillhole profiles (Fig. 1), they represent slices and blocks of various magnitude folded into the beds of the outer flysch or are autochthonous sedimentary cover of older underlying Jurassic lithostratigraphic units.

Macroscopically and by thin section studies we distinguish five microfacial developments of the Ernstbrunn Limestones that have so far been verified by drilling:

1. microfacies of muddy sponge limestone with cherts (Pl. X/1—2, XIV/1, XVI/1—2, 4—5, XVII/2, 4—8, XVIII/1—9, XIX/1—4).

Blue-gray and light brown, variably dolomitized and silicified biomicrites and pelbiomicrites with sponge spines, echinoderm segments, coral fragments, bryozoa, lamellibranchiate and brachiopod shells, ammonite and planktonic crinoidal relics, radiolarian shells, foraminifers, calcisphaeres, calpionells etc.

2. microfacies of bioherm and parabioherm organodetrital-algal limestones (Pl. VIII/1—2, XII/1—2, XIII/1, XIV/2—3, XV/1, XVI/3, XVII/1).

Gray-brown, massive, packed biomicrites and biomicrorudites with coral detritus, very numerous algal relics (*Solenoporaceae*, *Codiaceae*, *Marinella lugeoni* PFENDER, *Acicularia* sp., *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Girvanella minuta* (WETHERED), only roughly defined fragments of dasycladaceans etc.), with fragments of lamellibranchiate and brachiopod shells, worm pipes, sea urchin spines, shells of gastropods, foraminifers and calcisphaeres. Sporadic intraclasts, pellets and ooids.

3. microfacies of pseudoolitic limestones (Pl. IX/1—2, XIII/2—4, XV/2—4, XVII/3, XX/1—2, XXI/1—2).

Yellowish white nad pinkish pseudoopelmicrites and pseudoopelsparites with prevailing microoncooids of cyanophyceans and with common shells of benthonic foraminifers. Rare fragments of solenopores, dasycladaceans, codiaceans, locally continuous presence of *Bacinella irregularis* RADOČIĆ relics. Gastropod shells, worm pipes and echinoderm segments are present, too. Irregular occurrence of pellets.

4. microfacies of slightly clayey muddy limestones without fossils and dolomitic limestones (Pl. XX/1—2, XXI/1—3).

White-gray and greenish gray monotonous micrites and dolomicrites with terrigenous aleuritic-pelitic admixture.

5. microfacies of crinoidal limestones (Pl. XI/1—2).

Yellow-brown, sometimes white-gray and greenish gray biomicrites and biomicrorudites with a rock-forming amount of crinoidal segments. Less abundant fragments of bryozoa, corals, lamellibranchiate shells, rare sea urchin spines and algal nodules (*Girvanella* sp., *Codiaceae*). Sporadic calcite ooids. Locally higher terrigenous psammites aleuritic admixture and more frequent glauconite grains.

The facies No 1—3 (Fig. 2—3, 12) are of regional distribution and are a predominant constituent in the formation of the Ernstbrunn Limestones. The facies No 4 represents an unimportant local development in final stages of the regressive sedimentary cycle of Upper Malmian age. Its thickness is small or it only fills minor dykes and hollows with inner sedimentation in beds of the facies No 2 and 3. As regards thickness and regional distribution, the facies No 5 represents only an insignificant, episodic development in the profile of Ernstbrunn Limestones, found in fragments in drilling fluids from beds folded into the outer flysch or in the form of small intercalations in the profiles of the facies No 2 and in fillings of karst hollows in the profile of the facies No 1 (Fig. 3—4, 11).

Biostratigraphically valuable are findings of microfossils — calpionells, cadosins and stomiosphaeres (Text-fig. 8—11). We assign the age of the Ernstbrunn Limestones in the drillhole profiles in Moravia to the time interval Middle Tithonian to lower part of the Upper Tithonian. The predominant thickness of the formation belongs beyond doubt to the Middle Tithonian.

We distinguish several types of sedimentary environment of the Ernstbrunn Limestones (Text-fig. 12): the zone of protected shallow water with a lagoonal régime, elevated zone of shelf margins with a bioherm régime, lowered fore-reef zone of floor elevation foothills of tidal canals and bays.

A temporary decrease of carbonate sedimentation caused by deposition of terrigenous material from the intensively denuded coast took part in upper layers of the sponge facies and is represented by intercalations of sandy-aleuritic claystones (Text-fig. 8).

Shallowing and periodic emerge of the sedimentary floor resulted in various structural phenomena: microdykes and small hollows without fossils, in places with a laminated carbonate filling, karst cavernous hollows with a crinoidal limestone filling, contraction fissures caused by drying of unconsolidated floor sediments with pelitic-bituminous deposits and Mn-Fe pigmentation.

As regards a primary collecting environment for oil and natural gas in the studied area, the bioherm and parabioherm development of the Ernstbrunn Limestones are evaluated favourably.

From the point of view of secondary collecting horizons, upper parts of the sponge facies profile with manifestations of karst weathering of beds deserve attention.

Explanations to Text-Figures

Fig. 1 Geological sketch of the Carpathian foredeep, Carpathian flysch belt and the Vienna basin in southern Moravia (V. ŠPIČKA et al. 1976) with positions of the studied drillhole localities: Sedlec 1 (Se-1), Nové Mlýny 2 (NM-2), Strachotín 2 (St-2), Pálava 1 (P-1), Němčičky 2 (Ně-2), Němčičky 4 (Ně-4), Uhřice 11 (U-11), Uhřice 13 (U-13).

Explanations: 1, 2 — Outer Carpathian flysch belt (1 — Ždánice unit, 2 — Pouzdřany unit), 3 — Mesozoic of the Pavlovské vrchy Mts., 4 — Neogene of the Carpathian foredeep (F) and of the Vienna basin (VB), 5 — drillhole localities, 6 — significant faults, 7 — line of the Pouzdřany unit overthrust, 8 — line of the Ždánice unit overthrust.

Fig. 2 Logging record of depositional relations of the Tithonian (B1, B2, C) and the basis of the Upper Cretaceous (A) in the Sedlec 1 drillhole. Explanations: see Fig. 3.

Fig. 3 Logging record of depositional relations of upper layers of the Mesozoic (B, C) and the basis of the Lower Oligocene (A) in the Uhřice 11 drillhole.

Explanations: 1 — dolomitized complex of the Upper Malm, 2 — biocalcarenes of the Lower Tithonian, 3 — 7 Ernstbrunn Limestones (3 — algal-organodetrital, 4 — pseudoolitic, 5 — 7 sponge, irregularly dolomitized with karst hollows — 5, with small cherts — 6, with pseudoolitic layers — 7), 8 — sandy-glaucanite series of the Upper Cretaceous in the development of sandy sponge claystones, 9 — Lower Oligocene in the development of sandy calcareous claystones with sandstone layers.

Fig. 4 Irregularly dolomitized sponge biomicrite with small karst hollows with crinoidal biomicrorudite filling. Uhřice 11, fragments of drillcore No 4, depth 1419 to 1424.7 m, a — vertical section, b, c — horizontal sections to the drillcore axis.

Explanations: 1 — darker dolomitized sponge biomicrite, 2 — crinoidal biomicrorudite, 3 — light-coloured, sharply limited island-shaped relics of the original nondolomitized, muddy sponge limestone.

Fig. 5 Circular diagrams of planimetric analyses of Ernstbrunn Limestones typical samples.

A — organodetrital-algal microfacies from the Sedlec 1 drillhole, drillcore No 20, sample No 1368, B — pseudoolitic microfacies from the Strachotín 2 drillhole, fragments from drilling fluid, sample No 5449, C — sponge microfacies from the Uhřice 11 drillhole, drillcore No 4, sample No 8629, D — crinoidal microfacies from the Strachotín 2 drillhole, fragments from drilling fluid, sample No 6370.

Explanations: 1 — micrite, pseudosparite, sparite, 2 — microoncooids with fragments of higher algae, 3 — organogenous detritus, 4 — foraminifers, 5 — sponges, 6 — echinoderm relics, 7 — diagenetic calcite and dolomite mainly in veinlet fillings, 8 — other microfossil components, 9 — sandy terrigenous admixture and glauconite.

Fig. 6 Classification diagram of mixed carbonatic rocks of the line limestone (L), dolomite (D), claystone (C) by M. Mišík (1959).

Explanations: full points — projections of samples of the organodetrital-algal microfacies from the Sedlec 1 drillhole, drillcore No 20, empty points — projections of samples of the pseudoolitic microfacies from the Sedlec 1 drillhole, fragments in drilling fluid, crosses — projections of samples of the sponge microfacies from the Uhřice 11 drillhole, drillcores No 3, 4, stars — projections of samples of the crinoidal microfacies from the Strachotín 2 drillhole, fragments from drilling fluid.

Fig. 7 DTA curves of the Ernstbrunn Limestones: A — analysis 057/546, organodetrital-algal microfacies from the Sedlec 1 drillhole, depth 3662—3665 m, B — analysis 055/542, pseudoolitic microfacies from the Sedlec 1 drillhole, fragments from drilling fluid 3635 m, C — analysis 056/8620, sponge microfacies from the Uhřice 11 drillhole, depth 1406—1410.5 m, D — analysis 061/7525, sponge microfacies from the Pálava 1 drillhole, depth 7.8—9.0 m. All analyses by GCHS — MND Hodonín.

Fig. 8 Profile of sponge microfacies of the Ernstbrunn Limestones from the Uhřice 11 drillhole (explanations: see Fig. 11).

Fig. 9 Profile of sponge microfacies of the Ernstbrunn Limestones of the Pálava 1 drillhole (explanations: see Fig. 11).

Fig. 10 Profile of the organodetrital-algal microfacies of the Ernstbrunn Limestones in the drillcore 20, depth 3662—3665 m in the Sedlec 1 drillhole (explanations: see Fig. 11).

Fig. 11 Profile of organodetrital-algal and pseudoolitic microfacies of the Ernstbrunn Limestones in the Pálava 1 drillhole. Explanations: A — organodetrital-algal limestones, B — pseudoolitic limestones, C — sponge limestones, D — pelitic intercalations in the Ernstbrunn Limestones, E — Klement beds (Turonian), F — dolomitization, G — „breccias“ of floor drying and cracking, H — karst phenomena.

Fig. 12 Schematic sketch of sedimentary environment of the main facial developments of the Ernstbrunn Limestones with lateral distribution of main biogenic components and dominant rock types.

Explanations of Plates VIII—XXI

Pl. VIII

Fig. 1 Microfacies of organodetrital-algal limestones, biosparite to biosparrudite with relics of *Marinella lugeoni* PFENDER, *Girvanella minuta* (WETHERED), *Acicularia* sp., with a fine lamellibranchiate detritus, with a gastropod shell etc. Sedlec 1, depth 3663.2 m, thin section 1367/2, magn. 24.5 ×.

Fig. 2 Microfacies of organodetrital-algal limestones, biosparite with *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Girvanella minuta* (WETHERED), *Codiaceae*, with crinoidal segments, lamellibranchiate fragments, sea urchin spine etc. Pálava 1, depth 273.0 m, thin section 757, magn. 24.5 ×.

Pl. IX

Fig. 1 Pseudoolitic microfacies, pseudosparite with microoncooids of cyanophyceans. Sedlec 1, depth 3655 m, thin section 543, magn. 24.5 ×.

Fig. 2 Pseudoolitic microfacies, imperfectly washed pseudosparite with cyanophycean microoncooids, worm pipe, miliolid foraminifer shell etc. Pálava 1, depth 195.7 m, thin section 746, magn. 24.5 ×.

Pl. X

Fig. 1 Sponge microfacies, biomicrite with calcified sponge spines, slightly recrystallized muddy matrix, accessory fine-grained pyrite and aleuritic terrigenous quartz. Uhřice 11, depth 1408.9 m, thin section 8622, magn. 24.5 ×.

Fig. 2 Sponge microfacies, biomicrite with sponge relics, slightly recrystallized matrix etc. Pálava 1, depth 15.6 m, thin section 7527, magn. 24.5 ×.

Pl. XI

Fig. 1 Crinoidal microfacies, slightly dolomitized packed biomicrite with pyritized and glauconitized crinoidal segments and with a fine sandy admixture of terrigenous quartz. Strachotín 2, depth 680 m, thin section B 6370, magn. 55 ×.

Fig. 2 Crinoidal microfacies, slightly dolomitized biomicrorudite in a karst hollow filling. Uhřice 11, depth 1424.2 m, thin section 8639/2, magn. 24.5 ×.

Pl. XII

Fig. 1 Detail of a combined algal nodule, that resulted from growing of interlaced fibres of the genus *Girvanella minuta* (WETHERED) (right) around the alga *Marinella lugeoni* PFENDER (left). Sedlec 1, depth 3663.2 m, thin section 1367/1, magn. 55 ×.

Fig. 2 Colony of sessile foraminifers on the surface of *Girvanella* coat on a lamellibranchiate fragment. Sedlec 1, depth 3662.3 m, thin section 1366/2, magn. 93 ×.

Pl. XIII

Fig. 1 *Acicularia* sp., cyanophycean microoncoids and exactly unidentified section of a dasycladacean in imperfectly washed intragranular matrix of organodetrital-algal limestone. Sedlec 1, depth 3662.1 m, thin section 1365/1, magn. 55 ×.

Fig. 2 *Bacinella irregularis* RADOIČIČ. Pálava 1, depth 195.7 m, thin section 746, magn. 48 ×.

Fig. 3 *Clypeina jurassica* FAVRE. Pálava 1, depth 161.8 m, thin section 8756, magn. 22.5 ×.

Fig. 4 Solenopore relic. Pálava 1, depth 195.7 m, thin section 746, magn. 55 ×.

Pl. XIV

Fig. 1 Calcareous sponge fragments (?*Sphinctozoa*). Pálava 1, depth 18.0 m, thin section 708, magn. 93 ×.

Fig. 2—3 *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Pálava 1, depth 273.0 m, thin section 757, magn. 55 ×.

Pl. XV

Fig. 1 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER. Sedlec 1, depth 3663.2 m, thin section 1367/1, magn. 55 ×.

Fig. 2 *Nautiloculina oolitica* MOHLER. Pálava 1, depth 190.2 m, thin section 742, magn. 24.5 ×.

Fig. 3 *Alveosepta* sp. Pálava 1, depth 192.5 m, thin section 743, magn. 24.5 ×.

Fig. 4 *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (YOKOYAMA). Uhřice 13, depth 1503.8 m, thin section 9101/1, magn. 17 ×.

Pl. XVI

Fig. 1 Linear colony of zoospores *Globochaete alpina* LOMBARD. Uhřice 11, depth 1406.7 m, thin section 8620, magn. 150 ×.

Fig. 2 *Protoglobigerina*. Uhřice 11, depth 1438.9 m, thin section 8694, magn. 120 ×.

Fig. 3 *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA). Sedlec 1, depth 3663.8 m, thin section 1368/1, magn. 285 ×.

Fig. 4 *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK. Pálava 1, depth 7.8 m, thin section 7525/B, magn. 180 ×.

Fig. 5 *Aptychus* in partly dolomitized micrite of sponge limestone. Uhřice 11, depth 1408.9 m, thin section 8622, magn. 55 ×.

Pl. XVII

Fig. 1 *Committosphaera sublapidosa* (VOGLER). Sedlec 1, depth 3662.1 m, thin section 1365/1, magn. 285 ×.

Fig. 2 *Colomisphaera tenuis* (NAGY). Uhřice 11, depth 1407.4 m, thin section 8621, magn. 285 ×.

Fig. 3 *Parastomiosphaera malmica* (BORZA). Nové Mlýny 2, depth 1360 m, thin section 9105/A, magn. 285 ×.

Fig. 4 *Committosphaera pulla* (BORZA). Pálava 1, depth 18.0 m, thin section 708, magn. 285 ×.

Fig. 5 *Stomiosphaerina* sp. Uhřice 11, depth 1422.0 m, thin section VI/6, magn. 189 ×.

Fig. 6 *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK. Strachotín 2, depth 630 m, thin section B 6369, magn. 414 ×.

Fig. 7 *Crustocadosina semiradiata olzae* (NOWAK). Pálava 1, depth 15.6 m, thin section 7527, magn. 378 ×.

Fig. 8 *Committosphaera palaviensis* ŘEHÁNEK. Pálava 1, depth 29.8 m, thin section 8753, magn. 378 ×.

Fig. 9 *Colomisphaera cieszynica* NOWAK. Uhřice 13, depth 1502.9 m, thin section 9100/2, magn. 378 ×.

Pl. XVIII

Fig. 1 *Chitinoidea* cf. *tithonica* BORZA. Uhřice 11, depth 1408.1 m, thin section 8610, magn. 262 ×.

Fig. 2 *Chitinoidea boneti* DOBEN. Pálava 1, depth 19.0 m, thin section 709, magn. 345 ×.

Fig. 3 *Chitinoidea bermudezi* (FURRAZOLA BERMUDEZ). Uhřice 11, depth 1408.9 m, thin section VI/10—1, magn. 250 ×.

Fig. 4 *Chitinoidea insueta* ŘEHÁNEK. Uhřice 11, depth 1422 m, thin section 8629/2, magn. 244 ×.

Fig. 5 *Tintinnopsella* sp. Pálava 1, depth 7.8 m, thin section 7525/A, magn. 223 ×.

Fig. 6 *Praetintinnopsella* sp. (left part of the section damaged). Pálava 1, depth 8.8 m, thin section 8752, magn. 151 ×.

Fig. 7 *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU). Uhřice 11, depth 1422 m, thin section VI/7, magn. 202 ×.

Fig. 8 *Tintinnopsella remanei* BORZA. Uhřice 11, depth 1408.9 m, thin section VI/5, magn. 397 ×.

Fig. 9 *Saccocoma Agassiz* („*Lombardia angulata*“ BRONNIMANN). Uhřice 11, depth 1408.1 m, thin section 8610, magn. 75 ×.

Pl. XIX

Fig. 1 Selective dolomitization of sponge limestone. Spherulitic aggregates represent blue-green algal nodules pseudomorphosed by secondary dolomite. Uhřice 11, depth 1406.4 m, thin section 8619, magn. 21.5 ×.

Fig. 2 Silicification of sponge limestone. Detailed photograph of the inner structure of chert, surrounded by dark relics of original muddy matter. Uhřice 11, depth 1438.0 m, thin section 8693/1, magn. 55 ×, N//.

Fig. 3 Irregular dolomitization of sponge limestone. Aggregate of secondary fine-grained dolomite partly replaces micrite in the hollow of an ammonite shell. Uhřice 11, The rest the same as in Fig. 1.

Fig. 4 Incomplete idiomorph crystal of authigenic quartz that originated by growing of a clastic core. Uhřice 13, depth 1502.9 m, thin section 9100/1A, magn. 429 ×.

Pl. XX

Fig. 1 Sedimentary filling of a small erosion hollow in pseudoolitic limestone by laminated micrite without fossils. At the bottom of the hollow is a thin coat of initial calcite. Pálava 1, depth 195.7 m, thin section 746, magn. 24.5 ×.

Fig. 2 Hollow in pseudoolitic limestone, that originated by leaching of a worm pipe, has a combined sedimentary filling. Initial sedimentation of small fragments of surrounding limestone was interrupted by deposition of micrite without fossils. Pálava 1, the rest the same as in Fig. 1.

Pl. XXI

Fig. 1 Small fissure in the Ernstbrunn Limestone with a combined sedimentary (clayey micrite in lower part) and diagenetic (light-coloured calcite in upper part of photograph) filling. Pálava 1, depth 200.5 m, thin section 749, magn. 55 ×.

Fig. 2 Slightly clayey micrite without fossils in a microdyke filling that penetrates the pseudoolitic-pellet matter of the Ernstbrunn Limestone. In the microdyke walls are local indications of a thin diagenetic calcite crust. Pálava 1, depth 213.0 m, thin section 751, magn. 24.5 ×.

Fig. 3 Contraction fissures in clayey muddy limestone with a fine sandy and aleuritic terrigenous admixture that are filled with pelitic and bituminous material. Pálava 1, depth 195.0 m, thin section 745, magn. 24.5 ×.

Pl. VIII—XXI photographed by J. Řehánek

Translation L. Böhmer

Vysvětlivky k fototabulkám VIII—XXI

Tab. VIII

Obr. 1 Mikrofacie organodetríticko-řasových vápenců, biosparit až biosparrudit s reliktly *Marinella lugeoni* PFENDER, *Girvanella minuta* (WETHERED), *Acicularia*, sp., s jemným detritem lamelibranchiátů, s gastropodovou schránkou aj. Sedlec, 1, hloubka 3663,2 m, výbrus 1367/2, zvětš. 24,5 ×.

Obr. 2 Mikrofacie organodetríticko-řasových vápenců, biosparit s *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Girvanella minuta* (WETHERED), *Codiaceae*, s krinoidovými články, úlomky lamelibranchiátů, ostnem ježovky aj. Pálava 1, hloubka 273,0 m, výbrus 757, zvětš. 24,5 ×.

Tab. IX

Obr. 1 Pseudoolitická mikrofacie, pseudosparit s mikroonkoidy cyanofycei. Sedlec 1, hloubka 3655 m, výbrus 543, zvětš. 24,5 ×.

Obr. 2 Pseudoolitická mikrofacie, nedokonale promytý pseudosparit s mikroonkoidy cyanofycei, rourkou červa, schránkou miliolidní foraminifery aj. Pálava 1, hloubka 195,7 m, výbrus 746, zvětš. 24,5 ×.

Tab. X

Obr. 1 Spongiová mikrofacie, biomikrit s kalcifikovanými jehlicemi hub, slabě rekrystalovanou kalovou základní hmotou, akcesorickým jemnozrnným pyritem a prachovitým terigenním křemem. Uhřice 11, hloubka 1408,9 m, výbrus 8622, zvětš. 24,5 ×.

Obr. 2 Spongiová mikrofacie, biomikrit s reliktly spongií, slabě rekrystalovanou základní hmotou atd. Pálava 1, hloubka 15,6 m, výbrus 7527, zvětš. 24,5 ×.

Tab. XI

Obr. 1 Krinoidová mikrofacie, slabě dolomitizovaný napěchovaný biomikrit s pyritizovanými a glaukonitizovanými články krinoidů a s jemně písčitou příměsí terigenního křemene. Strachotín 2, hloubka 680 m, výbrus B 6370, zvětš. 55 ×.

Obr. 2 Krinoidová mikrofacie, slabě dolomitizovaný biomikrorudit ve výplni krasové dutiny. Uhřice 11, hloubka 1424,2 m, výbrus 8639/2, zvětš. 24,5 ×.

Tab. XII

Obr. 1 Detail kombinované řasové hlízky, která vznikla obrůstáním řasy *Marinella lugeoni* PFENDER (vlevo) spleti vláken druhu *Girvanella minuta* (WETHERED) (vpravo). Sedlec 1, hloubka 3663,2 m, výbrus 1367/1, zvětš. 55 ×.

Obr. 2 Kolonie sesilních foraminifer na povrchu girvanelového povlaku lamelibranchiátového úlomku. Sedlec 1, hloubka 3662,3 m, výbrus 1366/2, zvětš. 93 ×.

Tab. XIII

Obr. 1 *Acicularia* sp., mikroonkoidy cyanofycei a blíže neurčený řez zelené řasy v nedokonale promyté mezerní hmotě organodetríticko-řasového vápence. Sedlec 1, hloubka 3662,1 m, výbrus 1365/1, zvětš. 55 ×.

Obr. 2 *Bacinella irregularis* RADOIČIČ. Pálava 1, hloubka 195,7 m, výbrus 746, zvětš. 48 ×.

Obr. 3 *Clypeina jurassica* FAVRE. Pálava 1, hloubka 161,8 m, výbrus 8756, zvětš. 22,5 ×.

Obr. 4 Relikt solenopor. Pálava 1, hloubka 195,7 m, výbrus 746, zvětš. 55 ×.

Tab. XIV

Obr. 1 Úlomky vápnitých spongií (?*Sphinctozoa*). Pálava 1, hloubka 18,0 m, výbrus 708, zvětš. 93 ×.

Obr. 2—3 *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Pálava 1, hloubka 273,0 m, výbrus 757, zvětš. 55 ×.

Tab. XV

- Obr. 1 *Conicospirillina basiliensis* MOHLER. Sedlec 1, hloubka 3663,2 m, výbrus 1367/1, zvětš. 55 ×.
Obr. 2 *Nautiloculina oolitica* MOHLER, Pálava 1, hloubka 190,2 m, výbrus 742, zvětš. 24,5 ×.
Obr. 3 *Alveosepta* sp. Pálava 1, hloubka 192,5 m, výbrus 743, zvětš. 24,5 ×.
Obr. 4 *Pseudocyclamina* cf. *lituus* (YOKOYAMA). Uhřice 13, hloubka 1503,8 m, výbrus 9101/1, zvětš. 17 ×.

Tab. XVI

- Obr. 1 Lineární kolonie zoospór *Globochaete alpina* Lombard. Uhřice 11, hloubka 1406,7 m, výbrus 8620, zvětš. 150 ×.
Obr. 2 *Protoglobigerina*. Uhřice 11, hloubka 1438,9 m, výbrus 8694, zvětš. 120 ×.
Obr. 3 *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA). Sedlec 1, hloubka 3663,8 m, výbrus 1368/1, zvětš. 285 ×.
Obr. 4 *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK. Pálava 1, hloubka 7,8 m, výbrus 7525/B, zvětš. 180 ×.
Obr. 5 Aptych v částečně dolomitizovaném mikritu spongiového vápence. Uhřice 11, hloubka 1408,9 m, výbrus 8622, zvětš. 55 ×.

Tab. XVII

- Obr. 1 *Committosphaera sublapidosa* (VOGLER). Sedlec 1, hloubka 3662,1 m, výbrus 1365/1, zvětš. 285 ×.
Obr. 2 *Colomisphaera tenuis* (NAGY). Uhřice 11, hloubka 1407,4 m, výbrus 8621, zvětš. 285 ×.
Obr. 3 *Parastomiosphaera malmica* (BORZA). Nové Mlýny 2, hloubka 1360 m, výbrus 9105/A, zvětš. 285 ×.
Obr. 4 *Committosphaera pulla* (BORZA). Pálava 1, hloubka 18,0 m, výbrus 708, zvětš. 285 ×.
Obr. 5 *Stomiosphaerina* sp. Uhřice 11, hloubka 1422,0 m, výbrus VI/6, zvětš. 189 ×.
Obr. 6 *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK. Strachotín 2, hloubka 630 m, výbrus B 6369, zvětš. 414 ×.
Obr. 7 *Crustocadosina semiradiata olzae* (NOWAK). Pálava 1, hloubka 15,6 m, výbrus 7527, zvětš. 378 ×.
Obr. 8 *Committosphaera palaviensis* ŘEHÁNEK. Pálava 1, hloubka 29,8 m, výbrus 8753, zvětš. 378 ×.
Obr. 9 *Colomisphaera cieszynica* NOWAK. Uhřice 13, hloubka 1502,9 m, výbrus 9100/2, zvětš. 378 ×.

Tab. XVIII

- Obr. 1 *Chitinoidella* cf. *tithonica* BORZA. Uhřice 11, hloubka 1408,1 m, výbrus 8610, zvětš. 262 ×.
Obr. 2 *Chitinoidella boneti* DOBEN. Pálava 1, hloubka 19,0 m, výbrus 709, zvětš. 345 ×.
Obr. 3 *Chitinoidella bermudezi* (FURRAZOLA BERMUDEZ). Uhřice 11, hloubka 1408,9 m, výbrus VI/10-1., zvětš. 250 ×.
Obr. 4 *Chitinoidella insueta* ŘEHÁNEK. Uhřice 11, hloubka 1422 m, výbrus 8629/2, zvětš. 244 ×.
Obr. 5 *Tintinnopsella* sp. Pálava 1, hloubka 7,8 m, výbrus 7525/A, zvětš. 223 ×.
Obr. 6 *Praetintinnopsella* sp. (levá strana řezu poškozená). Pálava 1, hloubka 8,8 m, výbrus 8752, zvětš. 151 ×.
Obr. 7 *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU). Uhřice 11, hloubka 1422 m, výbrus VI/7, zvětš. 202 ×.
Obr. 8 *Tintinnopsella remanei* BORZA. Uhřice 11, hloubka 1408,9 m, výbrus VI/5, zvětš. 397 ×.
Obr. 9 *Saccocoma Agassiz* („*Lombardia angulata*“ BRONNIMANN). Uhřice 11, hloubka 1408,1 m, výbrus 8610, zvětš. 75 ×.

Tab. XIX

Obr. 1 Selektivní dolomitizace spongiového vápence. Sférolitické agregáty představují sekundárním dolomitem pseudomorfované hlízky sinic. Uhřice 11, hloubka 1406,4 m, výbrus 8619, zvětš. 21,5 ×.

Obr. 2 Silicifikace spongiového vápence. Detailní záběr vnitřní struktury rohovce, obklopeného tmavými relikty původní kalové hmoty. Uhřice 11, hloubka 1438,0 m, výbrus 8693/1, N//, zvětš. 55 ×.

Obr. 3 Nerovnoměrná dolomitizace spongiového vápence. Agregát sekundárního jemnozrného dolomitu částečně ztláčí mikrit v dutině amonitové schránky. Uhřice 11, ostatní dtto obr. 1.

Obr. 4 Neúplný idiomorfni krystal autigenního křemene, který vznikl dorůstáním klastického jádra. Uhřice 13, hloubka 1502,9 m, výbrus 9100/1A, zvětš. 429 ×.

Tab. XX

Obr. 1 Sedimentární výplň drobné erozivní dutinky v pseudoolitickém vápenci laminovaným bezfosilním mikritem. Na dně dutinky tenká výstelka iniciálního kalcitu. Pálava 1, hloubka 195,7 m, výbrus 746, zvětš. 24,5 ×.

Obr. 2 Dutinka v pseudoolitickém vápenci, která vznikla vyluhováním rourky červa, má kombinovanou sedimentární výplň. Počáteční sedimentace drobných fragmentů okolního vápence byla přerušena náplavem bezfosilního mikritu. Pálava 1, ostatní dtto obr. 1.

Tab. XXI

Obr. 1 Drobná trhlina v ernstbrunnském vápenci s kombinovanou sedimentární (jílovitý mikrit v dolní části) a diagenetickou (světlý kalcit v horní části snímku) výplní. Pálava 1, hloubka 200,5 m, výbrus 749, zvětš. 55 ×.

Obr. 2 Bezfosilní slabě jílovitý mikrit ve výplni mikrodajky, která proniká pseudooliticko-peletovou hmotu ernstbrunnského vápence. Na stěnách mikrodajky lokální náznaky tenké diagenetické kalcitové krusty. Pálava 1, hloubka 213,0 m, výbrus 751, zvětš. 24,5 ×.

Obr. 3 Kontrakční trhliny v jílovitém kalovém vápenci s jemně písčitou a prachovitou terigenní příměsí, které jsou vyplňovány pelitickým a bituminosním materiálem. Pálava 1, hloubka, 195,0 m, výbrus 745, zvětš. 24,5 ×.

Tab. VIII—XXI foto J. Řehánek

Milan Mořkovský

Seismická detekce sv. tektoniky ve východní části východoslovenské neogenní pánve a její význam pro akumulaci živíc

3. obr., anglické resumé

Abstract. After migration of the reflection seismic profile 561/78 and reinterpretation of other profiles in the SE part of the Východoslovenská nížina lowland, transversal normal faults of a NE—SW direction were identified in upper blocks of the Močarany faults. These transversal faults delimit structurally upper parts of individual blocks and conditions for the origin of bitumen traps arise. The deep Senné 1 drillhole confirmed the reinterpretation results of the seismic measurements and proved economic reserves of natural gas in the Neogene.

Úvod

Podle současného stavu poznatků se ve v. části východoslovenské neogenní pánve, jižně od Michalovců, považovaly za nejdůležitější jak pro stavbu území tak i pro vznik ložisek živíc poklesové zlomy sz.-jv. směru, podélné s mladou karpatskou stavbou. S výjimkou vrbnického (vihorlatského) a falkušoveckého zlomu nebylo dosud údajů o významnější roli příčných poruch sv.-jz. směru, zejména na vysokých krátech významného tektonického prvku pánve-močaranského zlomového pásma. Na pokleslých krátech zlomového pásma byly poklesové zlomy sv.-jz. směru interpretovány jak ze seismických měření tak i z výsledků hlubinných vrtů např. na elevační struktuře Stretava. Avšak až do současné doby, při koncepci přibližně synchronní funkce jak podélných, tak i příčných zlomů ve svrchním bádenu a mladších souvrstvích, řešil se jejich další průběh k V souklonným splynutím se zlomy močaranskými, příp. zánikem na nich.

Tektonické prvky sv.-jz. směru uváděl v této oblasti již dříve R. RUDINEC (1973, 1980). Vycházel přitom z hypsometrických rozdílů stratigrafických hranic hlubinných vrtů, extrapolovaných podél reflexně seismických profilů. Vzhledem k jen sporým vrtním údajům a seismickým datům získaných metodou jednoduchého překrytí, mohly být závěry autora jen obecného charakteru. Z tohoto důvodu se jím předpokládané zlomy nekryjí s tektonickými prvky, které dále popisujeme.

Existence a funkce poklesů sv.-jz. směru i na vysokých krách močaranského zlomového pásma byla poprvé konkrétně v seismickém materiálu naznačena R. LUKÁŠOVOU et. al. (1979). Význam příčné tektoniky se znásobil v souvislosti se zjištěním zlomu Senného, protiklonného vůči močaranským (M. MOŘKOVSKÝ — R. LUKÁŠOVÁ 1978). Na takto vymezeném strukturním prvku sz.-jv. směru, který nazýváme stretavsko-pavloveckou hrástí by totiž přítomnost příčného zlomu, či zlomů vytvářela podmínky pro utěsnění propustných vrstev ve strukturně nejvyšších částech a mohla tak dát vznik pastím zemního plynu.

V širším okolí byl proveden seismický průzkum metodou společného reflexního bodu (SRB) s 12 násobným překrytím, který přinesl řadu nových a z hlediska naftové geologie závažných zjištění.

Z hlediska vývoje dalších vyhledávacích prací na živice bylo velmi významným zavedení procesu migrace na výsledky časového řezu reflexně seismického profilu 561/78. Tento krok podstatně rozšířil možnosti geologické interpretace, a tím i umožnil rozšířit závěry, týkající se plynonadějnosti podvihorlatské deprese.

Vedle plynonosné oblasti Stretava, dále vedle předpokládaných tzv. nestrukturních ložisek zemního plynu spjatých s vyklínováním svrchního a středního miocénu při jz. svazích podvihorlatské deprese (M. MOŘKOVSKÝ 1964), se rýsovala možnost existence pastí živic vázaných na poklesové zlomy sv.-jz. směru. Interpretace a souhrn výsledků profilu 561/78, který dal základní impulz a i poznatky k řešení problematiky jsou předmětem tohoto článku.

Interpretace reflexně seismického profilu 561/78 (migrovaná verze)

Z hlediska stavby předtercierního fundamentu řadí paleozoikum popisované oblasti R. RUDINEC — J. SLÁVIK (1970) k dílčí pozdišovsko-iňačovecké jednotce. Petrograficky je zcela převážně budováno anchi-až epimetamorfovanými horninami — břidlicemi až fylity.

Reliéf paleozoika v podloží neogenní výplně pánve v seismických materiálech není zřetelný. Výrazněji se projevuje pouze ve vrcholových částech struktury Senné. V hlubších částech — na křídlech struktury, dynamická výraznost seismických projevů mizí. Je to podmíněno jednak poměrně velkou mocností neogenní výplně a tedy poměrně silným útlumem seismických vln a dále malým fyzikálním kontrastem mezi bazálním neogenním komplexem — karpatem a paleozoikem. Povrchové části paleozoika velmi často zvětrávají do velkých hloubek. Podle významného poklesu rychlosti šíření elastických vln, registrovaném seismokarotáží v blízkém vrtu Bunkovce-1 lze věrohodně předpokládat intenzivní procesy zvětrávání až do hloubky více než 100 m od reliéfu paleozoika (rovněž J. MAGYAR — R. RUDINEC 1980). Plochy vrstevnatosti, příp. foliací poskytují z paleozoika často větší množství reflexních elementů než nadložní neogenní sedimenty karpatu. To je podmíněno zejména silně proměnlivým

vývojem pestré facie karpátu a rovněž jeho silným tektonickým namožením. Toto zjišťuje J. MAGYAR (1984) ve vrtu Senné-1 prakticky v celém rozsahu stupně. Ze srovnání vrstevních úklonů na vrtních jádrech, (kde často přesahují 40°) a údajů reflexně seismického profilu, kde jsou registrována méně rozměrná, maximálně 200 m dlouhá reflexní rozhraní je zřejmé, že souvrství karpátu je silně tektonicky porušeno.

Celkem zřetelný úbytek reflexů v karpátu, a to jak k SZ tak i JV oproti vrcholové části struktury Senné, je podmíněn do jisté míry zvýšeným útlumem elastických vln v důsledku narůstajících mocností nadložních komplexů a zlomy paralelně probíhajícími s linií profilu. Velmi pravděpodobně však výraznější roli zde hraje ještě labilnější litofaciální vývoj (oproti vrtu Senné-1) a snad i vyšší míra tektonického poškození.

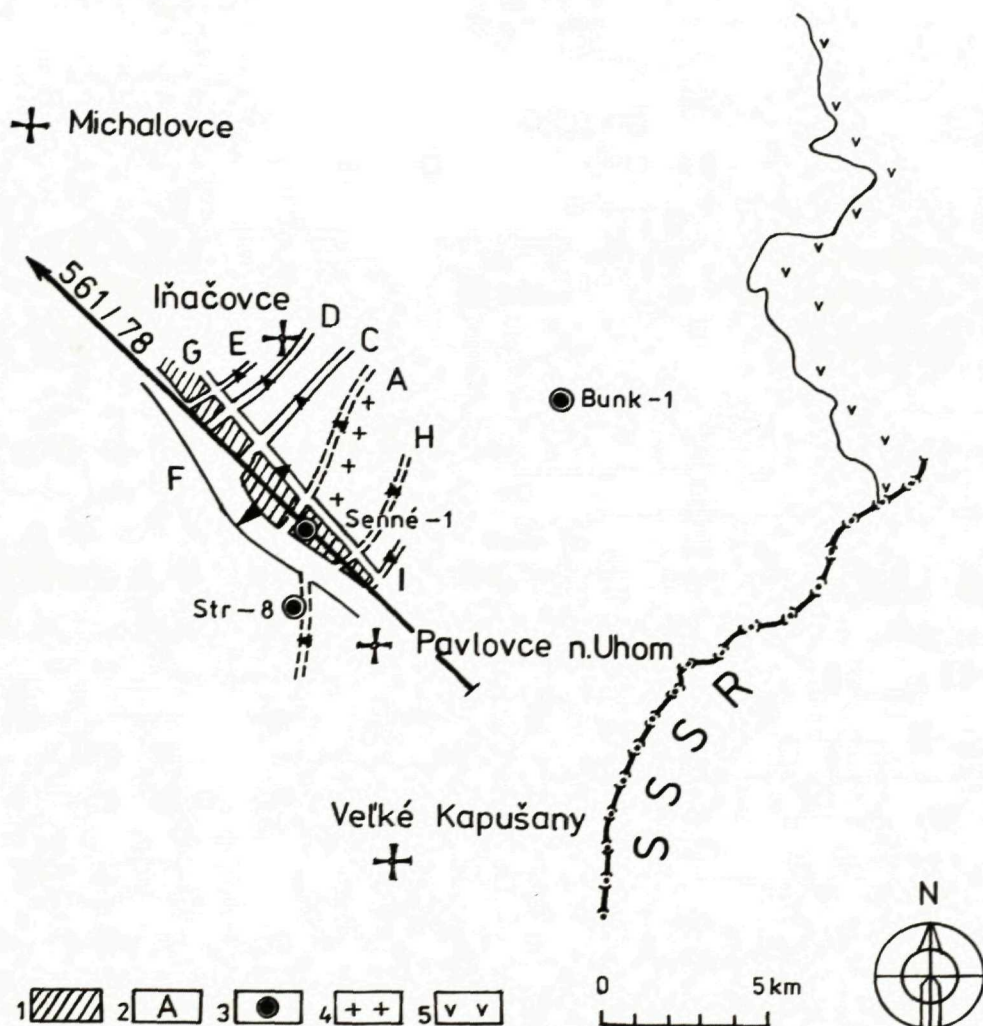
Hranice karpátu vůči spodnímu-střednímu bádenu není zřetelná, a to vzhledem k obdobným seismogeologickým podmínkám. Teprve ve vyšších částech spodního bádenu, v blízkosti vrtu Senné-1 v hloubce okolo 2500 m se projevují souvislejší polohy tufitických pískovců. Ve srovnání s hlubšími částmi spodního bádenu a karpátu indikují seismické materiály podstatně pravidelnější režim sedimentace a současně výraznější litologické rozčlenění ukládaných souvrství. I takto, ve srovnání se svrchnobádenskou a mladšími výplněmi, řada reflexů indikuje jak synsedimentární pohyby — naduřování vrstevních komplexů tak i epigenetické zlomové porušení. Podle výsledků seismokarotážních měření ve vrtu Senné-1 (V. FILKOVÁ 1984) se podélné elastické vlny ve spodním bádenu šíří přibližně o 1000 m/s rychleji (vrstevní rychlost $V_v = 4200$ m/s) oproti svrchnímu bádenu (3200 m/s).

Významným seismogeologickým elementem je vulkanogenní komplex v nejvyšší části hlubšího bádenu, stratigraficky snad odpovídající tzv. hraboveckému tufu. Podle grafu seismokarotážního měření byl komplex zastížen vrtem Senné-1 v int. 2170—2300 m. V hlubších polohách (int. 2210—2300 m) je zřetelné kolísání vrstevních rychlostí, podmíněné střídáním vulkanického a sedimentárního materiálu. I tak tam hodnoty vrstevních rychlostí dosahují 5000 m/s až 6500 m/s. Extrémně vysoké rychlosti šíření podélných elastických vln, až přes 7000 m/s, jsou registrovány ve svrchní části vulkanogenního komplexu v hl. 2170—2210 m. Tyto odpovídají poloze celistvých andezitových tufů zastížených vrtním jádrem v int. 2182—2183 m (J. MAGYAR 1984). Rovněž tak ultrazvukové prosvěcování tohoto vrtního vzorku vykazalo podstatně vyšší hodnoty rychlostí elastických vln.

Tento vulkanogenní komplex se projevuje podél značné části profilu jako amplitudově významný a poměrně stálý reflektor, který umožňuje stratigrafickou identifikaci, a tím i řešení zlomové tektoniky (obr. 2, 3). Rozšíření komplexu lze sledovat od vrtu Senné-1 k JV velmi dobře, směrem k SZ od vrtu — na pokleslé kře zlomu A — je však již problematické. Menší seismická výraznost je podmíněna hlavně petrografickými změnami komplexu, a to nejspíše ubývááním čistě vulkanických složek v uvedeném směru.

Svrchní bádén transgreduje na spodní bádén úhlovou diskordancí. Tato je podstatně zřetelnější na profilech směru SV—JZ, tj. orientovaných kolmo

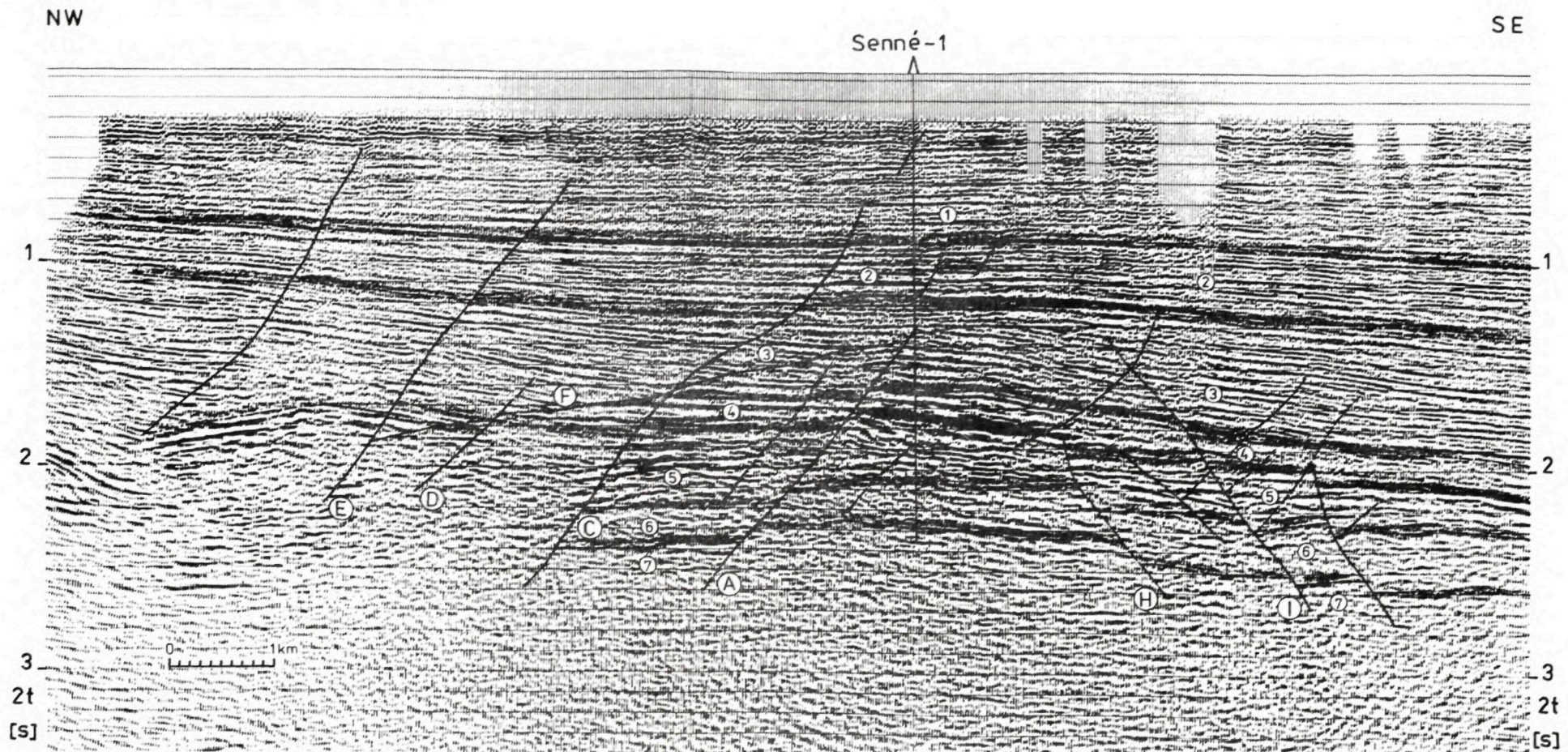
vůči hlavním strukturním prvkům svrchnobádenské a mladší výplně. Reflexy vznikající v hlubší části svrchního bádenu jsou nepravidelně rozloženy, bez výraznější návaznosti. Stejně tak se intenzívně mění jejich amplitudová charakteristika. Svědčí to o neustáleném, faciálně proměnlivém sedimentačním prostředí. Odrazné rozhraní v hloubce 2040 m v okolí hlubinného vrtu Senné-1 je nejspíše vyvoláno — podle grafu elektro karotážního měření ve vrtu — silně tufitickými pískovci. Tyto lze sledovat na časovém řezu až do vzdálenosti 2,5 km JV od vrtu Senné-1.



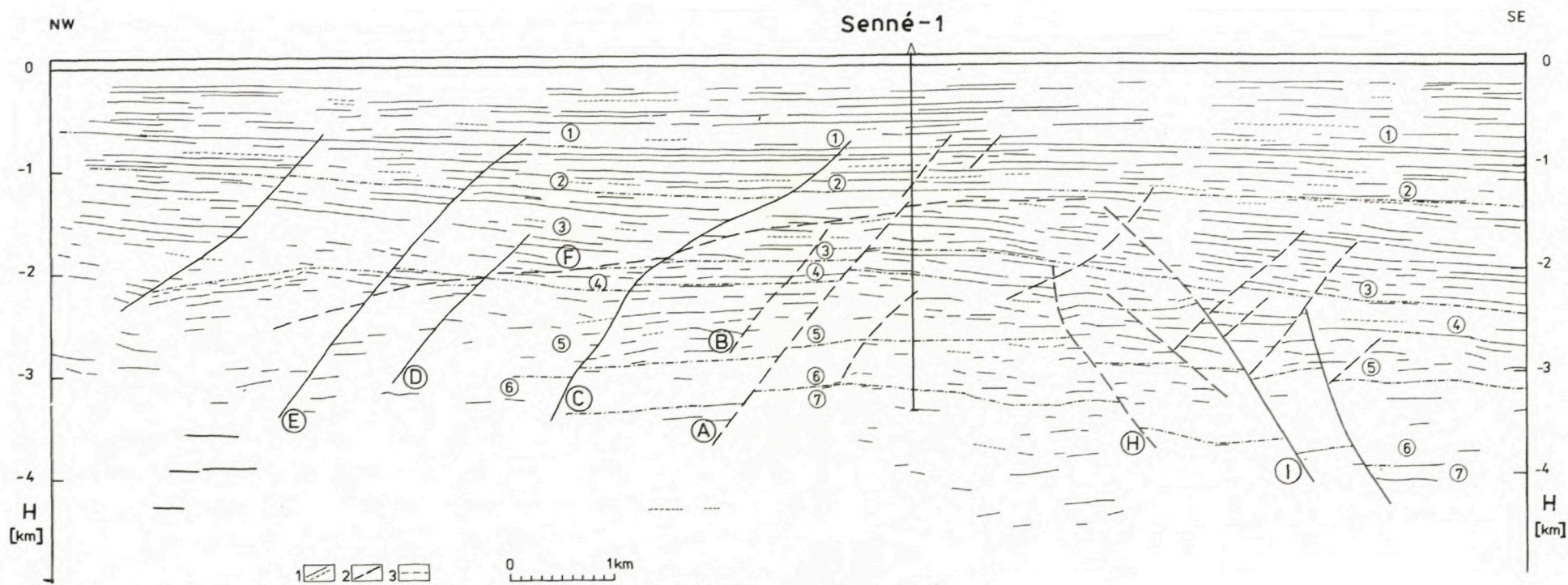
Obr. 1 Tektonické schéma oblasti a situace seismického profilu 561/78

1 — stretavsko-pavlovecká hrást; 2 — označení zlomů; 3 — hlubinné vrtu; 4 — vrcholová část hrástě mezi zlomy A, H; 5 — vulkanity Popričného

Geologický ústav Dionýza Štúra
DIGITOVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina
817 04 BRATISLAVA



Obr. 3 Časový rez seismického profilu 561/78 (migrovaný) s geologickou interpretáciou
Vysvětlivky u obr. 2



Obr. 2 Hloubkový řez seismického profilu 561/78 (migrovaný) s geologickou interpretací

1 — reflexní horizonty; 2 — zlomy; 3 — stratigrafické hranice;

1 — panon až pliocén, 2 — vyšší sarmat, 3 — spodní sarmat, 4 — svrchní bádén, 5 — spodní — střední bádén, 6 — karpát, 7 — paleozoikum

Ⓕ — zlomy močaranské, Ⓖ — zlom Senného

Spodní sarmat je v seismickém řezu charakterizovaný množstvím výrazných a často navazujících reflexů, které stejně jako naprostá většina reflexů buzených v neogenních komplexech, jsou interferenčního charakteru. Po litologické stránce se totiž jedná o rytmické střídání 3—4 m mocných pískovcových, či písčitých poloh s 1 a 2 m mocnými jílovcí. Jen řídce se objevují propustné pískovcové horizonty o mocnosti 4—8 m. Vrstevní rychlosti elastických vln dosahují rychlosti okolo 3000 m/s.

Reflexy v linii profilu generelně zapadají k JZ, s výjimkou reflexů v blízkosti zlomů a s výjimkou synsedimentárních jevů. Tyto, zejména vyklínování a naduřování souvrství, jsou zřetelné jak v prostoru původně vymezeného iňa-čovecko-jastrabianského prahu tak zejména na jv. úbočí struktury Senné. Neklidnou sedimentaci doprovázenou křížovým zvrstvením a texturami podmořského zavinování uvádí J. MAGYAR (1984) — ostatně již dříve byly z hlubších částí spodního sarmatu popsány až střednězrnité, subangulární až semioválně zaoblené slepence (J. MAGYAR — M. ZÁDRAPA 1976).

Nejintenzivnější změny v režimu sedimentace pánve jsou stratigraficky vázány na střední a vyšší část spodního sarmatu. Nejhlubší části středního-svrchního sarmatu leží se zjevnou úhlovou diskordancí na spodním sarmatu. Diskordance seřezává nejvyšší části spodního sarmatu, takže v jv. části profilu vystupují jeho nejmladší části, z vrcholové části elevace denudované. Seismický obraz vrstevních komplexů vyššího sarmatu, na rozdíl od spodního sarmatu, je poněkud pravidelnější — rušivými elementy jsou vesměs pouze projevy zlomové tektoniky. Litologický vývoj střídajících se poloh jílu a písků je natolik stálý, že umožnil jednoznačnou identifikaci poklesů i o amplitudách okolo 20 m. Vrstevní rychlosti klesají od 3000 m/s až na 2400 m/s ve svrchní části.

Terminální část vyššího sarmatu se vyznačuje amplitudově výraznými navazujícími reflexy, které lze sledovat v převážné části podvihorlatské deprese. Toto umožňuje korelaci a identifikaci tektonických poruch i velmi malých amplitud. Příčiny vzniku a amplitudové výraznosti horizontu nejsou jasné. Žádná z metod vrtní geofyziky — karotáže, tam totiž neindikovala významnější a souvislejší litologické změny. Je možné, že toto stálé seismické rozhraní je projevem alterace tuftického materiálu event. fyzikálně chemických změn v terminální části sarmatu, ke kterým došlo za hiátu před transgresí panonu.

Panon-pliocén transgreduje na sarmat s úhlovou diskordancí okolo 3°. Tato je nejlépe patrná v sz. části profilu. Relativně větší množství odrazných elementů pozorujeme ve vyšší části panonu. Jedná se o jezerní sedimentaci význačnou rytmickým střídáním pestrých jílu a vápnitých písků. Hojně jsou rovněž polohy uhelných jílu a tuftických jílu.

Zlomová tektonika sv.-jz. směru

Vedle zlomové tektoniky směru SZ—JV, která významně ovlivnila stavbu neogenní pánve (zlomy močaranské, zlom Senného), je území porušeno rovněž zlomovou tektonikou sv.-jz. směru. Tato je z hlediska strukturálního méně výrazná, ale významně ovlivnila vznik a uchování pastí živič.

Nejvýraznějším strukturálním prvkem zastíženým reflexně seismickým profilem 561/78 je hrášťová struktura jak neogenní výplně tak i podložního paleozoika mezi obcemi Senné a Pavlovce. Odras paleozoického hřbetu směru SV—JZ je patrný i v mapě Bouguerových izanomál. Dále k SV od popisovaného území dílčí tíhový hřbet zaniká spolu se snižujícími se projevy hrášťové stavby i na reflexně-seismických profilech. Rovněž tak k JZ, směrem do hlubokých částí neogenní pánve, projev hrášťové stavby v tíhovém obraze mizí.

Hrašťová struktura je na SZ omezena zlomy A a C (obr. 2, 3) s úklonem k SZ, na JV tvoří omezení systém protiklonných zlomů H a I, zapadajících k JV.

Elevační stavba neogénu je nejvýrazněji patrna ve středním a spodním bádenu, svrchním bádenu a v hlubší části spodního sarmatu. V těchto komplexech je zřetelný průběh zlomu A, který je v náznaku patrný i na nemigrované verzi profilu (R. LUKÁŠOVÁ et al. 1979). Souvrství bádenu a hlubší části spodního sarmatu vytvářejí výrazné vyklenutí, kdežto strukturální převýšení mladších komplexů, i když je zřetelné, se podstatně snižuje.

Funkce zlomu A je dobře patrná z přerušení seismických horizontů zejména ve svrchním bádenu a v hlubším spodním sarmatu. Stanovení jeho amplitudy je obtížné. Pokusili jsme se o to korelací dynamických charakteristik reflexních horizontů na vysoké a pokleslé kře. Jednalo se o horizonty na rozhraní spodní sarmat-báden a dále zejména o tufiticko detritický komplex na bázi svrchního bádenu. Doba maximální funkce poklesu by spadala do období svrchního bádenu a nejhlubšího spodního sarmatu s amplitudou okolo 100 m. Směrem do nadloží se pohyby rychle uklidňují, dochází k vikarizaci zlomu za současného vyznívání. Vůči hlubšímu bádenu a starším souvrstvím předpokládáme epigenetickou funkci zlomu.

Existence dalšího souklonného zlomu B není zcela jistá — je uváděn spíše jako možný element porušující strukturu, a to na základě změn charakteru reflexů ve svrchním bádenu a v bazálním spodním sarmatu. Nelze však vyloučit, že se jedná pouze o projev faciálních změn. Amplituda poklesu by byla nevýrazná, maximálně do 30 m, s ukončením pohybu v hlubší části spodního sarmatu.

Zlom C se i při relativně malé amplitudě projevuje velmi výrazně. Porušuje totiž horizonty, které jsou výrazné a stálé jak rozšířením, tak i reflexními vlastnostmi.

Jen s amplitudou okolo 20 m, je posunován jeden z nejcharakterističtějších seismogeologických horizontů — rozhraní sarmat-panon. Ve vyšším sarmatu intenzita pohybu narůstá, ve spodním sarmatu a svrchním bádenu lze amplitudu odhadnout na 80 m. Plochý úklon zlomu C na profilu 561/78 je podle našeho názoru podmíněn stáčením poruchy do sj. směru.

Další souklonné zlomy (D a E), patrné na seismickém profilu, se projevují rovněž přerušením a posunem souvisle korelovatelných horizontů. I u nich předpokládáme amplitudu poklesu při bázi spodního sarmatu v rozpětí 50—100 m. Prostor vymezený zlomy C a E odpovídá průběhu iňačovecko-jastrabianského prahu. Významné litologické změny, vyklíňování horizontů apod. jsou tam zřetelně patrné zvláště ve spodním sarmatu.

Systém zlomů ukloněných k SZ byl indikován geoelektrickým měřením metodou vertikálního elektrického sondování (D. ZAVŘELOVÁ — M. MOŘKOVSKÝ 1972). V příloženém strukturním schématu odpovídá poklesům nápadná depresní zóna sv.-jz. směru mezi Stretavou a Blatnou Poliankou. I když geoelektrický horizont není ve strukturně různých částech území identický, lze jeho totožnost v podélných stavebních směrech věrohodně předpokládat.

Vedle uvedených tektonických poruch interpretujeme na profilu jako jv. omezené hráště systém zlomů přibližně souběžných s výše popsaným systémem tj. SV—JZ, avšak ukloněných k JV. Identifikace těchto poruch je složitější, a to z několika důvodů: byla to jednak v této části profilu řada přestřelů (neúplný seismický odpalovací systém) vynucená nepřístupností terénu, která negativně ovlivnila výsledky. Dále se jedná o zlomy svojí funkcí zřejmě starší, které neporušují průběžně korelovatelná souvrství panonu a vyššího sarmatu a proto jejich identifikace je obtížnější. Podle průběhu seismicky výrazné báze svrchního bádenu ve vrtu Senné-1 předpokládáme maximální amplitudu 200 m u vnitřního okrajového zlomu hráště.

Velmi zajímavá je otázka pokračování příčných prvků strukturní stavby k JZ. Pro korelaci nepříliš výrazných strukturních prvků sz.-jv. směru je relativně málo údajů. Je možné, že elevační struktura Senného odpovídá na pokleslé kře močaranských zlomů až elevační zóna v panonu a sarmatu v prostoru jv. od vrtu Stretava-1. Na vysokých krách v blízkosti močaranských zlomů může sice docházet ke stáčení sv. strukturně tektonických prvků až do sj. směru, ale pokud se jedná o totožné strukturní prvky, nasvědčovala by uvedená korelace vedle vertikální rovněž na horizontální složku pohybu pokleslých ker močaranských zlomů, a to k JV.

Podrobný rozbor a identifikace zlomové tektoniky na migrované verzi profilu 561/78 vedly k reinterpretaci i ostatních seismických materiálů a k novému pohledu na strukturní stavbu zpracovávané oblasti. Umožnily sestojit strukturní schéma, které se stalo podkladem pro situování nálezného vrtu Senné-1 (M. MOŘKOVSKÝ 1983).

Závěr

Reinterpretaci reflexně seismických profilů, zejména po zavedení procesu migrace na reflexně seismickém profilu 561/78 se v neogénu Potiské nížiny jv. Michalovců zjistily na vysokých krách močaranských zlomů poklesové zlomy sv.-jz. směru. Při generelním úklonu vrstev k J až JV takto vznikly na stretavsko-pavlovecké hrásti podmínky pro vznik pastí živíc.

Hlubinný vrt Senné-1, situovaný na ověření tohoto problému, potvrdil předložené řešení. Údaje vrtu zpracované J. ČVERČKEM (1985), které jsme v tomto příspěvku použili, zpřesnily poznatky o stratigrafii území. Tím z hlediska dalších prací umožňují, vedle údajů o tektonice, rovněž zpřesnit zóny významnějších litofaciálních změn indikované geofyzikou, a to jak ve vertikálním tak i v horizontálním směru. Zásadním výsledkem vrtu však bylo zjištění ekonomické produktivity tohoto nového plynového ložiska ve spodním sarmatu a přítomnosti zemního plynu rovněž ve vyšším sarmatu a v karpátu.

Potvrzuje se, že využití dalších zpracovatelských postupů migrace aj. u reflexní seismiky, i když je z hlediska výpočetní techniky časově (a tím i finančně) náročné, přináší i v oblastech se zdánlivě jednoduchou stavbou významné výsledky. Princip spočívá ve zvýraznění a rovněž zlepšení podmínek korelace prvků, které v základním zpracování nejsou nápadné a mohou uniknout pozornosti. Přitom se může jednat o elementy, které jsou z hlediska sledovaného cíle zásadního významu. Objev plynového ložiska Senné je toho pěkným příkladem.

Literatura

- ČVERČKO, J. 1985: Závěrečná správa o vyhledávacom vrtu Senné-1. Geofond, Bratislava, 1—34.
- FILKOVÁ, V. 1984: Seismokarotážní měření ve vrtu Senné-1. Geofyzika, Brno.
- LUKÁŠOVÁ R. — MOŘKOVSKÝ, M. — SOUKENÍK, K. — DVOŘÁK, V. — JIHLAVEC, FR. — KAŇOVÁ, M. 1979: Zpráva o reflexně seismickém měření ve východoslovenském neogénu v roce 1978. Geofond, Bratislava, 1—86.
- MAGYAR, J. 1984: Litologický popis jader hlubinného vrtu Senné-1. Geofond, Bratislava, 1—7.
- MAGYAR, J. — RUDINEC, R. 1980: Nové poznatky o podloží neogénu pozdišovsko-iňačoveckého bloku na východnom Slovensku (vrt Bunkovce-1). Mineralia slov., 12, 1, Bratislava, 63—74.
- MAGYAR, J. — ZÁDRAPA, M. 1976: Príspevok k petrografickej charakteristike sedimentárno-vulkanogénnych hornin oblasti Stretava. Zemný Plyn Nafta, 21, 4, Hodonín, 301—313.
- MOŘKOVSKÝ, M. 1964: Zpráva o geologických výsledcích geofyzikálního průzkumu neogénu východního Slovenska v roce 1963. Zprávy o geol. výskumoch v roku 1963, 2, Slovensko, Práce Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 178—180.
- MOŘKOVSKÝ, M. 1983: Časové strukturální schema na bázi svrchního bádenu — oblast Pavlovce — Senné s návrhem hlubinného vrtu. Geofyzika, Brno.
- MOŘKOVSKÝ, M. — LUKÁŠOVÁ, R. 1978: Geologický vývoj plynonosné struktury Stretava ve východní části východoslovenské neogenní pánve. Mineralia slov., Bratislava, 10, 3, 213—219.
- RUDINEC, R. 1973: Neogénna výplň a predneogénne podložie juhovýchodnej časti podvihorlatskej oblasti (vrt Vysoká-1). Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—218.
- RUDINEC, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. Mineralia slov., 12, 6, Bratislava, 507—531, Bratislava.
- RUDINEC, R. — SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—155.
- ZAVŘELOVÁ, D. — MOŘKOVSKÝ, M. 1972: Závěrečná zpráva o geoelektrickém měření ve východoslovenské neogenní pánvi (podvihorlatská deprese a Košická kotlina). Geofond, Bratislava, 1—61.

Milan Mořkovský

Seismic detection of NE tectonics in the eastern part of the East Slovakian Neogene basin and its importance for bitumen accumulations

Summary

In the structural development of the Neogene basin in the Upper Badenian and younger formations, the Močarany normal faults and Senné normal fault (Fig. 1) of a NW—SE direction were of decisive importance. Besides them, the territory is intersected with transversal fault tectonics of a NE—SW direction. It is less important from the viewpoint of structural structure, but it markedly influenced the origin and preservation of gaseous hydrocarbon accumulations.

These transversal faults could not have been identified in original seismic materials — but they became much more distinct after the migration of CDP seismic profiles had been introduced.

The most conspicuous structural element discovered by the reflexive seismic profile 516/78 (Fig. 2, 3) is a horst structure of Neogene sediments as well as the Paleozoic between the communities Pavlovce n. Uhom and Senné. The normal faults and the elevation structure, too have the largest amplitude in the Badenian formations and in the Lower Sarmatian. In younger complexes these structural elements fade out. By the combination of longitudinal tectonics of a NW—SE direction and transversal tectonics of a NE—SW direction, systems of isolated blocks originate that are gas-bearing in structurally convenient conditions.

The deep Senné 1 drillhole, situated to explore the upper part of the horst, discovered economic productivity of gas-bearing horizons of the Lower Sarmatian and presence of natural gas in the Upper Sarmatian and Karpatian, too (J. ČVERČKO, 1985).

It has turned out that the introduction of other processing methods in reflexive seismics (migration etc.), in spite of the fact that it requires much computing time and is therefore costly, brings important results also in areas with a seemingly simple structure. The principle lies in making more distinct and improving conditions of element correlation that by basic processing are not conspicuous and may be overlooked. This can also apply to elements that are, as regards the observed aim, of prime importance. It is proved by the discovery of the natural gas deposit Senné.

Explanations to Figures

Fig. 1 Tectonic sketch of the area and the situation of the seismic profile 561/78

1 — Stretava-Pavlovec horst, 2 — fault designation, 3 — deep drillholes, 4 — upper part of the horst between the faults A and H, 5 — volcanites of the Popričný Mt.

Fig. 2 Deep section of the seismic profile 561/78 (migrated) with a geological interpretation

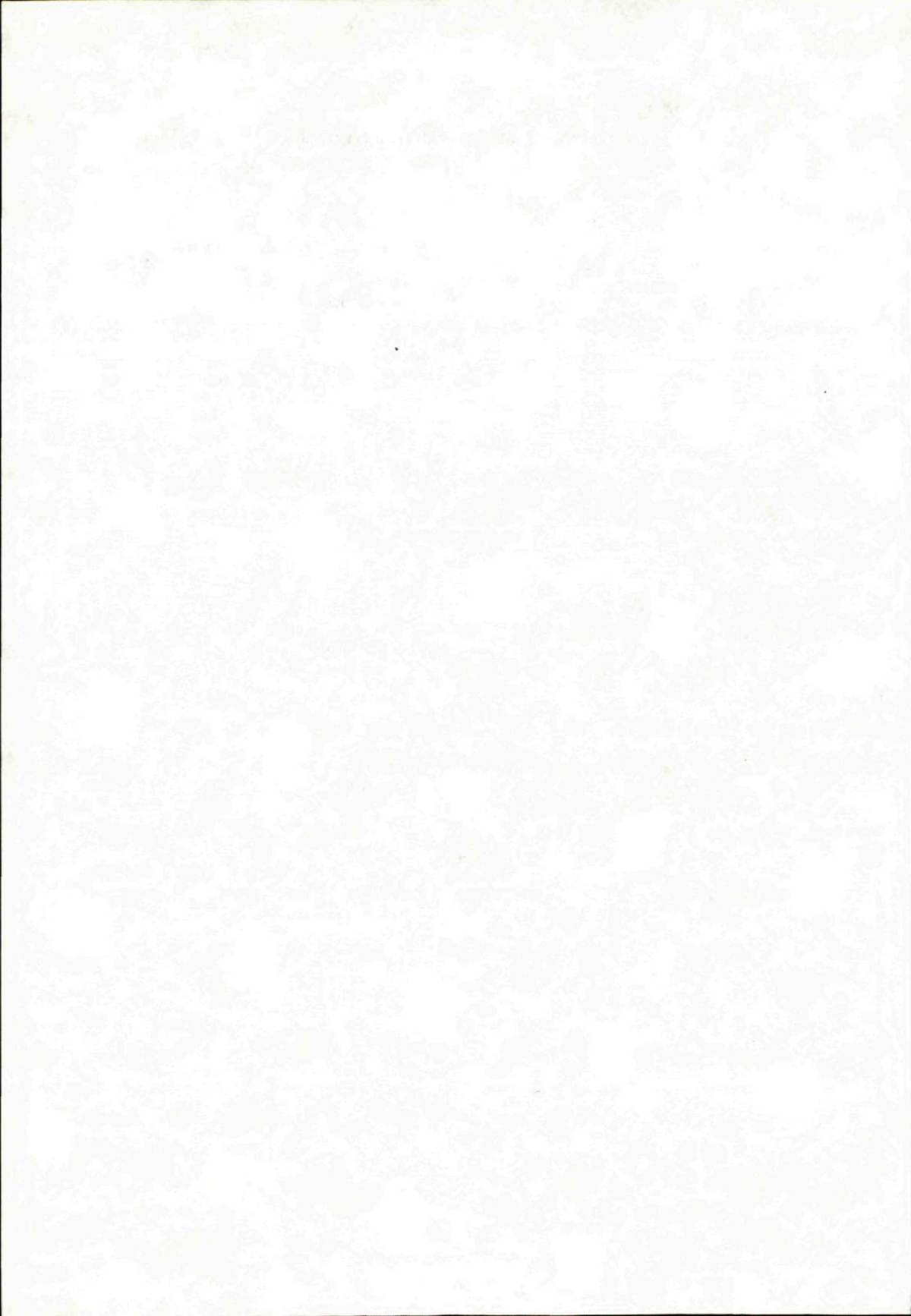
1 — reflexive horizons, 2 — faults, 3 — stratigraphic boundaries,
1 — Pannonian to Pliocene, 2 — Upper Sarmatian, 3 — Lower Sarmatian, 4 — Upper Badenian,
5 — Lower to Middle Badenian, 6 — Karpatian, 7 — Paleozoic

Ⓕ — Močarany Faults, Ⓖ — Senné fault

Fig. 3 Time section of the seismic profile 561/78 (migrated) with a geological interpretation

Explanations: the same as in Fig. 2

Translation E. Böhmer.



Miroslav Michalíček — František Obr

Príspevek ke geochemii hélia v zemných plynoch jv. svahů Českého masívu

2. obr., angl. resumé

Abstract. The work represents the first attempt to evaluate complexly helium distribution in the area of the SE slopes of the Bohemian massif. Quantitative and qualitative data of 187 drillholes, concentrated in an objective databasis, enabled computer processing. Knowledge on the helium-bearing gases genesis and factors that influence migration and accumulation of helium were gained. At the same time, areas of deposits and interests were delimited.

Hélium

Hélium pro své optimální a těžko nahraditelné fyzikálně-chemické vlastnosti nachází stále větší uplatnění v celé řadě oborů nejen výzkumných, ale i technických.

Vzhledem k malému obsahu hélia ve vzduchu (cca 0,0005 %), ze kterého je tento prvek často za ekonomicky velmi nepříznivých podmínek získáván, je celospolečenská snaha vysoce průmyslových států zaměřena na možnost výroby hélia z dalšího, výhodnějšího zdroje a to z přírodních plynů.

Obsah He v atmosféře má funkci etalonu a je uváděn Tolstichinem (1975) hodnotou $1,399 \pm 0,013 \cdot 10^{-6}$ hmotn. %. V objemových procentech (v této hodnotce je uváděn obsah plynů v databázi) udává GAŽO et al. (1974) podíl He v atmosféře $4,6 \cdot 10^{-4}$ obj. %, izotopický poměr v atmosféře ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} - 1,4 \cdot 10^{-6}$.

Z genetického hlediska je He v současné době především radiogenního původu. ${}^4\text{He}$ vzniká rozpadem U a Th a ${}^3\text{He}$ v důsledku jaderných reakcí především ${}^6\text{Li}$ s neutrony a alfa částicemi. Určitý podíl má však i He primární (kosmogenní). Pro He radiogenního původu je charakteristický podíl ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cong n \cdot 10^{-8}$. Původní kosmogenní He mělo podíl ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cong 3 \cdot 10^{-4}$. DRUBECKOJ (1975) uvádí vzorec pro teoretický výpočet vztahů izotopů radiogenního He k U a Th:

$$\log \frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}} = -0,44 \log (U + 0,24 \text{ Th}) - 6,93.$$

M. Michalíček, Ústřední ústav geologický, pobočka Brno, Leitnerova 22, 602 02 Brno
F. Obr, Ústřední laboratoře Čsl. uranového průmyslu, 471 27 Stráž pod Ralskem

Tam, kde existují podmínky pro současnou migraci hlubinného (kosmogenního) He a He radiogenního původu, je izotopickým složením zjišťován poměr ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cong n \cdot 10^{-5}$. Izotopický výzkum tak v poslední době umožňuje přispět k řešení problematiky geneze a zdroje He.

Při diskuzi distribuce plynů v zemské kůře je nezbytné vycházet ze skutečnosti (TOLSTICHIN 1975), že v minerálech je vázáno více jak 90 % všech plynů. Při studiu izotopického složení plyných uzavřenin je významný obsah Li v minerálech. Reakcí Li s alfa částicemi a neutrony vzniká ${}^3\text{He}$ a tak i v případě, že je veškeré He radiogenního původu, mohou být v plyných uzavřeninách zjištěny poměry ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ až více jak $n \cdot 10^{-5}$. V uranových minerálech je naopak podíl extrémně nízký — okolo $n \cdot 10^{-10}$. V minerálech mají alfa částice dolet (pronikavost) asi $n \cdot 10^{-3}$ cm, ale neutrony přibližně 10^1 cm. Proto např. křemen, který zpravidla obsahuje stopy Li, je ideálním objektem pro neutronový tok a jsou v něm zjišťovány poměry ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ cca $2 \cdot 10^{-7}$.

Vysoké hodnoty ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ v povrchových vodách mohou souviset i se zvýšenými obsahy technogenního tritia. Ve sporných případech je proto nezbytné současně stanovit tritium a ${}^3\text{He}$.

Specifickým rysem He je jeho jednosměrný tok ze Země do atmosféry a kosmického prostoru i jeho značná pronikavost.

Ložiska helionosných plynů

Ložiska helionosných plynů průmyslově zpracovávaných na výrobu hélia jsou známa téměř výlučně v USA (M. D. PICARD 1962, D. V. PICARD 1968, A. S. RICHARDSON — H. W. NELSON 1962, C. E. DOBBIN 1968 aj.) a Kanadě (H. B. SAWATSKY et al. 1960, B. HITCHON 1963, 1968 aj.). Jsou vázána především na paleozoické, popř. mezozoické horniny.

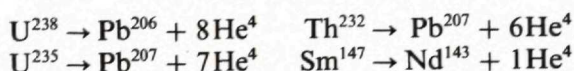
Základní poznatky o geologii, geochemii a chemismu helionosných plynů shrnuli T. SZELENYI (1941), V. P. JAKUCENI (1968) a řada autorů ve sborníku prací o přírodních plynech Severní Ameriky pod redakcí B. W. BEEBE — B. F. CURTIS (1968a, 1968b). Helionosné plyny USA patří buď k metanovým nebo k dusíkových plynům, nejsou však výjimkou ani plyny řadící se obsahem hlavní složky k uhličitým.

Souvislost dusíku a helionosnosti metanových plynů hlavních ložisek USA uvádí V. F. NIKONOV (1970). Závislost obsahu hélia v zemních plynech na stáří kolektorů popsali A. P. PIERCE et al. (1955).

V principu existují dvě teorie původu hélia na Zemi a jeho následující koncentrace v ložiskách plynů. První považuje hélium za prvotní složku spoluutvářející Zemi z protoplanetární hmoty a nemající spojitost s radioaktivitou. Tato teorie může být vzata v úvahu pro hélium atmosféry, kde obsah hélia do výšky 10 km je $\sim 0,0004$ % a kde v zóně nad 160 km jsou hélium spolu s vodíkem hlavními složkami. I hélium atmosféry musí být nutně zčásti radiogenního původu, produktem rozpadu přírodních radioizotopů (héliový výdech Země). Tato teorie nevysvětluje však akumulace hélia v sedimentárním obalu Země (R. L. JODRY — A. B. HENNEMAN 1968).

Druhou teorií je radiogenní původ v důsledku alfa rozpadu uranu, toria a jiných radioaktivních prvků rozptýlených v profilu sedimentárních hornin i v horninách krystalinického podloží, uloženého nehluboko pod horizonty s akumulacemi hélionosných plynů.

Naprostá většina autorů se přiklání k tomuto původu hélia v plynech sedimentárního obalu — G. S. ROGERS (1921), A. L. KOZLOV (1950), A. P. PIERCE et al. (1955), M. D. PICARD (1962), G. J. WASSERBURGER — R. E. ZARTMAN (1963), L. STROUD et al. (1966), V. P. JAKUCENI (1968), B. W. BEEBE — B. F. CURTIS (1968a), V. F. NIKONOV (1970) aj. Vznik hélia lze schematicky vyjádřit:



Radiogenní původ hélia je také výchozí teorií pro vznik všech genetických typů ložisek hélionosných plynů podle klasifikace V. P. JAKUCENIHO (1965).

V pojetí radiogenního původu hélia je pouze jediný rozdíl, který spočívá v možnosti vzniku hélia alfa-rozpadem radioaktivních prvků buď krystalinických hornin podloží nebo sedimentárních hornin, které představují matečné horniny pro další plynné komponenty hélionosných plynů. Z řady hledisek je nejvíce pravděpodobný původ hélia z krystalinických hornin (B. W. BEEBE — B. F. CURTIS 1968a).

V. P. JAKUCENI (1968) a S. P. CLARK jun. et al. (1970) poskytují základní údaje o obsahu hlavních radioaktivních prvků uranu a toria ve vyvřelých a sedimentárních horninách. Do hloubky 16 km se pohybují podle analytických údajů různých autorů střední obsahy uranu v zemské kůře v rozmezí $2-4 \cdot 10^{-4}\%$, toria $7-15 \cdot 10^{-4}\%$ (V. P. JAKUCENI 1968). Relativní obohacení uranem a toriem se jeví u pelitických hornin, méně jsou obohaceny písčité sedimenty a nejméně karbonáty a zvláště evapority.

Velký význam pro nahromadění uranu v jednotlivých typech sedimentárních hornin mají procesy sorpce. Těmi sa objasňují v řadě případů velmi vysoké obsahy uranu v kaustobiolitech a bitumenech (V. P. ŠČERBINA 1956).

A. L. KOVALEJSKIJ (1966) zjistil, že písčité frakce (0,05—0,30 mm) má nízkou alfa-aktivitu okolo $1,2-1,6 \cdot 10^{-4}\%$ ekv. uranu, jílovitá frakce pod 0,007 mm zvýšenou alfa-aktivitu od $8,6 \cdot 10^{-4}$ do $11,4 \cdot 10^{-4}\%$ ekv. uranu.

Závislost obsahu uranu a toria ve vyvřelých horninách, udávaná hodnotou Th/U — cca 4, se v procesu sedimentace narušuje. Uran se částečně oxiduje na šestimocný a vyděluje se rozpustný uranylový ion. Torium se v roztoku či n. rozpuštěné rychle váže s jíly a druhými aktivními složkami hornin. Tím se poměr torium : uran v sedimentech rozchází ve velkém rozpětí. Závisí především na oxidačně redukční charakteristice sedimentačního prostředí.

Povrchové a hlubinné vody obsahují rovněž radioaktivní prvky. Střední obsah radia a uranu v přírodních vodách udávají A. N. TOKAREV a A. V. ŠČERBAKOV (1956) — (tab. 1).

Vody	Radium g/l	Uran g/l
povrchové:		
oceány, moře, řeky	$(1 \div 2) \cdot 10^{-13}$	$(6 \div 20) \cdot 10^{-7}$
jezera	10^{-12}	$8 \cdot 10^{-6}$
sedimentární horniny	$(2 \div 300) \cdot 10^{-12}$	$(2 \div 50) \cdot 10^{-7}$
kyselé magmatické horniny	$(2 \div 4) \cdot 10^{-12}$	$(4 \div 7) \cdot 10^{-6}$
uranová ložiska	$(6 \div 8) \cdot 10^{-11}$	$(8 \div 600) \cdot 10^{-6}$

Metodický postup

Účelová databanka obsahuje jak kvantitativní (zpravidla analytická), tak i kvalitativní data. Obsahuje informace ze 187 vrtů a 516 vzorkovaných intervalů. Jejich prostorové rozmístění je značně nerovnoměrné.

V této databázi Ústředního ústavu geologického Brno jsou soustředěny všechny vrty z jv. svahů Českého masívu, ve kterých byl analyticky sledován obsah He. Kromě He jsou registrovány i koncentrace (v obj. %) H_2 , N_2 , Ar, CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , $i-C_4H_{10}$, $n-C_4H_{10}$, $i-C_5H_{12}$, $n-C_5H_{12}$, C_6H_{14} , CO_2 , zjišťované v jednotlivých vzorcích rozpuštěných i volných plynů ve vymezených intervalech vrtů. Analýzy těchto plynů byly provedeny v laboratořích ÚÚG* Brno, MND** Hodonín a Výzkumného ústavu geologického inženýrství Brno. Pokud byly z odpovídajících odběrových intervalů k dispozici i další informace, byly v databázi evidovány. Jedná se především o obsah U a Ra ve vrstevních vodách (Geofyzika Brno), o obsah U, Th a K ve vzorcích vrtného jádra (Geofyzika Brno) a hodnotu radioaktivity hornin v profilu vrtů zjišťovanou gama karotáží (MND Hodonín, GP*** Ostrava). Databáze obsahuje i informace o úrovni celkové mineralizace vrstevních vod i o obsazích chloridů a jodidů. Kvantitativní data jsou doplněna o souřadnice vrtů, bázi a strop vzorkovaného horizontu a o vzdálenost intervalu odběru od krystalinického podloží. Kvalitativní data registrují především geologické informace s různým počtem úrovní. Byly evidovány s cílem vymezit pomocí výpočetní techniky faktory důležité pro distribuci He ve vyhodnocované oblasti. Sledovné geologické informace jsou specifikovány vždy ke konkrétnímu odběru v daném vrtu.

Je sledováno — s následujícím dílčím členěním:

- stratigrafická příslušnost — krystalinikum, devon, karbon, jura, křída, paleogén, neogén, vnitřní flyšové pásmo, vnější flyšové pásmo;
- petrografie vzorkovaného intervalu — karbonátový vývoj, nekarbonátový vývoj, nejednoznačná;

* Ústředního ústavu geologického

** Moravských naftových dolů k. p.

*** Geologický průzkum, n. p., Ostrava

- petrografické složení krystalinického podloží — granity a granodiority, diority a bazické diferenciáty, metamorfované horniny;
- morfologická stavba paleoreliéfu krystalinika — deprese, svahy, elevace, nezjištěno;
- strukturně tektonické členění —
 - oblast definovaná transgresí jury na krystalinikum
 - oblast transgrese jury na paleozoikum
 - oblast transgrese terciéru (+ příkrovy) na krystalinikum
 - oblast transgrese paleozoika na krystalinikum (jura chybí)
 - oblast transgrese paleozoika z. orlovské vrásy (zvrásněné)
 - oblast transgrese paleozoika v. orlovské vrásy (nezvrásněné);
- Charakter syčení — volný plyn
 - plyn rozpuštěný ve výplachu
 - rozpuštěný plyn — zbytkový odplyn z vody po vydělení atmosférického odplynu
 - rozpuštěný plyn — atmosférický odplyn — spontánně se vydělující z vody za atmosférických podmínek
 - rozpuštěný plyn ve vodě za atmosférických podmínek bez předchozího vydělení atmosférického odplynu.

Výsledky statických a vyhodnocovacích prací jsou závislé na počtu pozorování, jejich prostorovém rozmístění, věrohodnosti analýz, interpretaci karotáže a na spolehlivosti geologických informací.

Databáze představuje původní komplexní informační materiál.

Soubor je natolik rozsáhlý, že umožňuje statistická vyhodnocení a zjištění zákonitosti (a to i v případě systematických chyb) lze považovat za dostatečně věrohodné. Shromážděné údaje umožňují konstruovat i mapy plošné distribuce sledovaných složek. Plošnou distribuci maximálního obsahu He v profilu vrtů oblasti jv. svahů Českého masívu vyjadřuje příloha (obr. 2).

Databáze byla připravována jako účelová s cílem umožnit diskuzi faktorů významných především pro distribuci He, jehož zvýšené a místy i anomální koncentrace jsou ve vrtech jv. svahů Českého masívu zjišťovány.

Poznámka: Ve zprávě M. MICHALÍČEK et al. (1983) jsou sestaveny následující přílohy, vyjadřující rozložení maximálních obsahů hélia v plynech jv. svahů Českého masívu v následujících litostratigrafických komplexech (v měřítku 1:200 000):

příloha 1 — Distribuce maximálního obsahu hélia v plynech v profilu vrtů bez stratigrafického rozlišení kolektorů

příloha 2 — Distribuce maximálních koncentrací hélia v paleozoiku

příloha 3 — Distribuce maximálních koncentrací hélia v neogénu

příloha 4 — Distribuce maximálních koncentrací hélia v krystalinickém podloží

příloha 5 — Distribuce maximálních koncentrací hélia ve flyšovém pásmu Karpat

příloha 6 — Maximální hodnoty radioaktivity hornin zjištěné gamakarotáží.

Současně jsou zde vyjádřeny základní geologické fenomény stavby oblastí, které ovlivnily vznik, migraci a akumulaci helionosných plynů. Předpoklad rozšíření produktivního karbonu v úseku Střed a Jih byl zkeslen podle F. CHMELÍKA et al. (1977, 1981) a v úseku Sever podle pracovních podkladů Geologického průzkumu, n. p. Ostrava a RNDr. E. MENČÍKA.

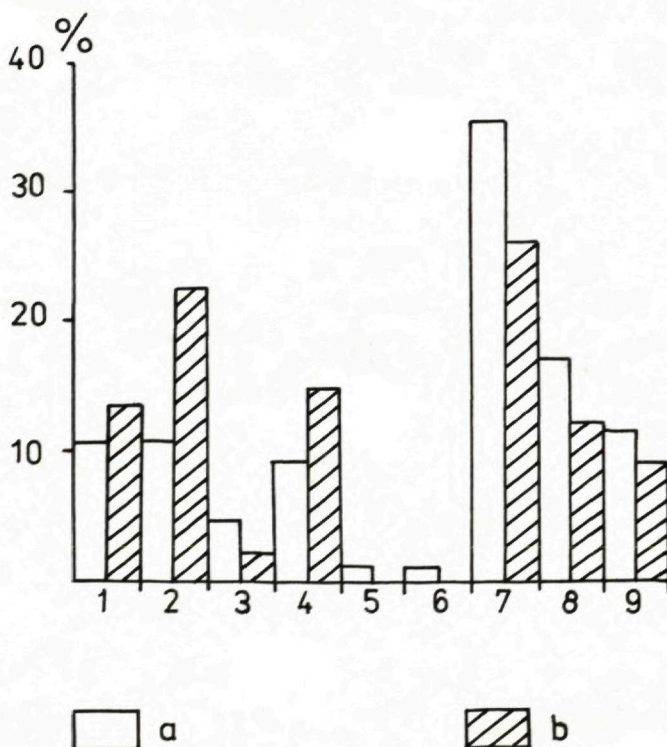
Strukturní tektonická rajonizace byla provedena ve spolupráci s RNDr. Z. STRÁNÍKEM, RNDr. J. DVOŘÁKEM a RNDr. E. MENČÍKEM.

Na obr. 1 je formou histogramu vyjádřeno procentní zastoupení dat o obsahu he v plynech volných a rozpuštěných podle jednotlivých litostratigrafických komplexů.

Výpočetní práce

Výpočetní práce byly realizovány v roce 1983 ve Vývojové základně uranového průmyslu Kamenná, Operační výzkum Dubno (ŠKUBAL et al. 1983) na počítači ODRA 1204 podle programů RNDr. V. VACHUŠKY. Protože se jednalo o první práce tohoto druhu v oblasti se zaměřením na He, bylo nezbytné získat nejprve základní statistickou charakteristiku distribuce sledovaných složek v kategorii volných (VP) a rozpuštěných (RP) plynů. Výsledky jsou uvedeny v tabulce 2. Mezi oběma kategoriemi jsou patrné rozdíly. Nejzajímavější je výrazný rozdíl v průměrném stáří, což může mít i genetický význam.

Zhodnocení z hlediska statistiky podává M. ŠKUBAL et al. (1983). Metodicky a terminologicky vychází z práce K. ECKSCHLAGER et al. (1980).



Obr. 1 Histogram četností stratigrafické příslušnosti helionosných plynů;

a — volné plyny; b — rozpuštěné plyny;

1 — krystalinikum; 2 — devon; 3 — karbon; 4 — jura; 5 — křída; 6 — paleogén; 7 — neogén; 8 — vnitřní flyš; 9 — vnější flyš

Jednotka		Volné plyny					Rozpuštěné plyny				
		n	roz- dělení	střední hodnota	mini- mum	maxi- mum	n	roz- dělení	střední hodnota	mini- mum	maxi- mum
Plyny											
hélium	obj. %	341	LN	0,0587	0,0004	0,6100	104	LN	0,0388	0,0001	0,7002
vodík	obj. %	262	LN	0,6525	0,0001	25,7170	104	LN	0,3232	0,0022	10,2576
dušík	obj. %	376	LN	6,1477	0,0705	40,8110	119	LN	21,3410	0,5992	93,8980
argon	obj. %	217	LN	0,1032	0,0009	2,4000	83	LN	0,4141	0,0063	2,8330
metan	obj. %	385	N	89,8255	57,6770	99,6530	128	N	79,7830	4,9670	99,8750
etan až hexan	obj. %	338	LN	5,1070	0,0011	64,9755	99	LN	2,3430	0,0020	47,4000
kysličník uhlíčitý	obj. %	253	LN	3,2262	0,0010	98,8300	4	LN	0,4570	0,0101	0,5000
Koeficienty:											
— hydrogeologické uzavřetosti obzoru (Gurevič et al. 1956) — He/Ar		209	LN	2,5629	0,0026	18,4440	65	LN	0,0717	0,0013	4,2600
— stáří akumulace plynu (Dadašev — Salajev 1966)											
n-C ₄ H ₁₀ /i-C ₄ H ₁₀		87	N	0,7319	0,0012	1,8731	15	N	0,7510	0,1749	1,1590
n-C ₅ H ₁₂ /i-C ₅ H ₁₂		115	N	1,1950	0,0139	2,5000	20	LN	1,3600	0,4060	3,0200
— stáří akumulace plynu (Kozlov 1950)		209	LN	18,5000	—	—	65	LN	7,0000	—	—
		v mil. let									
Horniny											
uran	ppm	101	N	2,3210	0,0000	6,2000	43	LN	1,6500	0,1500	4,9000
tórium	ppm	101	N	7,2200	0,0000	24,6000	43	N	5,8500	0,0000	15,1000
draslík	%	100	LN	1,6700	0,0500	4,1000	38	LN	1,6700	0,0500	3,9000
radioaktivita obzoru s plynem podle gamma karotáže											
	μr. hod ⁻¹	310	LN	7,5500	1,4000	74,0000	123	N	4,8600	0,8000	11,7000
maximální radioaktivita v profilu vrtu s plynem podle gamma karotáže											
	μr. hod ⁻¹	315	N	16,0000	1,4000	47,5000	124	N	14,2000	7,1000	28,0000
Vody											
mineralizace	g. l ⁻¹	238	LN	18,6780	2,3000	92,1000	118	LN	13,8000	1,4000	65,2000
chloridy	g. l ⁻¹	242	LN	10,7200	0,6000	54,7000	121	LN	8,3300	1,1000	39,7000
jodidy	mg. l ⁻¹	238	LN	28,8240	0,3000	143,4000	119	LN	22,0900	0,3000	154,8000
uran	mg. l ⁻¹	178	LN	0,0013	0,0001	0,1140	115	LN	0,0010	0,0001	0,0220
radium	Bq. l ⁻¹	171	LN	1,5702	0,0370	65,3390	111	LN	1,1450	0,0370	65,3400

Vysvětlivky: n — počet údajů

Vyšetřování závislosti

Párové korelační závislosti dokládají, že vazba mezi He a ostatními veličinami je nízká až mírná, ale často významná. Výjimku tvoří vztah ke kategorii He/Ar (hydrogeologická uzavřenost struktury) podle M. S. GUREVIČE et al. (1956) a k stáří akumulace plynů podle KOZLOVA (1950), kde byla zjištěna vysoká kladná korelace v obou kategoriích (VP i RP). V tabulce 3 jsou uvedeny hodnoty koeficientů korelace s logaritmickou transformací jedné, případně obou proměnných, podle zjištěného distribučního zákona. Ve druhém sloupci uvádíme i Spearmanovy pořadové koeficienty korelace, protože jsou v geochemii poměrně často využívány. Těsnost vztahu se v tomto případě zpravidla poněkud zvyšuje.

V kategorii rozpuštěných plynů existuje závislost koncentrace He na dalších plynných složkách Ar, H₂, N₂, CH₄. Stupeň nezávislosti hélia je u volných plynů mnohem vyšší. Tato zákonitost je odrazem ovlivnění obsahu hélia a dalších složek rozpuštěných plynů nejen genetickými a migračními faktory, ale i faktory ovlivňujícími rozdílnou rozpustnost jednotlivých plynných složek ve vrstevních vodách.

Růst mineralizace vrstevních vod je ve všech kategoriích doprovázen poklesem obsahu He. I zde se těsnost zvyšuje u rozpuštěných plynů.

Uran ve vrstevních vodách (vzhledem k nízkým obsahům i k časovému faktoru) distribuci He neovlivňuje. Ra vykazuje těsnější vztah, závislost je však nízká. Z radioaktivních složek hornin (U, Th, K) se významněji uplatňuje pouze Th, kde v kategorii rozpuštěných, tj. pomaleji migrujících plynů je zřetelný mírný stupeň závislosti. Vztah k sumární radioaktivitě zjišťované gama karotáží ukazuje, že neexistuje bezprostřední závislost (nebo je velmi nízká) na úrovni radiace v místě současného výskytu He. Zřetelnější a těsnější vztah je především u rozpuštěných plynů k maximálním radiometrickým anomáliím zjištěným ve vrtech, zpravidla v podloží zájmového horizontu ($R = 0,34$ až $0,45$), což souvisí s radiogenním původem He, jehož zdroje se nacházejí jak uvnitř sedimentárního komplexu, tak především v jeho krystalinickém podloží. Maximální hodnoty radioaktivity, zjištěné v jednotlivých stratigrafických útvech, nekorespondují s maximy v obsazích He (viz výsledky faktorové analýzy). Je však možné, že v dílčích oblastech heliových akumulací jsou vztahy odlišné. V úsecích Jih a Střed jsou obzory s výskytem He zpravidla charakteristické nižší hodnotou radiace než je průměrná hodnota ve vrtu. Je to pochopitelné, protože zvodnělé (plynonosné) horizonty jsou propustnější, tj. písčitéjší. Psefity a psamity mají všeobecně nižší hodnoty radiace než pelity. V úseku Sever jsou mnohem častěji zvýšené koncentrace He provázeny i anomálními hodnotami radioaktivity. V tomto případě se může jednat o uplatnění exogenních procesů v redistribuci U, pro které jsou v karbonských horninách příznivé předpoklady.

Předpoklad, že zdroje He se nacházejí především v podloží, podporuje i všeobecně záporná korelace He s růstem vzdálenosti od podloží, což je zdůrazněno především v kategorii volných, lépe migrujících plynů. Koncentrace He se se vzdáleností od zdroje snižuje.

Proměnná	Volné plyny		Rozpuštěné plyny	
	koeficient korelace	Spearmanův koeficient korelace	koeficient korelace	Spearmanův koeficient korelace
vzdálenost od povrchu zdroje plynu	-0,12**	-0,13**	-0,16*	-0,10
vzdálenost zdroje plynu od krystalinického podloží	-0,31***	-0,32***	-0,25**	-0,19*
H ₂	0,01	-0,01	0,31***	0,28***
N ₂	0,43***	0,49***	0,50***	0,59***
Ar	0,12*	0,08	0,25***	0,40***
CH ₄	-0,09*	-0,17***	-0,46***	-0,56***
C ₂ H ₆ -C ₆ H ₁₄	-0,21	-0,19	-0,14	-0,23**
CO ₂	0,09	0,07	—	—
He/Ar	0,66***	0,64***	0,80***	0,80***
n-C ₄ H ₁₀ /i-C ₄ H ₁₀	0,00	-0,13	0,16	0,12
n-C ₅ H ₁₂ /i-C ₅ H ₁₂	-0,05	-0,08	-0,25	-0,35
mineralizace vody	-0,12*	-0,14**	-0,28***	-0,35***
chloridy ve vodě	-0,08	-0,11*	-0,30***	-0,34***
jodidy ve vodě	-0,13*	-0,32***	-0,20**	-0,41***
U ve vodě	-0,06	-0,03	-0,02	0,06
Ra ve vodě	0,21***	0,24***	0,21**	0,03
radioaktivita intervalu zdroje plynu podle γ karotáže $\mu\text{r} \cdot \text{hod}^{-1}$	0,15**	0,17***	0,16	0,10
maximální radioaktivita v profilu vrtu podle γ karotáže v $\mu\text{r} \cdot \text{hod}^{-1}$	0,12*	0,26***	0,34***	0,45***
U v hornině	0,22**	0,16	-0,32*	-0,01
Th v hornině	0,04	-0,07	0,42**	0,35**
K v hornině	0,00	0,14	0,00	0,16

Vysvětlivky: *** hladina významnosti α — 0,01, ** hladina významnosti α — 0,05, * hladina významnosti α — 0,10.

Zvláštní pozornosti si zaslouží nejtěsnější vztah He ke kategorii He/Ar (hydrogeologická uzavřenost) a kategorii absolutní stáří (výpočtově závislé od poměru He/Ar). Jak u volných, tak i rozpuštěných plynů je zjištěna vysoká kladná korelace. To jednoznačně potvrzuje, že pro prostorovou distribuci He a tvorbu jeho anomálních koncentrací je důležitý především časový faktor, tzn. jak dlouho se He udrží v prostoru akumulace. Zájmové (ložiskové) koncentrace hélia se mohou vytvářet jen v takových podmínkách migrace a akumulace, kde intenzita přínosu po delší časové období přesahuje nezbytnou míru úniku He z akumulačního prostoru. V případě rozpuštěných plynů je tato skutečnost nejzřetelnější. Existence vhodných, především hlubinných zdrojů radiogenního He je v této souvislosti sice významná, avšak druhořadá.

Toto tvrzení podporuje jednoduchý výpočet, který vychází z těchto základních údajů:

za 1 milion let vznikne z 1 tuny Th 5,1 g ⁴He, což je 28,51 (0°C a 101,3 kPa)

za 1 milion let vznikne z 1 tuny U 21,6 g ⁴He, což je 120,8 l.

V sedimentárním komplexu jv. svahů Českého masívu byl zjištěn (tab. 2) průměrný obsah U — 2,3 ppm a Th 7,2 ppm. MATOLÍN (1970) uvádí hodnoty U a Th pro krystalinikum dané oblasti U — 1,5 ppm a Th — 5,2 ppm (to jsou hodnoty oproti jiným oblastem krystalinika Českého masívu zřetelně nižší).

V 1 km³ sedimentů se nachází cca 46 000 t U a 144 000 t Th, v krystaliniku minimálně 30 000 t U a 104 000 t Th.

Zájmové území s výskyty He má plochu cca 6300 km² a vyjdeme-li z průměrné mocnosti sedimentů jen 3 km a jen ze 7 km mocnosti krystalinika, je produkce He za 20 mil. let dána cifrou 9,5 miliard m³. Vzali-li bychom do výpočtu i granitickou vrstvu litosféry (při průměrné mocnosti 65 km), je produkce oblasti dána hodnotou cca 55 miliard m³. Hélium se přitom musí uvolňovat i z hlubších pater zemské kůry a pláště. Ze srovnání s prognózními zásobami He v oblasti (M. MICHALÍČEK — V. PROCHÁZKOVÁ 1980) cca jeden milion m³ je jasně patrné, že produkce He je podstatně vyšší a že tedy při tvorbě ložiskových koncentrací jsou podmínky migrace a akumulace faktorem důležitějším než problematika jeho zdrojů.

Vyšetřování vlivu geologických faktorů na distribuci He

Faktorové analýze byly podrobeny všechny evidované kvalitativní geologické informace soustředěné v účelové databázi:

stratigrafická příslušnost	— 11 úrovní
petrografie sedimentů	— 4 úrovně
petrografie krystalinika	— 4 úrovně
morfologie paleoreliéfu	— 4 úrovně
strukturně-tektonická rajonizace	— 6 úrovní

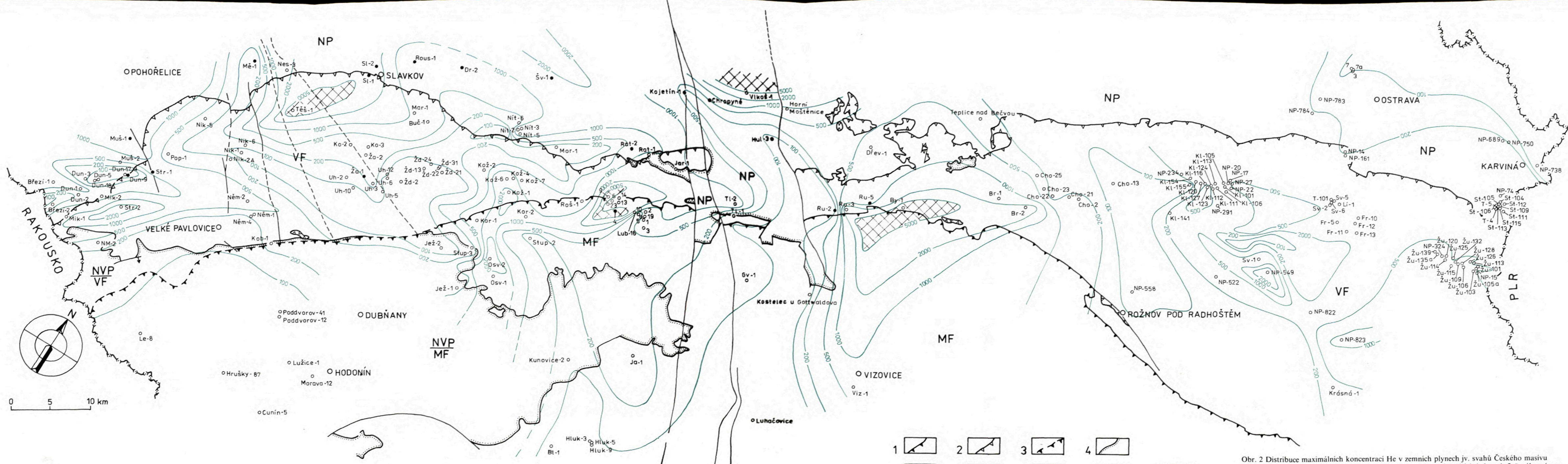
Vyšetřování vlivu těchto faktorů je v podstatě zaměřeno na určení významnosti rozdílů průměrných obsahů v jednotlivých úrovních faktoru a na vyšetření rozdílů rozptylů průměrných obsahů. Samostatně byla hodnocena skupina volných a rozpuštěných plynů.

Výsledky faktorové analýzy jsou soustředěny v tabulkách 4 až 8.

Chemická a genetická klasifikace helionosných plynů

Plyny se zvýšeným obsahem hélia či helionosné plyny (obr. 2, tabulka 9, 10) patří typově k metanovým (metan v průměru 89,8 % — MICHALÍČEK 1974). Druhou základní složkou je dusík pohybující se u volných plynů až do koncentrací 40,8 % při průměrném obsahu 6,1 %. Plyny nemají zvýšený obsah kyslíčnicku uhličitého.

Ve smyslu klasifikace uhlovodíkových plynů K. P. KOFANOVA (1959) patří naše metanové helionosné plyny do genetické skupiny tzv. etan-propanových plynů, ve kterých vedle zcela převažujícího obsahu metanu je druhou hlavní složkou z uhlovodíků etan.



- | | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | | |
| 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | |

Obr. 2 Distribuce maximálních koncentrací He v zemních plynech jv. svahů Českého masivu
 1 — linie přesunutí magurského příkrovu; 2 — linie přesunutí vnějších jednotek flyšového pásma a rozhraní neogenní karpatské čelní předhlubně a flyšových příkrovů Karpat; 3 — linie přesunutí magurského příkrovu pod neogenním vídeňské pánve; 4 — transgresivní omezení neogenní sedimentace; 5 — zlomy zjištěné a předpokládané; 6 — vrty se známým obsahem He — volné plyny; 7 — vrty se známým obsahem He — rozpuštěné plyny; 8 — hodnoty izokonzentrací He v 10^{-4} objemových %; 9 — oblasti maximálních koncentrací He; NP — neogenní čelní předhlubně Karpat; VF — vnější flyšové pásmo Karpat; MF — vnitřní magurské flyšové pásmo Karpat; NVP — neogén vídeňské pánve.

Geologický ústav Dionýza Štúra
DIOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
017 04 BRATISLAVA

Tabulka 4

Distribuce obsahu He v objemových procentech podle litostratigrafického zařazení

	Volné plyny			Rozpuštěné plyny		
	n	průměr	rozptyl	n	průměr	rozptyl
krystalinikum	35	0,1611	0,0350	14	0,1028	0,0427
devon	36	0,0934	0,0189	23	0,0492	0,0050
karbon	15	0,0458	0,0019	2	0,0825	0,0001
jura	31	0,0439	0,0027	15	0,0118	0,0005
křída	3	0,0160	0,0003	0		
paleogén	3	0,0244	0,0005	0		
neogén	121	0,0571	0,0068	27	0,0173	0,0010
vnitřní flyš	58	0,0234	0,0008	13	0,0447	0,0204
vnější flyš	39	0,0228	0,0004	9	0,0110	0,0003

Vysvětlivky: n — počet údajů.

Zhodnocení:

Volné plyny — rozdíly v průměrných obsazích i rozptylech jsou na hladině významnosti $\alpha = 0,05$ významné.

Rozpuštěné plyny — zjištěné rozdíly nejsou významné.

Tabulka 5

Distribuce obsahu He v objemových procentech podle petrografického složení sedimentů

	Volné plyny			Rozpuštěné plyny		
	n	průměr	rozptyl	n	průměr	rozptyl
karbonátový vývoj	43	0,0717	0,0091	22	0,0085	0,0004
nekarbonátový vývoj (psamity, psefity, klastika)	289	0,0561	0,0100	70	0,0428	0,0138
nejednotný vývoj	9	0,1138	0,0119	11	0,0807	0,0037

Vysvětlivky: n — počet údajů

Zhodnocení:

Volné plyny — rozdíly v průměrných obsazích nevýznamné, v rozptylech významné.

Rozpuštěné plyny — rozdíly v průměrných obsazích i rozptylech významné.

Tabulka 6

Distribuce obsahu He v objemových procentech podle petrografického složení krystalinika

	Volné plyny			Rozpuštěné plyny		
	n	průměr	rozptyl	n	průměr	rozptyl
granity, granodiority	135	0,0937	0,0160	59	0,0426	0,0153
diority, bazika	48	0,0330	0,0082	16	0,0405	0,0050
metamorphy	156	0,0390	0,0039	29	0,0313	0,0026

Vysvětlivky: n — počet údajů.

Zhodnocení:

Volné plyny — rozdíly významné.

Rozpuštěné plyny — rozdíly nevýznamné.

Tabulka 7

Distribuce obsahu He v objemových procentech podle morfologie paleoreliéfu krystalinika

	Volné plyny			Rozpuštěné plyny		
	n	průměr	rozptyl	n	průměr	rozptyl
deprese	75	0,0402	0,0060	39	0,0308	0,0022
svahy	128	0,0453	0,0040	30	0,0141	0,0009
elevace	78	0,0993	0,0218	31	0,0741	0,0289
nezjištěno	60	0,0630	0,0102	4	0,0367	0,0018

Vysvětlivky: n — počet údajů.

Zhodnocení:

Volné plyny — rozdíly významné.

Rozpuštěné plyny — rozdíly nevýznamné.

Tabulka 8

Distribuce obsahu He v objemových procentech podle strukturně-tektonické rajonizace

	Volné plyny			Rozpuštěné plyny		
	n	průměr	rozptyl	n	průměr	rozptyl
transgrese jury na krystalinikum	42	0,0377	0,0021	23	0,0158	0,0011
transgrese jury na paleozoikum	17	0,0161	0,0003	4	0,0005	0,0000
transgrese terciéru na krystalinikum	140	0,0780	0,0163	37	0,0568	0,0238
transgrese paleozoika na krystalinikum	52	0,0636	0,0133	38	0,0409	0,0035
paleozoikum z. orlovské vrásky	45	0,0436	0,0026	0		
paleozoikum v. orlovské vrásky	45	0,0508	0,0032	2	0,0233	0,0004

Vysvětlivky: n — počet údajů.

Zhodnocení:

Volné plyny — rozdíly významné.

Rozpuštěné plyny — rozdíly významné.

V. P. JAKUCENI (1965, 1968) na základě cca 7000 rozborů plynů především z naftových bazénů celého světa rozřídí helionosné plyny podle koncentrace hélia na:

- plyny o nízké koncentraci hélia He do 0,0025 obj. %,
- plyny o střední a zvýšené koncentraci hélia He od 0,025 do 0,999 obj. %,
- plyny o vysoké koncentraci hélia He nad 1,0 obj. %.

Kvalitativní a přitom geochemická klasifikace téhož autora při přihlednutí ke stáří kolektoru a za předpokladu normálních podmínek vzniku a hromadění hélia uvádí rozmezí obsahu hélia dle tabulky 11.

Podle uvedené geochemické klasifikace jsou metanové volné i rozpuštěné plyny oblasti jv. svahů Českého masivu s obsahem He nad 0,1 % helionosné, se

středním až zvýšeným obsahem hélia a kolektory či horniny, které daly vznik hélia, vykazují zvýšený stupeň helionosnosti. Horniny potom vykazují vysoký stupeň helionosnosti.

Z genetického hlediska je prokázán radiogenní původ hélia.

Průmyslově významné akumulace helionosných plynů

K průmyslově významným akumulacím helionosných plynů, ke kterým patří plyny s obsahem hélia nad 0,3 %, patří v oblasti jv. svahů Českého masívu pouze plyny na struktuře Lubná.

vrť	interval v m	hélium %	tlak ložiskový MPa	tlak na ústí MPa
Lubná-6	1236—1325	0,4278 0,2446	13,1	11,5
Lubná-13	1398—1403	0,4 0,268	—	11,3
Lubná-14	1436—1440	0,475	12,3	9,1

Významná pro posouzení perspektivnosti úseku Střed a úseku Sever jsou zjištění tlakových akumulací plynů i s obsahem hélia nad 0,1 % a to v úseku Střed na struktuře Nítkovice a Kožušice.

vrť	interval v m	hélium %	tlak ložiskový MPa	tlak na ústí MPa
Kožušice-4	942—949	0,145	0,9	8,2
Nítkovice-3	838—850	0,1615	5,9	5,5
Nítkovice-5	849—854	0,154	—	5,1

V úseku sever je významné zjištění zvýšeného obsahu hélia v plynech na vrťu Krásná NP-823.

vrť	interval v m	hélium %	tlak ložiskový MPa	tlak na ústí MPa
Krásná NP-823	1274—1281	0,1149	—	8,5

Závěr

Provedené práce představují první pokus komplexního zhodnocení získaných poznatků (soustředěných v účelové databázi ÚÚG Brno) pomocí výpočetní techniky. I když celkovou problematiku beze zbytku neřeší, naznačují možnosti i způsoby dalších prací. Ve svém souhrnu mají i nesporný ložiskový a prospekční význam.

Chemismus helionosných plynů jv. svahů Českého masivu

Vrt interval v m	Litostratigrafie	Typ plynu	Chemismus vody			Chemismus plynu				
			M	Cl	J	He	H ₂	N ₂	Ar	CH ₄
			g/l	g/l	mg/l	v obj. %				
Branky-1 2198—2256	D	VP	21,5	11,3	27,9	0,1800	<	7,80	0,0190	91,85
Branky-2 2345—2406	D	VP	29,5	15,8	20,3	0,2700	1,20	8,00	—	67,55
Branky-2 2300—2304	D	VP				0,2071	1,48	9,79	<	65,49
Bystřice p. H. 2409—2431	D	RPL _A	14,4	8,2	10,5	0,5627	<	9,73	0,1238	85,18
Jarohněvice-1 1380—1385	Kr	RPL _A	7,5	4,2	14,0	0,1030	0,02	5,90	<	93,75
Koryčany-2 1329—1834	N	RPL _A	31,7	14,3	33,0	0,1199	0,09	5,82	0,0134	85,53
Kožušice-1 1272—1303	Kr	RPL _A	8,6	4,5	5,7	0,2200	0,02	27,69	—	67,98
Kožušice-1 1221—1233	N	VP	18,2	9,6	20,3	0,1678	0,05	7,44	—	91,76
Kožušice-1 1221—1233	N	RPL _A	18,2	9,6	20,3	0,1222	0,06	7,86	—	89,36
Kožušice-4 942—949	N	VP				0,1452	<	9,49	0,0092	88,36
Kožušice-6 1055—1061	N	RPL _A	8,8	4,4	7,6	0,3154	0,03	10,48	0,0811	85,87
Krásná NP-823 1274—1281	N	VP				0,1149	0,01	3,65	<	96,30
Lhotka NP-549 964—967	N	RPL _A	22,7	13,6	34,9	0,4000	<	<	2,4000	94,10
Lubná-2 1856—1925	Kr	RPL _A	13,4	7,7	4,7	0,1990	0,01	9,49	0,1370	88,10
Lubná-4 1550—1628	Kr	RPL _Z	45,4	27,7	18,5	0,5200	0,76	23,10	—	74,80
Lubná-4 1550—1628	Kr	RPL _Z	45,4	27,7	18,5	0,4400	0,81	23,20	—	74,60
Lubná-4 1550—1628	Kr	RPL _Z	45,4	27,7	18,5	0,7002	0,21	26,78	0,2088	71,04
Lubná-4 1556—1585	Kr	RPL _A				0,5100	0,39	12,00	0,4000	85,00
Lubná-4 1527—1534	N	RPL _A	46,3	28,0	12,7	0,3800	0,23	20,70	—	76,00
Lubná-4 1506—1514	N	RPL _A	12,8	6,5	24,4	0,2500	1,88	9,00	—	86,00
Lubná-4 1506—1514	N	RPL _A	12,8	6,5	24,4	0,2500	1,88	9,00	—	86,00
Lubná-6 1236—1325	Kr	VP	8,7	4,6	3,7	0,4278	0,00	32,83	0,1536	66,12
Lubná-6 1282—1306	Kr	VP				0,2446	<	35,10	0,1580	63,00
Lubná-9 1372—1382	Kr	RPL _A	6,8	3,7	3,8	0,6100	0,02	23,90	—	74,90
Lubná-9 1356—1360	Kr	RPL _A	6,5	3,7	3,2	0,4717	0,01	29,91	0,3123	69,15
Lubná-13 1398—1403	Kr	VP				0,4013	0,02	30,34	0,0463	68,05
Lubná-13 1398—1403	Kr	VP				0,2680	<	35,80	0,2610	62,25

Tabulka 9

Chemismus plynu							Radioaktivita		
v obj. %							vody		horniny
C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	n-C ₄ H ₁₀	i-C ₄ H ₁₀	n-C ₅ H ₁₂	i-C ₅ H ₁₂	CO ₂	U	Ra	U _{rad.}
							mg/l	Bq/l	μr . hod ⁻¹
0,35	<	<	<	<	<	<			2,1
0,45	0,10	<	<	<	<	22,40	0,0003	33,32	2,7
0,74	0,12	<	<	<	<	22,19			
0,30	0,03	0,0022	0,0026	0,0017	0,0020	4,06	0,0002	12,61	2,5
0,16	0,01	0,0021	0,0042	<	<	0,05	0,0008	0,99	4,7
0,41	0,06	0,0094	0,0100	<	<	7,92	0,0008	1,00	3,5
0,04	<	<	<	—	—	4,05	0,0001	0,68	8,9
0,10	0,01	0,0006	—	—	—	0,46	0,0001	0,26	4,9
0,10	0,00	0,0009	—	—	—	2,54	0,0001	0,26	4,9
1,01	0,41	0,0538	0,0447	0,0193	0,0447	0,31			7,4
0,00	—	—	—	—	—	3,24	0,0003	0,08	7,8
2,62	0,81	0,4237	0,2627	0,1392	0,1410	0,07			23,2
2,70	0,40	<	<	<	<	—			
1,78	0,24	0,0640	—	0,0148	—	<	0,0010	26,28	19,8
0,72	0,10	0,0410	—	0,0150	—	—	0,0001	65,34	8,3
0,74	0,10	0,0400	—	0,0110	—	—	0,0001	65,34	8,3
0,83	0,13	0,0710	—	0,0284	—	—	0,0001	65,34	8,3
0,76	0,14	0,0920	—	0,0450	—	<	0,0036	0,47	8,7
0,86	0,11	0,0480	—	0,0170	—	—	0,0011	0,33	8,7
1,55	0,45	0,2300	—	0,0600	—	—	0,0046	0,33	6,4
1,55	0,45	0,2300	—	0,0600	—	<	0,0046	0,33	6,4
0,82	0,18	0,0271	0,0908	0,0094	0,0125	0,33			14,8
1,20	0,25		0,0501	<	<	<			15,0
0,01	<	—	—	—	—	0,60	0,0001	1,92	11,2
0,08	0,00	<	<	—	—	0,08	0,0001	0,42	16,0
0,60	—	—	—	—	—	0,54			17,5
1,20	0,25	<	<	<	<	<			17,5

Vrt interval v m	Typ plynu	Chemismus vody			Chemismus plynu					
		M	Cl	J	He	H ₂	N ₂	Ar	CH ₄	
		g/l	g/l	mg/l	v obj. %					
Lubná-14	Kr	VP	10,0	5,8	1,2	0,4750	0,00	40,81	0,1083	57,68
1436—1440										
Lubná-16	Kr	RPL _A	9,7	5,7	3,2	0,4692	0,03	18,46	<	79,96
1598—1616										
Lubná-23	Kr	VP				0,2560	<	35,75	0,2460	62,25
1348—1352										
Mušov-1	N	RPL _Z				0,1400	—	21,60	0,4800	77,80
717—725										
Nesvačilka-3	C	RPL _A	36,1	22,1	13,2	0,1900	0,04	11,69	0,2000	87,52
1556—2484										
Nitkovice-2	D	RPL _A	6,4	3,5	3,8	0,2890	0,00	18,14	—	81,55
1351—1833										
Nitkovice-3	D	RPL _A	4,4	2,0	6,3	0,1480	0,01	9,62	0,2007	67,32
1250—1500										
Nitkovice-3	D	RPL _A	4,6	1,9	6,3	0,1161	0,02	10,45	0,2730	85,70
1210—1220										
Nitkovice-3	D	VP	3,1	0,9	5,7	0,1616	0,00	13,32	0,0715	86,45
888—899										
Nitkovice-3	D	VP				0,1615	<	12,70	0,0640	86,77
838—850										
Nitkovice-5	D	VP	5,2	2,5	6,3	0,1540	0,01	17,39	—	82,03
849—854										
Osvětimany-1	D	RPL _A	3,0	0,7	1,9	0,1249	0,02	10,02	0,0183	75,88
1375—1380										
Osvětimany-1	D	VP	4,8	2,0	1,4	0,1323	0,01	11,08	0,2296	81,19
1320—1335										
Osvětimany-1	D	RPL _A	42,0	24,5	29,6	0,1180	0,07	2,90	0,0440	80,50
950—959										
Osvětimany-2	Kr	RPL _A	9,0	3,1	0,0	0,3441	0,62	<	<	86,03
2269—2380										
Rataje-1	Kr	RPL _A	5,3	2,9	8,4	0,1100	0,34	0,22	—	99,33
1509—1679										
Rusava-3	N	RPL _A	6,3	2,9	10,2	0,4295	0,16	14,30	<	84,84
1084—1094										
Rusava-3	N	RPL _A	6,3	2,9	10,2	0,4829	0,16	14,20	<	83,84
1084—1094										
Slavkov-2	D	RP	2,9	1,1	2,5	0,2522	0,67	<	<	99,08
1291—1305										
Strachotín-2	J	RPL _A	65,2	39,7	22,8	0,2495	0,82	10,90	0,0357	84,35
3056—3073										
Strachotín-2	J	RPL _A	55,6	33,8	29,2	0,1500	0,38	2,25	<	90,00
2875—2890										
Švábenice-1	D-C	RPL _Z	1,5	0,5	0,6	0,1900	0,19	76,50	—	23,00
2245—2263										
Švábenice-1	D-C	RPL _Z	1,6	0,6	0,6	0,1400	0,96	78,37	—	20,52
2253—2273										
Švábenice-1	D-C	RPL _Z	1,5	0,5	0,6	0,1300	1,25	74,04	—	24,56
1635—1649										
Švábenice-1	D-C	RPL _Z	1,5	0,6	0,6	0,1130	0,08	73,14	—	26,66
1250—1265										
Těšany-1	D	VP	92,1	56,7	20,3	0,5362	6,64	26,57	<	66,00
4095—4103										
Tlumačov-2	N	RPL _A	28,3	16,7	48,2	0,1292	<	10,96	0,0138	86,81
1966—1973										

Vysvětlivky:

litostratigrafie: Kr — krystalinikum, D — devon, C — karbon, J — jura, N — neogén;
 typ plynu: VP — volný plyn, RP — rozpuštěný plyn, RPL_Z — rozpuštěný plyn-zbytkový odplyn,
 RPL_A — rozpuštěný plyn-atmosférický odplyn;
 chemismus vody: M — mineralizace, Cl — chloridy, J — jodidy.

							Radioaktivita		
Chemismus plynu							vody		horniny
C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	n-C ₄ H ₁₀	i-C ₄ H ₁₀	n-C ₅ H ₁₂	i-C ₅ H ₁₂	CO ₂	U	Ra	U _{rad.}
v obj. %							mg/l	Bq/l	μr . hod ⁻¹
0,64	—	—	—	—	—	0,28	0,0020	5,04	18,0
0,35	—	—	—	—	—	0,74	0,0001	3,50	17,7
1,20	0,25	<	0,0500	<	<	<			10,8
<	<	—	—	—	—	—			2,3
0,21	0,05	0,0800	—	—	—	<			5,2
0,02	<	<	<	<	<	—	0,0047		2,2
<	<	<	<	<	<	22,69	0,0010	0,55	1,7
0,00	0,00	—	—	—	—	3,43	0,0010	0,34	1,6
<	<	<	<	<	—	—	0,0001	1,46	1,4
<	<	<	—	—	—	0,31			3,8
0,01	—	—	—	—	—	0,40	0,0008	0,46	5,4
0,01	<	<	<	<	<	13,94	0,0001	0,09	5,9
0,02	<	<	<	<	<	7,34	0,0002	0,10	5,9
0,14	0,00	<	<	<	<	14,16	0,0002	0,27	4,9
<	—	—	—	—	—	13,01			7,0
<	<	<	<	<	<	—	0,0053	0,14	3,5
0,27	<	<	<	<	<	—			—
0,26	<	<	<	<	<	1,05			—
—	—	—	—	—	—	—	0,0001	0,44	—
0,91	0,12	0,0607	0,0260	0,0077	0,0145	2,50	0,0004	17,76	5,0
1,96	0,29	0,0570	0,0390	0,0040	0,0060	0,96	0,0006	20,50	1,8
0,12	—	—	—	—	—	—	0,0008	0,14	6,9
1,00	—	—	—	—	—	—	0,0004	0,13	1,8
0,02	—	—	—	—	—	—	0,0009	0,26	0,8
0,00	—	—	—	—	—	—	0,0013	0,25	1,2
<	<	<	<	<	<	0,26	0,0003	16,28	3,2
0,99	0,66	0,0620	0,0889	0,0124	0,0620	0,21	0,0001	3,76	4,4

Průměrné hodnoty ostatních sledovaných veličin

	Metan — obj. %				Radioaktivita intervalu zdroje plynu podle gama karotáže — $\mu\text{r} \cdot \text{hod}^{-1}$			
	n	VP	n	RP	n	VP	n	RP
Stratigrafie								
krystalinikum	44	80,5	15	82,8	41	10,3	15	9,0
devon	41	87,5	27	64,3	38	4,2	25	3,2
karbon	16	92,0	2	55,5	9	23,1	2	4,4
jura	32	88,2	17	84,3	32	5,5	17	2,5
křída	3	94,7	—	—	3	7,3	—	—
paleogén	4	83,7	1	92,6	4	8,0	1	6,5
neogén	132	91,0	36	88,5	81	10,8	35	6,8
vnitřní flyš	62	86,0	19	75,0	60	4,8	18	5,0
vnější flyš	48	91,5	10	89,7	42	6,4	10	4,2
Petrografie sedimentů								
karbonátový vývoj	46	86,6	24	75,2	45	4,5	24	2,2
nekarbonátový vývoj	327	88,6	90	84,7	257	8,5	86	6,4
nejednoznačná	12	91,9	13	53,5	8	6,8	13	3,1
Petrografie podloží								
granit — granodiorit	158	87,0	72	85,1	154	7,3	69	6,3
diorit — bazika	53	91,7	21	75,2	45	5,8	20	3,6
metamorfity	172	88,8	35	71,6	111	9,5	34	4,0
Morfologie								
deprese	78	85,5	45	73,4	73	5,7	44	3,8
svahy	151	90,7	42	88,9	145	8,2	42	5,0
elevace	95	86,7	36	77,9	87	8,8	34	6,7
nezjištěna	61	89,8	5	74,4	5	14,7	3	12,9
Strukturně-tektonické členění								
transgrese jury na krystalinikum	51	93,0	32	86,4	47	6,4	32	4,6
transgrese jury na paleozoikum	18	83,3	4	91,2	18	3,9	4	3,6
transgrese terciéru na krystalinikum	167	86,0	46	82,9	162	6,8	45	6,6
transgrese paleozoika na krystalinikum	58	89,4	44	70,0	52	4,8	41	3,8
transgrese paleozoika z. orlovské vrásky — zvrásněné	46	87,1	—	—	16	18,8	—	—
transgrese paleozoika v. orlovské vrásky — nezvrásněné	45	95,2	2	92,9	15	28,2	1	26,0

Tabulka 10

Maximální radioaktivita v profilu vrtu podle gama karotáže — $\mu\text{r} \cdot \text{hod}^{-1}$				Celková mineralizace g/l				Hydrogeologická uzavřenost (Gurevič et al. 1956)			
n	VP	n	RP	n	VP	n	RP	n	VP	n	RP
41	18,2	15	16,5	30	15,3	14	17,2	24	1,51	9	0,45
38	17,9	26	15,5	31	15,3	26	6,2	17	1,58	12	0,03
9	34,9	2	17,4	3	31,9	2	3,9	10	1,16	—	—
32	16,7	17	14,3	25	30,2	16	14,4	21	0,96	13	0,03
3	15,7	—	—	3	24,8	—	—	—	—	—	—
4	20,5	1	14,0	4	35,1	1	56,5	2	0,72	—	—
82	22,6	35	14,4	63	17,3	34	16,4	79	2,34	16	0,32
60	12,2	18	12,1	49	14,2	15	12,7	30	0,90	9	0,02
43	13,3	10	13,9	30	18,4	10	13,8	26	1,61	6	0,11
46	17,4	24	14,6	34	21,8	22	11,0	29	1,35	16	0,01
258	17,8	87	14,6	197	17,5	83	15,0	177	1,74	45	0,23
11	18,2	13	13,7	7	22,0	13	7,6	3	0,99	4	0,03
158	17,3	70	15,5	111	21,8	67	15,2	88	1,51	38	0,13
45	15,0	20	15,5	44	13,1	19	9,1	23	1,24	11	0,08
112	19,6	34	12,1	83	16,2	32	12,3	96	1,97	16	0,30
73	13,4	45	13,0	59	18,2	42	7,9	44	0,68	21	0,02
150	18,7	42	15,1	108	19,8	39	16,4	64	1,39	27	0,04
87	18,6	34	14,8	60	16,4	33	15,0	49	1,94	13	0,34
5	40,8	3	27,1	11	13,8	4	29,2	52	2,63	4	1,18
51	16,9	32	14,1	42	26,6	30	14,9	26	1,01	21	0,04
18	10,3	4	10,8	11	26,0	4	10,8	13	0,23	3	0,00
163	14,7	45	14,2	118	16,4	41	17,7	76	1,88	23	0,22
52	14,7	42	14,8	46	13,3	41	7,0	29	0,78	16	0,03
16	36,0	—	—	10	17,5	—	—	33	2,04	—	—
15	54,4	1	46,7	11	19,7	2	39,4	32	2,77	2	2,15

Tabulka 11

Stáří	Stupeň helionosnosti	Hranice koncentrace He obj. %
třetihory	nízký	< 0,001
	střední	0,001—0,005
	zvýšený	0,006—0,024
	vysoký	≥ 0,025
druhoohory	nízký	< 0,010
	snížený	0,010—0,019
	střední	0,020—0,049
	zvýšený	0,050—0,999
	vysoký	≥ 0,100
prvohory	nízký	< 0,030
	snížený	0,030—0,049
	střední	0,050—0,099
	zvýšený	0,100—0,999
	vysoký	≥ 1,000

Literatura

- BEEBE, B. W. — CURTIS, B. F. (1968a): Natural Gases of North America. — A symposium in two volumens. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Oklahoma, USA.
- BEEBE, B. W. — CURTIS, B. F. (1968b): Natural Gases of North America. — A Summary. — In: BEEBE, B. W. — CURTIS, B. F. (1968).
- CLARK, S. P. jun. — PETERMAN, Z. E. — HEIER, K. S. (1969): Rasprostranennost urana, tória i kálíja. In: Spravočnik fizičeskich konstant gornych porod. Mir. Moskva. Překlad: CLARK, S. P. jun. (1966): Handbook of Physical Constants. The geological society of America, Inc. Memoir 97.
- DADAŠEV, F. G. — SALAJEV, S. G. (1966): Zákonomernosti izmenenija chimičeskogo sostava uglevododorodnych gazov, kak kriterij poiskov gazovych zalezěj v Azerbajdžaně. Sbornik IV. mezinárodní vědecké konference „Petrolgeochem“. Práce Výzk. Úst. Čs. naf. Dolů. XXIV/1, 113—136, Brno.
- DOBBIN, C. E. (1968): Geology of natural gases rich in He, CO₂, H₂S. In: BEEBE, B. W. — CURTIS, B. F.: Natural Gases of North America, II, 1957—1969. Tulsa, Oklahoma, USA.
- DOLEŽAL, J. et al. (1975): Výzkum hlubinné stavby v karpatské neogenní předhlubní a ve flyšovém pásmu Karpat, úsek Střed. MS Geofyzika, n. p., Brno.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the outher Karpathians in Moravia. Bruno — Vistulicum. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 90, 8, Praha.
- DRUBECKOJ, E. R. (1975): Izotopy gelija i argona v porodach zemnoj kory. MS VNIGRI, Lenin-grad.
- ECKSCHLAGER, K. et al. (1980): Vyhodnocování analytických výsledků a metod. SNTL, Praha.
- GAŽO, J. et al. (1974): Všeobecná a anorganická chemia. SNTL, Praha.
- GUREVIČ, M. S. — ZAJCEVA, J. K. — ČEREPENIKOVA, A. A. (1956): Voprosy neftepoiskovoj gidrogeologii. Gostoptechizdat, Moskva.
- HITCHON, B. (1963): Geochemical studies of natural gases, III. Inert gases in western Canadian natural gases. Canad. Petrol. Technol. J., 2, 4, 165—174. Ottawa.
- HITCHON, B. (1968): Geochemistry of natural gases in Western Canada. — In: BEEBE, B. W. — CURTIS, B. F.: Natural Gases of North America, II. 1995—2025. Tulsa, Oklahoma, USA.
- CHMELÍK, F. et al. (1977): Komplexní geologické zhodnocení úseku Střed na v. Moravě a jeho perspektivnost pro výskyt ložisek nafty a plynu. MS, archiv Ústř. Úst. geol., Praha.
- CHMELÍK, F. (1981): Komplexní geologické přehodnocení úseku Jih. — MS Geofond, Praha.

- JAKUCENI, V. P. (1965): Principy klassifikacii prirodnych gazov po stepeni ich gelienasyščenosti. Geol. Nefti i Gaza. 8, 48—53, Moskva.
- JAKUCENI, V. P. (1968): Geologija gelija. Leningrad.
- JODRY, R. L. — HENNEMAN, A. B. (1968): Helium. In: BEEBE, B. W. — CURTIS, B. F.: Natural Gases of North America, II, 1970—1982. Tulsa, Oklahoma, USA.
- KOFANOV, K. P. (1959): Geochimická klasifikacija uglevodorodnych gazov. Trudy Krasnodar. fil. Vsesojuz. neft. issled. inst., 1. Gostoptechizdat, Moskva.
- KOVALEVSKIJ, A. L. (1966): O zavisimosti radioaktivnosti i soderžanii chimičeskich elementov ot mehaničeskogo sostava osadočnych gornych porod. — Geochimija, 3, Moskva, 326—369.
- KOZLOV, A. L. (1950): Problemy geochimiji prirodnych gazov. Moskva.
- MATOLÍN, M. (1970): Radioaktivita hornin Českého masívu. Academia, Praha.
- MICHALÍČEK, M. (1972): Geochemie plynů čs. Karpat. Geochemická část: B. Helionosné plyny v ČSSR. MS archiv Ústř. Úst. geol., Brno.
- MICHALÍČEK, M. (1974): Klasifikace zemních plynů a proplyněných vod. — Věst. Ústř. Úst. geol., 49, 1, Praha, 115—120.
- MICHALÍČEK, M. (1975): Hélium v zemních plynech ČSSR. Sbor. geol. Věd. ložisk. Geol., 1975, Praha, 215—236.
- MICHALÍČEK, M. — PROCHÁZKOVÁ, V. (1980): Prognóza helionosných plynů s obsahem He nad 0,3 obj. %. MS Ústř. Úst. geol., Praha.
- MICHALÍČEK, M. — OBR, F. — PROCHÁZKOVÁ, V. — ŠKUBAL, M. (1983): Hélium v plynech jv. svahů Českého masívu. In: MICHALÍČEK, M. — ŠIMÁNEK, V. (1983): Geochemie rop a plynů v úseku Sever. — MS Ústř. Úst. geol., Praha.
- NIKONOV, V. F. (1970): Gesetzmässigkeiten der Verbreitung von Helium und heliumhaltigen Gasen in den Sedimentkomplexen der Erdkruste. — Z. angew. Geol., 16, 7/8, Berlin, 766—772.
- PICARD, M. D. (1962): Occurrence and origin of Mississippian gas in Four Corners regions. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 46, 1681—1700. Tulsa, Oklahoma, USA.
- PICARD, D. V. (1968): Outline of occurrence of Pennsylvanian gas in Four Corners regions. In: BEEBE, B. W. — CURTIS, B. F.: Natural Gases of North America, II, 1327—1356. Tulsa, Oklahoma, USA.
- PIERCE, A. P. — MYTTON, J. W. — GOTT, G. B. (1955): Radioactive elements and their daughter products in the Panhandle and other oil and gas fields in the United States. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 300, Washington, 527—531.
- RICHARDSON, A. S. — NELSON, H. W. (1962): Supplies and uses of helium. Canad. min. J., 83, 4, Toronto, 54—57.
- ROGERS, G. S. (1921): Helium-bearing natural gas. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), Washington, 112, 113.
- SAWATSKY, H. B. — ADARWAL, R. G. — WILSON, N. (1960): Helium prospect in Southwest Saskatchewan. Oil in Canada, 4, 54(25260)—76(25282).
- STROUD, L. — MEYER, T. O. — EMERSON, D. E. (1966): Isotopic abundance of neon, argon and nitrogen in natural gases. Relationship to helium genesis. US Dept. of the Interior, Bur. Mines. Washington (1966). Geol. Soc. Amer. Bull.
- SZELENYI, T. (1941): Zur Geochemie des Heliums. Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., 35, 4. Budapest.
- ŠČERBINA, V. P. (1956): Komplexnyje svedenija i perenos chimičeskich elementov v zone gipergenez. Geochimija, 5, Moskva, 54—60.
- ŠELLE, M. (1981): Možnosti naftové geologického hodnocení karotážních měření v krystaliniku zastiženého hlubinnými vrty MND Hodonín v oblasti jv. svahů Českého masívu. Zem. Plyn Nafta, sv. XXVI, č. 2, Hodonín, 161—230.
- TĚŽKÝ, A. et al. (1978): Výzkum hlubinné geologické stavby v neogénu předhlubně a flyšovém pásnu Karpat. Dílčí úkol — shrnutí výsledků a možností karotážního měření v úseku Sever. — MS Geofyzika, n. p., Brno.
- TOKAREV, A. N. — ŠČERBAKOV, A. V. (1956): Radiogidrogeologija. Moskva.
- TOLSTICHIN, I. N. (1975): Izotopy gelia v prirode. — MS AN SSSR. Moskva.
- UHMANN, J. (1973): Fyzikální vlastnosti hornin. — In: Výzkum hlubinné stavby v neogenní předhlubně a ve flyšovém pásnu Karpat, úsek Střed. — MS Geofyzika, n. p., Brno.
- WASSERBURGER, G. J. — ZARTMAN, R. E. (1963): Earth Science and meteorities, Amsterdam.

Contribution to helium geochemistry in natural gases of the SE slopes of the Bohemian Massif

Summary

The ever-increasing importance of helium resulted in the effort to obtain this element from a more advantageous source than the atmosphere (4.6×10^{-4} vol. %) is, i.e. from natural, usually methane, gases. Helium in natural gases is of radiogenic origin, the share of primary (cosmogenic) helium is minimum.

From the SE slopes of the Bohemian massif, data on helium presence in gases of 187 drillholes (516 partial samplings) were available. Besides helium contents, also concentrations (vol. %) of hydrogen, nitrogen, argon, methane, ethane, propane, i-butane, n-butane, i-pentane, n-pentane, hexane are registered in dissolved as well as free gases. When it was possible, also contents of uranium and radium in bed waters, uranium, thorium and potassium in drillcore samples, radioactivity value according to gamma logging, chloride and iodide contents and overall mineralization of bed waters were observed. These quantitative data are supplemented by drillcore co-ordinates, bottom and ceiling of the sampled interval and its distance from the crystalline basement. The taken qualitative data represent geological information with various number of levels — stratigraphic assignment, petrology of the sampled interval and crystalline basement, morphology of the paleorelief, structural-tectonic division and saturation character.

The informations were concentrated in an objective databasis in order to delimit, with the use of computers, factors important mainly for helium distribution and to enable the constructions of maps of areal helium distribution in various stratigraphic levels. From the results of the performed works it is evident that there exist some discoverable regularities and relations that influence helium distribution. Many factors take part in this process and they act complexly. They often differ in categories of dissolved and free gases.

Helium content in free gases is much less dependent on the chemistry of other gases and bed waters. Helium in dissolved gases has a positive correlation with hydrogen, nitrogen, argon and a negative one with methane, overall mineralization and haloids. Helium in dissolved gases has a closer relation to the surrounding environment (radium, thorium, radiometry maximums). In both categories, helium has a high positive correlation with the closure of the structures and with age and its concentration decreases with the increasing distance from the basement. Helium distribution in free gases is conspicuously influenced by regional geological factors — occurrences in the crystalline, relations to elevations and granitoid rocks in the underlier.

Increased helium concentrations are discovered in such conditions of migration, where, in a longer time period, more helium is brought than escaped from accumulation space. Existence of suitable, predominantly deep sources of radiogenic helium is important but second-rate. Calculations proved that the productive capacity of the evaluated area (10—55 miliard m^3 of helium in 20 million years) exceeds several order times its present accumulation potential.

To economic accumulations of helium-bearing gases (0.3 vol. %) in the region of the SE slopes belongs only the accumulation Lubná. Helium accumulations over 0.1 vol. % in the structures Nítkovice, Kožušice and in the NP-823 drillhole at Krásna are significant, too.

As regards their chemistry, helium-bearing gases and gases with an increased helium content in the described area belong among methane gases of the ethane-propane subtype. Nitrogen is the second essential component.

Minable helium reserves of 100% purity of the category D were calculated at 16.8 million m^3 .

Explanations to Figures

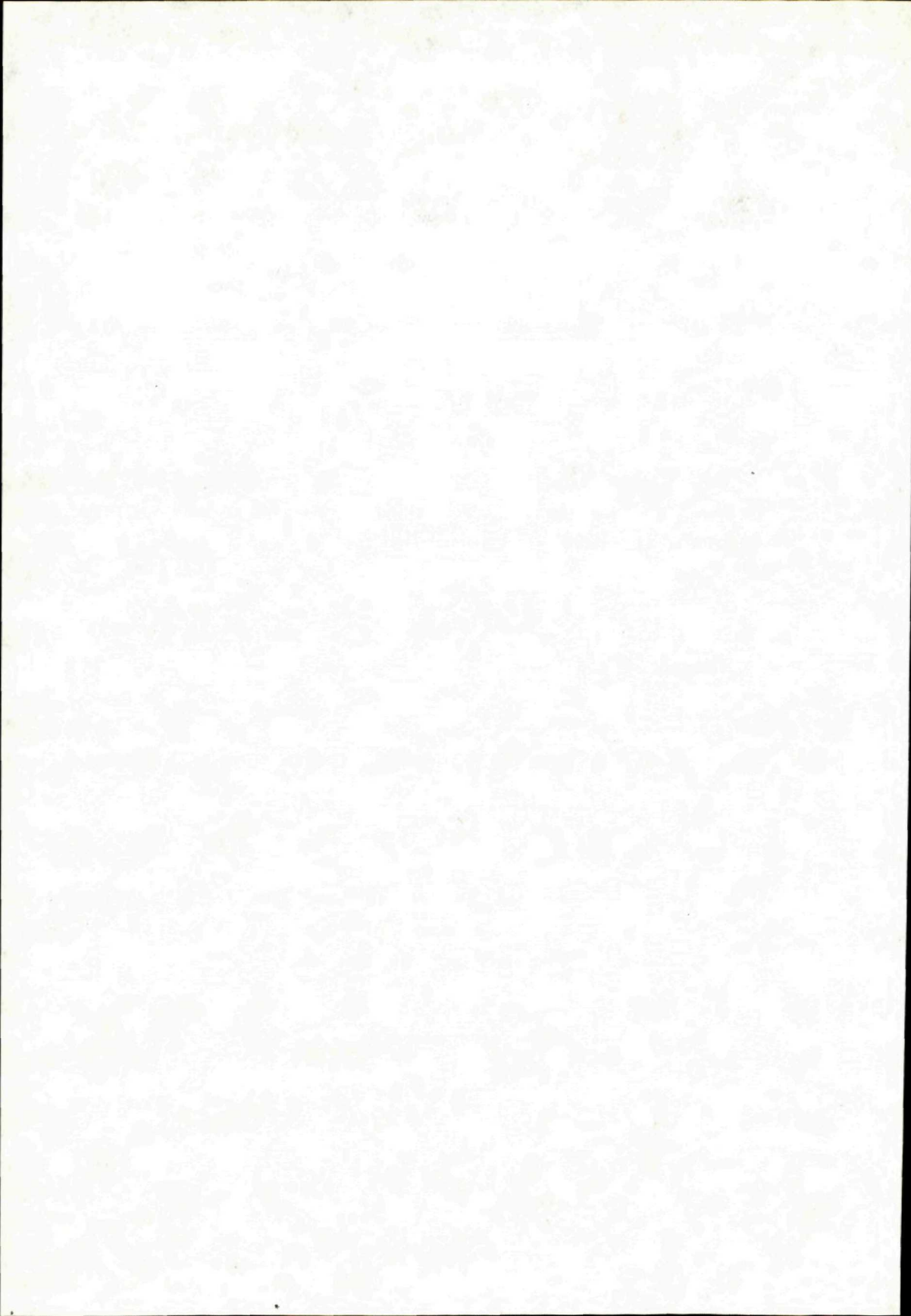
Fig. 2 Distribution of maximum He concentrations in natural gases of SE slopes of the Bohemian Massif

1 — thrust line of the Magura nappe, 2 — thrust line of the Flysch belt outer units and the boundary between the Neogene Carpathian foredeep and Carpathian flysch nappes, 3 — thrust line of the Magura nappe under the Vienna basin Neogene, 4 — transgressive limits of the Neogene sedimentation, 5 — proved and supposed faults, 6 — drillholes with a known He content — free gases, 7 — drillholes with a known He content — dissolved gases, 8 — values of He isoconcentrations in 10^{-4} volume %, 9 — areas of maximum He concentrations, NP — Neogene Carpathian foredeep, VF — Carpathian outer flysch belt, MF — Carpathian inner Magura flysch belt, NVP — Vienna basin Neogene

Fig. 1 Frequency histogram of stratigraphical range he-bearing gases; a — free gases, b — dissolved gases,

1 — crystalline, 2 — Devonian, 3 — Carboniferous, 4 — Jurassic, 5 — Cretaceous, 6 — Paleogene, 7 — Neogene, 8 — inner flysch, 9 — outer flysch

Translation L. Böhmer



Radan Květ

Geotektonické etapy a jejich role ve vývoji a tvárnosti Země na příkladech z Československa

8. obr., angl. resumé

Abstract. Geotectonic stages are defined in the paper and their function is explained in examples of the geology of Czechoslovakia. The interpretation is based on a detailed analysis of fault systems and photolineaments in Czechoslovakia.

Úvod

Termínem geotektonická etapa jsem nazval (R. KVĚT 1985) tentýž interval, pro něhož užívají Z. MÍSAŘ et al. (1983) název geotektonický cyklus. Vycházím ze svého termínu avšak jen proto, že jednak jsem přesně vymezil dobu trvání geotektonické etapy (je jí trvání galaktického roku: cca 220 milionů let), jednak je též hranice jednotlivých geotektonických etap zařazena relativně přesně do historické geologické tabulky (tak např. alpínská etapa od začátku mesozoika do miocénu k hranici spodního bádenu). Typickým znakem hranic jednotlivých geotektonických etap je globální zalednění Země na konci resp. začátku každé etapy.

Dříve se používala i jiná označení pro obdobná členění, např. velký cyklus (Grosszyklus) S. BUBNOFFA (1948).

Zásadní úloha projevů jednotlivých geotektonických etap při vývoji zemské kůry

Každá geotektonická etapa je ovlivňována především vznikem geometricky identického planetárního ekvidistančního poruchového (PEP) systému asymetricky pootočeného proti předchozím PEP systémům. K tomu dochází díky nerovnoměrnému putování rotační osy Země v průběhu galaktického roku a přetvoření geoidu v době průchodu sluneční soustavy rovinou galaktiky jednou za periodu galaktického roku v jednom směru (podle teorie PEP systémů viz podrobněji: R. KVĚT 1983).

Nejmladší alpinská síť odvozená pro střední Evropu má 6 směrů (3 dvojice na sebe kolmých poruchových linií: $90 + 0^\circ$, $54 + 324^\circ$ a $306 + 36^\circ$). Ostatní dosud určené sítě jsou ve střední Evropě pootočený vůči alpinské takto: hercynská o $+26^\circ$, kaledonská o $+16^\circ$, kadomská o $+11^\circ$, moldanubická o $+5^\circ$ a příkamská o $+20^\circ$.

Role PEP systémů spočívá především v tom, že i relativně starší sítě (např. moldanubická) si zachovávají v nehlubším fundamentu (tj. nejspíše v oblasti svrchního pláště) své jednou nabyté směrové predisposice, které se prokopírovávají k povrchu i v časových intervalech velice vzdálených od jejich prvotní genese. Vzhledem k početným směrovým predisposicím (všech PEP systémů) může docházet, a to čím blíže k recentu tím častěji, ke sblížení některých směrů, resp. k překrývání i odlišných predisposic tak, že „naložené“ struktury, nebo i starší prokopírované systémy, byť i hierarchicky méně významné, mohou „překrýt“ primární hierarchicky výraznější predisposici jiného směru. Teprve po takovém rozboru lze dešifrovat nejen geologickou stavbu, ale i geomorfologický vývoj daného území. Přitom nutno dále vzít v úvahu, že poruchovou geologickou stavbu i tvar reliéfu ovlivňují nejen geotektonicky rozhodující primární poruchy, ale že se strukturně geologicky neméně uplatňují i sekundární poruchy, komplikující vývoj geologické stavby i geomorfologické detaily (R. KVĚT 1983b, L. M. PLOTNIKOV 1983).

Charakteristická vlastnost PEP systémů — totiž hierarchie jejich ekvidistancí — je dalším významným nadregionálním činitelem, který se v regionu nebo i v detailu ovšem též projevuje. Většinou na menším území se přednostně uplatňuje jen několik málo směrů, někdy však může dojít k většímu kumulování různých směrů PEP systémů výrazněji se projevujících.

Pro PEP systémy je také typické, že se uplatňují v geologické stavbě s určitým časovým zpožděním. První výraznější uplatnění nenastává dříve než cca po 15 milíonech letech od vzniku poslední sítě PEP systémů. Ovšem k výraznému využití predisposic dochází až po další geotektonické etapě (po vzniku další sítě PEP systémů). Tak např. základní rysy dnešní tvárnosti střední a západní Evropy mají podle Stilleho charakter hercynský, což je v souladu s poznatky o PEP systémech (viz dále 4. a 5. kapitola).

Konečně PEP systémy se velice výrazně uplatňují při vzniku blokové stavby zemské kůry. Jde tu především o úlohu primárních poruch při vývoji zemské kůry a jejího reliéfu a to ať přínosem hlubinných mas do vyšších pater za vzniku různých typů kůry (J. ZEMAN 1984), resp. až k povrchu (vulkanické projevy), nebo jen vertikálním pohybem jednotlivých ker a bloků za vytváření morfostruktur. Na rozdíl od živých bloků lze vyčlenit také paleobloky, které svou životnost prokázaly jen v geologické minulosti. Živé bloky se charakterizují větším počtem místně odlišných geologických resp. geofyzikálních či geochemických projevů (např. neovulkanickými pochody, přívodem CO_2 , zvýšeným tokem zemského tepla, výskytem zemětřesení ap.), zatímco paleoblokům uvedené znaky chybějí (jsou v hlubších patrech „zahojeny“).

Charakteristika průběhu geotektonických etap

Současné studium hlubinných zlomů a průběhu geologického vývoje různých oblastí ve vztahu k blokovým pohybům, vývoji riftů, ale i vrásnění, metamorfickým pochodům, vulkanickým projevům aj. umožňuje při porovnání s geotektonickými etapami přistoupit k popisu základních časových částí geotektonických etap.

Základním materiálem k uvedenému relativně velmi přesnému porovnání se stala práce P. GRECULY (1982), kdežto další studie poskytly doplňující charakteristiky k domýšlení teoretického průběhu geotektonické etapy (E. E. MILANOVSKIJ 1978, O. KUMPERA — M. SUK 1979, G. OLSZAK 1980, V. WEBER 1981, H. HÜSSNER 1983). P. GRECULA (1982) shrnul své poznatky sice z nevelkého území, ale velmi podrobně prozkoumanému do přehledné tabulky (obr. 7.7 in P. GRECULA 1982). Za pomoci hierarchického členění geotektonické etapy (tab. 1) jsem mohl Greculovu tabulku upravit (obr. 1) (při dosažení autorova souhlasu) a dojít tak ke členění víc než jednoho a půl geotektonického cyklu (hercynského a alpinského). To umožnilo vzhledem k opakujícím se základním rysům učinit předpoklad o opakování různých pochodů v průběhu geotektonických etap — vždy ve stejných intervalech — alespoň po dobu posledních 6 geotektonických cyklů. Svědčí pro to i např. členění hlavních epoch komprese (vrásnění) podle E. E. MILANOVSKÉHO (1982) (obr. 2) nebo metamorfních pochodů (v důsledku komprese) podle O. KUMPERY — M. SUKA (1979) (obr. 3).

Tab. 1
Hierarchické členění geotektonické etapy (GE) (převzato z článku Květ 1985)

Řád	Fáze (zlomek GE)	Milionů let
1	1/1	220
2	1/2	110
3	1/4	55
4	1/8	27,5
5	1/16	13,75
6	1/32	ca 7
7	1/64	ca 3,5
8	1/128	ca 1,7

Začáteční období geotektonické etapy je charakterizováno globálním zaledněním Země. Kromě toho v polovině geotektonické etapy — tedy po uplynutí cca 110 milionů let — je možno zaznamenat menší globální zalednění Země.

V první polovině geotektonické etapy (během prvních 110 milionů let — 2. hierarchické úrovně časového členění geotektonické etapy) je typickým projevem rifting (vznik a vertikální pohyb bloků). K jeho založení dochází na poruchových strukturách resp. predisposicích předchozí nebo ještě starších geotektonických etap. Vznik riftových struktur podle uvedených predisponovaných poruch ukazuje názorně V. WEBER (1981) (obr. 4). Během téže doby

	S - D	sp. Ka	str. Ka	vrchný Ka	vrchný Ka	sp. P - str. P	vr. P	vr. P - T	vr. J - str. Kr	vrch. Krieda
	0. fáza	1. fáza	2. fáza	3. fáza	4. fáza	5. fáza	6. fáza	7. fáza	8. fáza	9. fáza
	←→	→←	0	→←	→←	0	→←	←→	←→	→←
tektonické deformácie	rifting	F ₁ S ₁	0	S ₁ , S ₂ F ₂	vrásové prešmyky	otvorenie ruptúr	vznik príkroyov S ₃ (S ₂ ≅ S ₃)	vr. P - T	vr. J - str. Kr	S ₄ , S ₃ S ₂ , S ₁
metamorfóza	0	0	T, M	DM	DM	GF, GF AF, AF GM, GM	DM	0	T, M	DM
mineralizácia	Mg-Fe karbonát Cu, Pb, Zn, Fe - sulf. Fe - sedim.				začiatok konvek. a metam. tokov	Q + sid + sulf. žily	deštrukcia rudných štruktúr		rejuv. fáza	deštrukcia rudných štruktúr
magmatizmus	0					Sn, Sn MG, MG		0	0	0

1 ←→ 2 →← 3-0- 4 F₁ 5 S₁ 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15

Obr. 1 a) Časová poslupnosť tektonických, metamorfických a metalogenetických dejů v gemitiku podľa GREULY (1982, obr. 7.7)

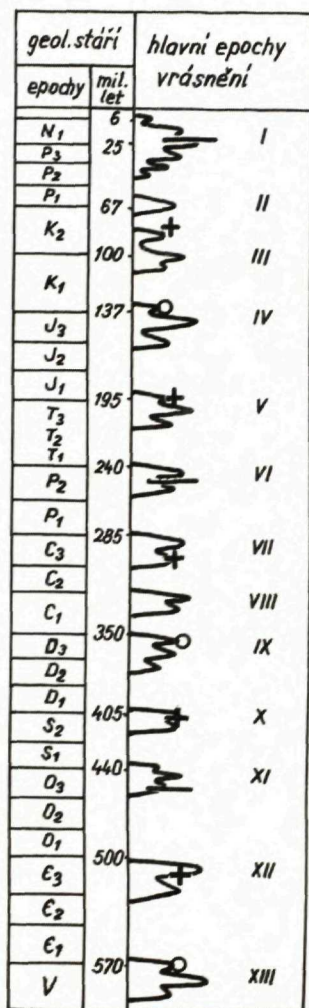
G.E.	HERCYNŠKÁ							ALPINSKÁ			
čtvrť GE	1.+2.	3.	4.				1.	2.	3.	4.	
stáří	0 - S - D	spod. Ka	str. Ka	svrch. Ka	svrch. Ka	sp.P - str.P	svrch.P	T	sv.J - str.Kř	svrch.Kř	Paleogén
fáze	0. fáze	1. fáze	2. fáze	3. fáze	4. fáze	5. fáze	6. fáze	0. fáze	0. fáze	1. fáze	2.-6. fáze
mil. let	110	55	7	3,5	3,5	27	13	(55)	(55)	55	55
	←→	→←	—0—	→←	→←	—0—	→←	←→	←→	→←	
tektonické deformace	 rifting	 F ₁ S ₁	 F ₂ S ₂	 F ₂ S ₂	 vrásové přesmyky	 otevíření ruptur	 vznik příkrovů S ₃ (S ₂ = S ₃)	 T	 sv.J - str.Kř	 svrch.Kř	 S ₃ /S ₄
metamorfóza	 TD	 T M	 T M	 T M	 DM	 GF GF AF AF	 DM	 TD	 T M	 DM	
mineralizace	Mg-Fe karbonát Cu, Pb, Zn, Fe - sulf. Fe - sedim.				zočátek konvek. a metam. toků	 Q + sid. + sulf. žíly	destrukce rudných struktur		rejuv. fáze		destrukce rudných struktur
magmatizmus	 in					 fin Sn Sn MG +		 in	 in		

1 ←→ 2 →← 3 —0— 4 F₁ 5 S₁ 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 a) (in) b) (fin)

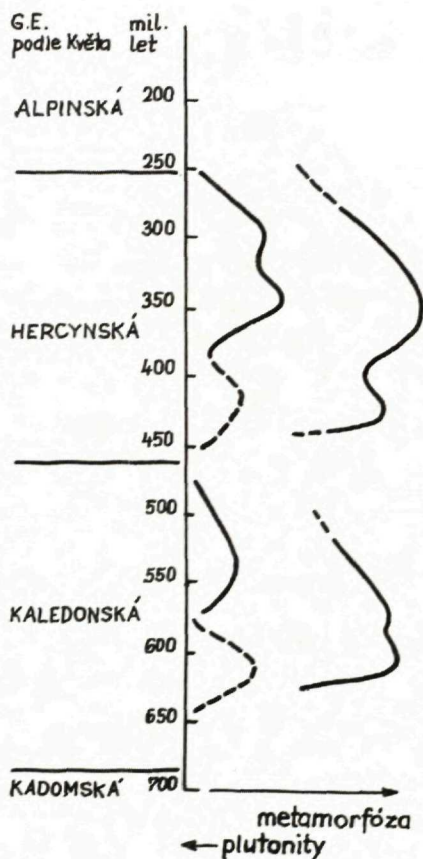
b) úprava KVĚTA (podle členění geotektonických etap)

Vysvětlivky: 1 — vývojové stadium sedimentačního prostoru, 2 — deformační (kompresní) fáze, 3 — tektonický hiát, 4 — vrásky, 5 — břidličnatost, 6 — přízlová kliváž, 7 — regionálně termická progradní metamorfóza, 8 — termická metamorfóza (GV — facie zelených břidlic, AF — amfibolitová facie, GM — ultrametamorfóza — granitizace a migmatitizace, A — anatexe), 9 — dislokační metamorfóza a retrogradní metamorfóza, 10 — metamorfóza v oblasti termálně fluidních dvorů na dně oceánu a v oblasti středoocéánských hřbetů, 11 — ofiolitový komplex, 12 — konvekční toky fluid, 13 — rudní žíly, 14 — granit (MG — metatektický, IG — intruzivní), 15 — vulkanizmus (a — iniciální, b — finální)

dochází v oblastech převažujícího riftingu (t.j. ve fázi roztažení) k vulkanismu a ofiolitovým projevům. Ve shodě s pojetím K. F. TJAPKINA (1974) je nutno však uvažovat, že stejně jak dochází v některých oblastech Země k roztažení zemské kůry, tak současně v druhých probíhá stlačení, komprese. Toto poznání je v souladu s poznatky O. KUMPERY — M. SUKA (1979, obr. 3), kteří uvažují o metamorfních pochodech (důsledku komprese) již v první polovině geotektonické etapy. Rovněž pulsaci Země v pojetí E. E. MILANOVSKÉHO (1978) by bylo



— interval 220 mil.
 ○ 110 mil.
 + 55 mil.



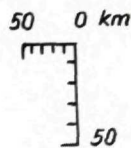
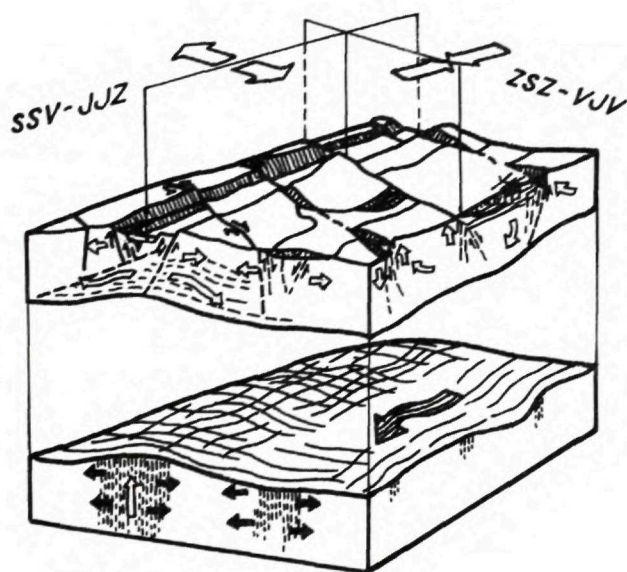
Obr. 3 Diagramatické znázornění plutonické a metamorfni aktivity v areálu Českého masívu (bez Brunie) podle KUMPERY — SUKA (1979) doplněno o geotektonické etapy podle Květa

Obr. 2 Hlavní epochy stlačení (vrásnění) podle E. E. MILANOVSKÉHO (1978) doplněno o hlavní hranice fází geotektonických etap podle Květa

možno pochopit jako jev globálně vlastně současný (na jedné straně roztažení na druhé stlačení), ale při sledování v jednom regionu se pak jeví jako posloupný.

Ve třetí čtvrtině geotektonické etapy (během dalšího intervalu 55 milionů let — 3. hierarchické úrovně) dochází v místech původního roztažení k vrásnění a pochodům břídlíčnatění (tedy důsledku kompresní fáze).

Ve čtvrté čtvrtině (posledních 55 miliolech letech) nastávají ve stejných oblastech další etapy vrásnění a metamorfních pochodů. Lze je rozdělit do několika nestejně dlouhých fází (hierarchických úrovní). První z těchto fází (dlouhá cca 7 milionů let — tedy 6. hierarchické úrovně) patří do období



Obr. 4 Vznik riftových struktur (resp. schema dynamické interpretace tafrogenní kinematiky a saxonských blokových pohybů (podle V. WEBERA 1981)

1 — dilatace (důsledek podkorového diapirismu nebo planetární dislokace kůry i kompetentního pláště), 2 — diapiru obdobný výstup materiálu pláště, 3 — laminární pohyb podkorových látek, 4 — gravitační skluz bloků kůry nad plášťovým diapirismem, 5 — dislokace bloků kůry, 6 — vertikální přemisťování a vrásnění bloků kůry, 7 — směry hlavního napětí v kůře, 8 — relativní posuny bloků

tektonického hiátu s termickou metamorfózou, druhá z fází (cca 3,5 milionů let — 7. hierarchické úrovně) patří kompresní fázi se vznikem vrás a druhotné břidličnatosti i dislokační metamorfózy, třetí fáze (rovněž cca 3,5 milionů let) je charakterizována vrásnivými přesmyky a začátkem konvektivních a metamorf-ních toků a objevení se granitoidních intruzí. Nejdelší je 4. fáze (cca 27,5 milionů let — 4. hierarchické úrovně), pro kterou je typické otevření raptur, vznik metalogeneze a projevy finálního vulkanismu a termické metamorfózy. Poslední 5. fáze (cca 14 milionů let — 5. hierarchické úrovně) je obdobím vzniku příkrovů, dislokační metamorfózy, retrogradní metamorfózy a destrukce rudních struktur. Na jejím počátku zřejmě dochází též k velmi podstatnému jevu, totiž vzniku nové sítě predisposic oslabení — příslušného PEP systému.

Příklady uplatnění jednotlivých geotektonických etap na území Československa

Přikamská etapa

je zatím nejstarší geotektonickou etapou z proterozoika (předcházející moldanubickou etapou), pro kterou byla zjištěna síť PEP systémů, vzniklá v závěru přikamské etapy. Byly dešifrovány hlavně její směry 290°, 20° a velice výrazně 344° v oblasti Krušných hor na Teplicku především z materiálů dálkového průzkumu Země (R. KVĚT 1984a) jako predisposice poruchových linií z mnohem pozdějších geotektonických etap.

Moldanubická etapa

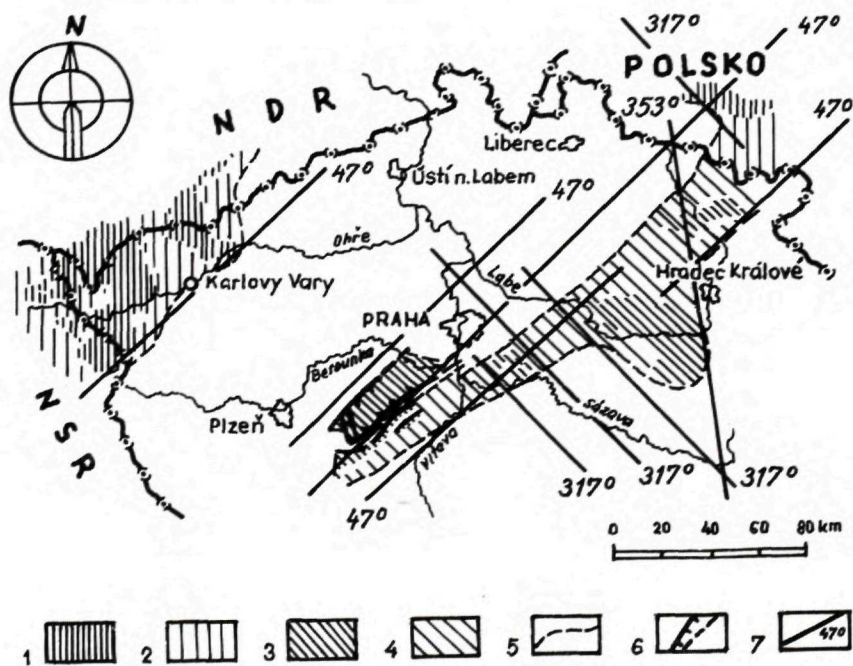
následující pro přikamské etapě patří do svrchního proterozoika. Moldanubická síť PEP systémů vznikla v jejím závěru a predisposice jejích směrů oslabení se výrazně uplatňují až v pozdějších etapách zvláště paleozoických. Výrazně se projevuje např. v omezení karbonských ker (viz mapa karbonu — zvláště v oblasti Českého masívu), důležité uplatnění zvláště směrů 275° a 5° má i v jihočeském moldanubiku (J. ZEMAN 1984). Oba tyto směry se uplatňují v pozdějších geotektonických etapách. Stejně tak mají významnou roli i na jižní Moravě např. v boskovické brázdě (R. KVĚT — L. MALÝ 1984).

Kadomská etapa

proběhla ve svrchním proterozoiku a v jejím závěru vznikla kadomská síť PEP systémů. Uplatnění jejích predisposic lze zaznamenat v převažující míře např. v mapě rozšíření spodního kambria v Českém masívu (obr. 5), dále ve vírském tektonickém uzlu (Z. MÍSAŘ et al. 1983, obr. 44), (vírský zlom + hranice poličského a svrateckého krystalinika, ev. i jižní části svojanovské mylonitové zóny). Projevuje se též později např. v boskovické brázdě (R. KVĚT — L. MALÝ 1983), v plzeňské pánvi (obr. 6) a jinde.

Kaledonská etapa

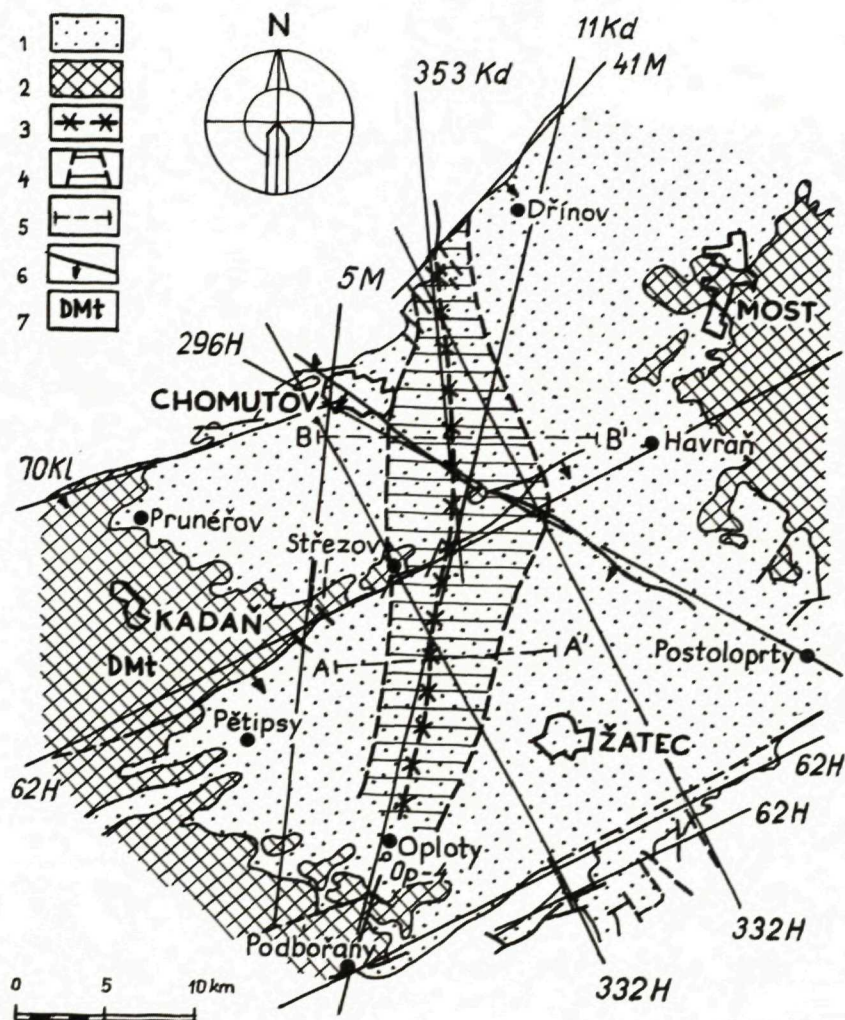
je vymezena intervalem od vendu po hranici spodního a svrchního ordoviku. Kaledonská síť PEP systémů se vytvořila před jejím závěrem ve spodním ordoviku a uplatnila se v následujících etapách. Na rozdíl od dosavadních představ o bezvýznamnosti kaledonské etapy v Českém masivu lze doložit uplatnění směrů kaledonských predisposic sítě PEP systémů na různých místech našeho území. Tak lze ukázat např. roli směru 70° v pražské pánvi (obr. 7), kde podle Z. MÍSAŘE et al. (1983, obr. 65) se ve vývoji pánve od svrchního ordoviku po devon uplatňoval tento směr (viz. např. pražský zlom) vedle směrů 52° rovněž kaledonského systému (v jz. části barrandienské pánve). Současně upozorňují autoři na klimatické změny (ochlazení) ve svrchním ordoviku (ibid, str. 143) v souladu s globálním zaledněním Země v této době (viz k tomu 3. kapitolu tohoto článku). Také časově shodné podle paleontologických údajů je zařazení V. HAVLÍČKA (1982) pro hranici změn na bázi svrchního ordoviku spjatou i s vertikálními pohyby pánevních ker. Stejně lze ukázat úlohu směru 70° v podkrušnohorských pánvích (J. VÁCL — R. KVĚT 1983, R. KVĚT 1983a).



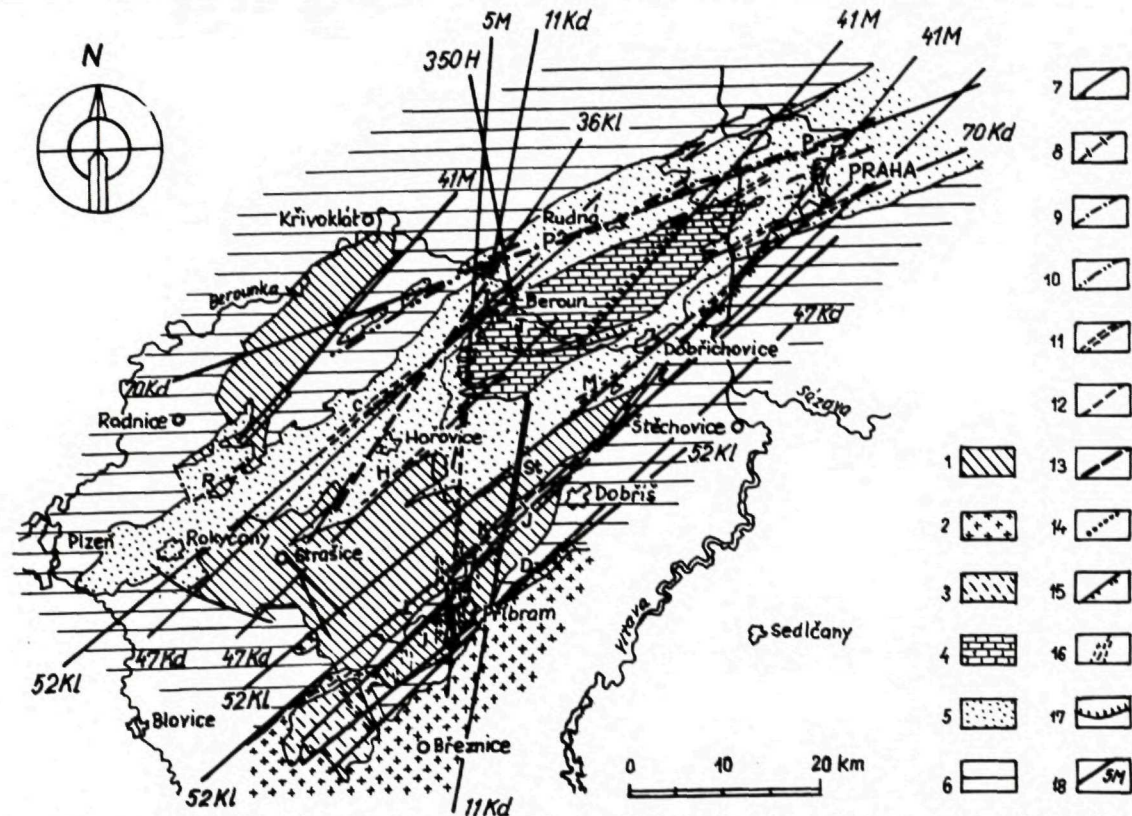
Obr. 5 Mapa rozšíření spodního kambria v Českém masivu (podle Havlíčka 1980 in Z. MÍSAŘ et al. 1983, obr. 59) doplněno o kadomské linie PEP systémů dle Květa

1—2 — mořské usazeniny (dnešní a předpokládaný původní rozsah), 3—4 — kontinentální usazeniny (dnešní a předpokládaný původní rozsah), 5 — předpokládaná hranice kambrických pánví, 6 — synsedimentární zlomy, 7 — predisposice linií PEP systémů kd-kadomské sítě

Směr 340° se uplatnil v tachovsko-domažlickém příkopu (R. KVĚT — A. IVAN 1983) nebo konečně opět směr 70° ve hřbetu solánských pískovců v magurském flyši na moravskoslovenském pomezí predisponovaný vertikálním pohybem bloků v hlubokém fundamentu.



Obr. 6 Skica deprese západní části chomutovsko-ústecké pánve (podle Elznicе et al. 1974) doplněno o predisposice poruchových linií různých PEP systémů dle Květa
 1 — miocenní sedimenty, 2 — neogenní efusiva a pyroklastika, 3 — osa deprese, 4 — přibližná hranice pánevní deprese ve spodním miocénu, 5 — úsečky geologických řezů, 6 — tektonické linie, 7 — Doupovské hory, 8 — predisposice linií PEP systémů. M — moldanubická síť, Kd — kadomská síť, Kl — kaledonská síť, H — hercynská síť PEP systémů



Obr. 7 Tektonická mapa Barrandienu (podle HAVLIČKA 1981 in MISAŘ et al. 1983, obr. 65) a doplněno o predisposice poruchových linií různých PEP systémů dle Květa

1 — kambrium, 2 — středoečeský pluton, 3 — rožmitálské paleozoikum, 4 — devon a silur, 5 — ordovik, 6 — proterozoikum, 7 — synsedimentární zlomy aktivní během kambria, 8 — průběh prekambriického klatovského zlomu, 9 — význačné zlomy, podél nichž poklesla křída pražské pánve relativně proti střední části, 10 — předpokládané prodloužení pražského zlomu, 11 — velké flexury, 12 — příbramský zlom, 13 — komárovské zlomové pásmo, 14 — elevační zóna uvnitř devonských sedimentů, 15 — záviský přesmyk, 16 — žíly diabasů a lamprofyrů, 17 — vočkovský přesmyk, 18 — predisposice linií PEP systémů

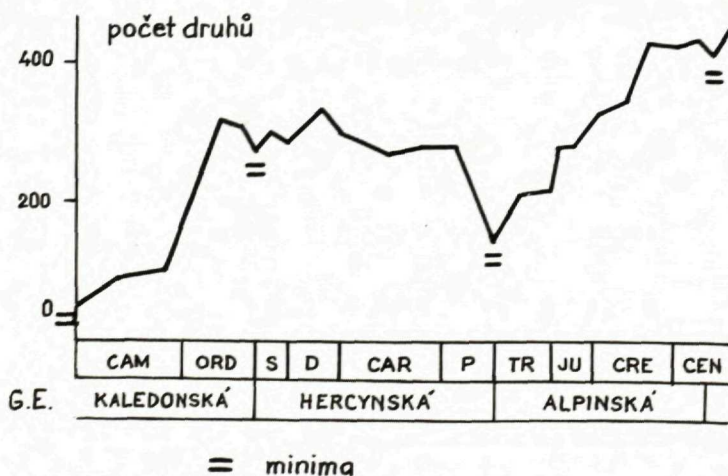
Hlavní strukturální prvky: C — cercovická struktura, D — dubecký zlom, H — hrachovišská flexura, J — jílová rozsedinla — zlom, K — klatovský zlom, L — lázský zlom, M — mnišská flexura, P — pražský zlom, R — zlom omezující blok Rumpálu a Rače, St — zlom Studeného vrchu, T — tobolský zlom, Z — záviský přesmyk, M — moldanubická síť, Kd — kadomská síť, Kl — kaledonská síť, H — hercynská síť PEP systémů

Hercynská etapa

probíhala od hranice svrchního a spodního ordoviku (v souladu se zjištěním Z. MÍSAŘE et al. 1983, str. 114) po konec paleozoika (permu). Směry hercynské sítě PEP systémů z permu se velice výrazně uplatnily jako predispozice zlomového vymezení ker až v neogenní vídeňské pánvi (R. KVĚT — ŠPIČKA 1973), stejně jako v blokovém členění (s hlavními směry 62° a 296°) podkrušnohorské severočeské pánve (L. KOPECKÝ — R. KVĚT — J. MAREK 1985). Pro určení hranice hercynské etapy existuje i paleontologický doklad. H. HÜSSNER (1983) prokazuje výrazný pokles počtu druhů mořské fauny (podle Valentine a Moores) na konci permu, zatímco další méně výrazná minima uvádí v ordoviku a třetihorách v souladu s výše vymezeným koncem etapy kaledonské a alpínské (obr. 8).

Alpínská etapa

trvala od začátku mesozoika (triasu) do miocénu. Její geotektonický průběh názorně popisuje v gemeriku Západních Karpat P. GRECULA (1982). V Českém masívu není podobná klasická oblast v celém časovém rozsahu vyvinuta. V závěru alpínské etapy — v oligocénu vznikla alpínská síť PEP systémů. Uplatnění alpínských směrů je doloženo až v nejmladších neogenních strukturách (v následující neotapě) tak např. v chebské pánvi směr 306° u sooského hřbetu (J. VÁCL — R. KVĚT 1983), ve vídeňské pánvi zvláště u nejmladší pliocenní sedimentace (R. KVĚT — V. ŠPIČKA 1973), v podunajské nížině jsou doloženy především alpínské směry podle analýzy postupu záplav u Čičova z roku 1965 (R. KVĚT 1983).



Obr. 8 Počet druhů marinní fauny (invertebrata) ve fanerozoiku podle: VALENTINE a MOORES in HÜSSNER 1983 s doplněnými značkami pro období minima druhů na hranicích geotektonických etap podle Květa

Nová etapa (neoetapa)

začíná v miocénu od spodního bádenu (tortonu) a nyní jsme přibližně v první dvacetině jejího trvání. Ve vývoji geologické stavby v tomto nejmladším období Země se uplatňují v různé míře na rozdílných místech prakticky vlivy všech předchozích etap tedy i predisposic všech uvedených PEP systémů. Typickým znakem pro začátek této etapy je například přebudování tvaru neogenních pánví ať Českého masívu (podkrušnohorské pánve) nebo v karpatské soustavě (vídeňská pánev) v miocénu resp. přesněji od bádenu. Charakteristické je pro neoetapu též členění mladého vulkanismu. První fáze spadá do oligocénu (období vzniku alpinské sítě PEP systémů), zatímco druhá fáze neovulkanitů spadá do miocénu — tedy do období vzniku miocenních pánví (L. KOPECKÝ — R. KVĚT — J. MAREK 1985, obdobné údaje z Balkánu přináší E. BONČEV (1980).

Význam předchozích geotektonických etap pro současný stav stavby zemské kůry a jejího reliéfu na území Československa

Každou geotektonickou etapu charakterizuje výraznější uplatnění sítě PEP systémů předchozích geotektonických etap a teprve v jejím závěru vznik nové sítě PEP systémů. Přitom ovšem uplatnění sítě PEP systémů vzniklé v závěru etapy zůstává do konce dané etapy nepatrné. Uvedenou deformaci (důsledku globálních — celoplanetárních příčin) dochází ke vzniku predisposic oslabení a to čím hierarchicky vyšších tím výraznějších. V oblastech nižších hierarchicky méně významných ekvidistancí se také vymezují predisposice, které sotva dosahují v regionálním geologickém vývoji pozoruhodnějších projevů. Přesto však v detailnějších analýzách nutno počítat vedle výrazných poruchových predisposic i s méně významnými, leč v souhrnu důležitými projevy. V podstatě jde o to, že jakékoliv území zemského povrchu musí mít ve svém fundamentu zakódovány stopy po každé z dosud proběhlých geotektonických etap.

Ukazuje se, že každá geotektonická etapa zahrnuje různé synchronní fáze z hlediska celoplanetárního. Avšak pro různé sousední oblasti se může jevit průběh geotektonické etapy jako nesynchronní (např. v jednom regionu může nastat nástup orogenních pochodů, zatímco v sousední oblasti v jiné nebo stejné době geosynklinální projevy). Z uvedeného tedy vyplývá, že ani geosynklinální ani orogenní proces nemusí být dominantním prvkem geotektonického děje zvláště nikoli z hlediska libovolného regionu Země. Spíše naopak, tyto pochody jsou vázány na hierarchicky vyšší (tedy regionálně vzdálenější) ekvidistance a vedou tudíž ke stavu, že jistá území — hierarchicky nižších ekvidistancí — nemusí být výraznými ději postižena. To ovšem neznamená, že vybraná území nejsou poznamenána danou geotektonickou etapou vůbec. Doklady hierarchicky nižších poruchových prvků lze prokázat v každém větším regionu např. v takovém, jakým je Český masív. Celoplanetární děje se nemohou vyhnout žádné části Země a jde tedy jen o intenzitu vlivů a jejich registraci. Právě

z tohoto hlediska je nutno chápat např. Český masív jako regionální jednotku vzniklou po opakovaných vlivech dlouhých geotektonických etap předpaleozoických (např. moldanubické, kadomské), stejně jako paleozoických (kaledon-ská, hercynská) a popaleozoických (alpínská) i s malými vlivy teprve započaté neoetapy.

Lze však předpokládat, že tyto závěry shodně platí jak pro Český masív, tak i pro Karpatskou soustavu. Podstatný rozdíl mezi oběma regiony spočívá totiž jen v tom, že výrazné geologické pochody (zvláště metamorfni) byly v Českém masívu z větší části ukončeny v paleozoiku (v hercynské etapě), zatímco v Karpatské soustavě intenzivně probíhaly po celou další geotektonickou etapu (alpínskou).

Pro obě geologické části Československa je naopak charakteristické, že se v nich uplatnila zhruba asi stejně (málo výrazně) kaledonská etapa, protože směry kaledonské sítě PEP systémů je možno doložit v různých částech Československa (viz kap. 4). Hierarchicky vyšší uplatnění kaledonské etapy proběhlo zřejmě mimo území naší republiky (Skandinávie), to však neznamená, že všude v Československu je uplatnění její sítě PEP systémů nepatrné (zvláště v pozdějším geologickém vývoji).

Jako důsledek neoetapy je možno považovat nejen blokové rozlámání zemské kůry po různě starých predisposicích, ale i v oblastech méně mocné zemské kůry zvláště pak na křížení poruch výstup CO_2 , zvýšený tepelný tok, resp. výstup sopečného materiálu, které jsou doloženy hojnou existencí uhličitých i termálních vod a vyhaslých neogénních a kvartérních sopek. Blokové členění je lépe patrné v Českém masívu vzhledem k relativně vzato dlouhodobému stavu konsolidace, proti Karpatské soustavě, v níž probíhaly ještě nedávno (na konci alpínské geotektonické etapy) i vrásnivé pochody. Nicméně i zde (jak bylo výše na několika příkladech ukázáno) se bloková stavba projevuje.

Závěr

Podle dosavadních poznatků je tedy analogicky možno dojít k prognostickým úvahám (v řádech milionů let):

a) v současné době jsme v závěrečném období globálního zalednění; lze tedy dedukovat, že nejbližší období menšího globálního zalednění možno očekávat asi za 80 milionů let v době poloviny geotektonické etapy (viz kap. 3);

b) po celý tento interval (do uvedeného období menšího globálního zalednění) nutno počítat v některých oblastech Země (včetně Československa) s vertikálními pohyby bloků, s vulkanickými projevy, zemětřeseními, výstupem hydrotermálních roztoků a vznikem či přeměnou riftů i se vznikem ofiolitových hornin.

Geotektonický přístup vycházející z poznatků o geotektonických etapách hraje základní roli při průzkumu v geologii a má své oprávnění nejen v kontinentálních měřících, ale i v regionech a při postupném přechodu do ještě

podrobnějších měřítek i v lokálním uplatnění např. ložiskovém, hydrogeologickém, geomorfologickém. To platí i s ohledem na řadu komplikujících a zastírajících projevů, které v detailu se vždy nutně objevují a jako naložené na vysloveně sekundární nebo i exogenní pochody samy o sobě až znemožňují analýzu s dostačující přesností. Teprve systémový přístup s analytickým pohledem na širší okolí může přispět k odhalení základní osnova, na níž dochází ke geologickým dějům zkoumané oblasti.

Literatura

- BONČEV, E. (1980): The Transbalkan Strip of Post-Lutetian Tectonomagmatic and Metallogenic Mobilization. — *Geol. balcan.* (Sofia) 10, č. 4, 3—22.
- BUBNOFF, S. von (1948): Der Rhythmus der Erde. — *Universitas* (Stuttgart) 3, č. 8, 961—967.
- ELZNIC, A. — CHÁB, S. — PEŠEK, J. 1974: A graben structure striking north-northeast-south-southwest in the Plzeň and the Žihle Basins. *Fol. Mus. Res. Natur. Bohem. Occiden. Geol.*, 41 Plzeň, 18 s.
- GRECULA, P. (1982): Gemerikum-segment riftogenného bazénu Paleotetýdy. — *Mineralia slov.*, Monografia, 2, 264 str.
- HAVLÍČEK, V. (1982): Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. — *Sbor. geol. Věd, Geol.* 37 (Praha), 103—136.
- HÜSSNER, H. (1983): Die Faunenwende Perm/Trias. — *Geol. Rdsch.* (Stuttgart) 72, č. 1, 1—22.
- KOPECKÝ, L. — KVĚT, R. — MAREK, J. (1985): K problematice krušnohorského zlomu. — *Geol. Průzkum* (Praha), 27, 6, 164—168.
- KUMPERA, O. — SUK, M. (1979): Základní otázky vývoje a stavby Českého masívu. — In: *Zborník z konferencie „Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa (Kľúčové územia a metódy riešenia) I. A*, 27—71.
- KVĚT, R. (1983): Poruchy zemské kúry a zákonitosti jejich orientace. — *Stud. geogr.* (Brno) 79, 292 str.
- KVĚT, R. (1983a): Příspěvek k oběhu podzemních vod na Teplicku z hlediska báňské a balneologické činnosti. — *MS, archiv Geogr. ústavu ČSAV, Brno*, 80 str. + příl.
- KVĚT, R. (1983b): Čím se liší geotektonika od strukturní geologie; primární a sekundární poruchy. — *Mineralia slov.* (Spiš. Nová Ves) 15, č. 4, 373—376.
- KVĚT, R. (1985): New concept for geological time table. — *Z. geol. Wiss.* (Berlin) 13, č. 2, 149—157.
- KVĚT, R. — IVAN A. (1983): Fotolineamenty v oblasti tachovsko-domažlického příkopu. — *Sbor. Čs. geogr. Společ.* (Praha) 88, č. 3, 256—259.
- KVĚT, R. — MALÝ, L. (1983): Rosicko-oslavanská uhelná pánev ve světle geotektonické analýzy. In: *Sbor. II. konfer. „Problematika geol. stavby uhelných ložisek ve velkých hloubkách“*. Zbýšov, 65—74.
- KVĚT R. — ŠPIČKA, V. (1973): O genezi zlomů ve vztahu k vývoji sítě a systému puklinových zón a poruch v širší oblasti vídeňské pánve. — *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava) 60, 237—257.
- MILANOVSKIJ, E. E. (1978): Nekotoryje zakonomernosti tektoničeskogo razvitiija i vulkanizma zemli v fanerozoje (problemy pulsacij i rasširenija zemli). — *Geotektonika* (Moskva) č. 6, 3—16.
- MÍSAŘ, Z. et al. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív*. — Praha, St. ped. nakl., 335 str.
- OLSZAK, G. (1980): Die Koppling von Bruch- und Falten tektonik aus plattentektonischer Sicht. — *Geophys. Geol.* (Berlin) Bd 2, č. 2, 31—41.
- PLOTNIKOV, L. M. (1983): Peresečeniija struktur sdviga v sloistych geologičeskich telach. — *Geol. Geofiz.* (Novosibirsk) č. 6, 46—53.
- ТЯПКИН, К. F. (1974): Novaja rotacionnaja gipoteza formirovanija tektoničeskich struktur v zemnoj kore. — *Geol. Ž.* (Kiev) 34, č. 4, 3—16.
- VÁCL, J. — KVĚT, R. (1983): Porovnání „parketové“ interpretace zlomového porušení s rozбором

- PEP systémů v chebské pánvi a jejím fundamentu. — In: Sbor. II. konfer. „Problematika geol. stavby uhelných ložisek ve velkých hloubkách“ Zbýšov, 125—143.
- WEBER, V. (1981): Tektoničeskoje razvitije glubinných razlomov centralnoj časti srednej Jevropy. — Geotektonika (Moskva), č. 1, 46—57.
- ZEMAN, J. (1984): Členění a vývoj kůry Českého masivu a její vliv na mineralizaci. — In: Zemská kůra a jej vztah k nerastným surovinám. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, 19—25.
- ZEMAN, J. (1984): Hlavní zlomy českého moldanubika. — Stud. geogr. (Brno) 87, 53—54.
- Mapa karbonu: Geologická a paleogeografická mapa karbonu a permu ČSSR. — Autoři: V. Holub, R. Tásler, J. Vozár, A. Vozárová, Š. Bajaník — Praha, Ústř. Ústav geol., 1981.

Radan Květ

Geotectonic stages and their role in the development and morphology of the Earth in examples from Czechoslovakia

Summary

The geotectonic stage GS (called also geotectonic cycle, great cycle) was defined by the author for the time of duration of a galactic year — 220 million years (R. KVĚT 1985). Now it is hierarchically divided, in accordance with Fig. 1, in four phases of the 3rd order or eventually further in hierarchically lower orders. The material for comparisons was provided predominantly by researches of P. GRECULA (1982) and other authors (Fig. 1—4). Various phenomena, e.g. global glaciation of the Earth in the beginning of the geotectonic stage, are characteristic features of geotectonic stages. In the Czechoslovak territory these phenomena have been confirmed so far: Rifting in the 1st and 2nd quarter of the GS and folding in the 3rd quarter of the GS. In the 4th quarter of the GS, following phases of different duration can be defined: first of the 6th order with a tectonic hiatus and thermic metamorphosis, second of the 7th order with folding and a secondary foliation, third also of the 7th order with initiating metamorphic flows and granitoid intrusions. The fourth phase of the 4th order with the opening of ruptures and metallogenesis and the fifth (last) of the 5th order with the origin of nappes, retrograde metamorphosis and ore structures destruction and the origin of a network of predispositions of the PER (Planetary equidistant rupture) systems. In examples from Czechoslovakia, manifestations of the Prikamian, Moldanubic, Cadomian, Caledonian, Hercynian, Alpine and the New stage are given. The importance of individual geotectonic stages for the present state of the Earth crust structure and the relief in the territory of Czechoslovakia are described, too. As the most interesting fact of that can be mentioned the supposition that the Caledonian stage influenced, though less conspicuously, all parts of Czechoslovakia and that the block breaking of the Earth crust with accompanying phenomena (e.g. CO₂ ascent, increased heat flow, volcanic material ascent) can be regarded as a consequence of an initiating New stage.

Explanations to Figures

Fig. 1 a) Time sequence of tectonic, metamorphic and metallogenetic phenomena in the Gemicum according to P. GRECULA (1982, Fig. 7.7)

b) adaptation by Květ (according to the division of geotectonic stages)

Explanations: 1 — development stage of sedimentation area, 2 — deformation (compression) phase, tectonic hiatus, 4 — folds, 5 — schistosity, 6 — near-fault cleavage, 7 — regional thermic prograde metamorphosis, 8 — thermic prograde metamorphosis, 8 — thermic metamorphosis (GV — green schist facies, AF — Amphibolite facies, GM — ultrametamorphosis — granitization and migmatitization, A — anatexis, 9 — dislocation and retrograde metamorphosis, 10 — metamorphosis in the area of thermal fluid halos on the ocean floor and in the mid-ocean ridge areas, 11 — ophiolite complex, 12 — fluid convection currents, 13 — ore veins, 14 — granite (MG — metatectic, IG — intrusive), 15 — volcanism (a — initial, b — final)

Fig. 2 Main epochs of compression (folding) according to E. E. MILANOVSKY (1978), main boundaries of phases of geotectonic stages supplemented according to Květ

Fig. 3 Diagrammatic illustration of the plutonic and metamorphic activity in the areal of the Bohemian massif (without Brunia) according to KUMPERA — SUK (1979), geotectonic stages supplemented according to Květ

Fig. 4 Origin of rift structures (or scheme of dynamic interpretation of tafrogene kinematics and Saxonian block movements (according to V. WEBER 1981)

1 — dilatation (consequence of subcrustal diapirism or planetary dislocation of the crust and competent mantle), 2 — mantle material ascent analogical to a diapir, 3 — laminar movement of subcrustal matters, 4 — gravitational slide of crust blocks above mantle diapirism, 5 — dislocation of crust blocks, 6 — vertical displacement and folding of crust blocks, 7 — directions of main tension in the crust, 8 — relative displacements of blocks

Fig. 5 Map of the Lower Cambrian distribution in the Bohemian massif (according to Havlíček 1980) in Z. MISAŘ et al. 1983 Fig. 59), Cadomian lines of the PER systems supplemented according to Květ

1—2 — marine deposits (present and supposed original extent), 3—4 — continental deposits (present and supposed original extent), 5 — supposed boundary of Cambrian basins, 6 — synsedimentary faults, 7 — predispositions of the PER system lines of the Cadomian network

Fig. 6 Sketch of the west part of the Chomutov—Ústí basin depression (according to ELZNIC et al. 1974), predispositions of dislocation lines of various PER systems supplemented according to Květ
1 — Miocene sediments, 2 — Neogene effusives and pyroclastics, 3 — depression axis, 4 — approximate boundary of basin depression in the Lower Miocene, 5 — abscissas of geological sections, 6 — tectonic lines, 7 — Doupovské hory Mts., 8 — predispositions of the PER system lines, M — Moldanubian network, Kd — Cadomian network, Kl — Caledonian network, H — Hercynian network of the PER systems

Fig. 7 Tectonic map of Barrandien (according to HAVLÍČEK 1981 in Z. MISAŘ et al. 1983, Fig. 65), predispositions of dislocation lines of various PER systems supplemented according to Květ

1 — Cambrian, 2 — Middle Bohemian Pluton, 3 — Rožmitál Paleozoic, 4 — Devonian and Silurian, 5 — Ordovician, 6 — Proterozoicum, 7 — synsedimentary faults active during the Cambrian, 8 — course of the Precambrian Klatovy fault, 9 — important faults, along which the Cretaceous of the Praha basin relatively sank against the central part, 10 — supposed elongation of the Praha fault, 11 — large flexures, 12 — Příbram fault, 13 — Komárov fault belt, 14 — elevation zone inside Devonian sediments, 15 — Závist reverse fault, 16 — diabase and lamprophyre veins, 17 — Vočkov reverse fault, 18 — predispositions of the PER system lines.

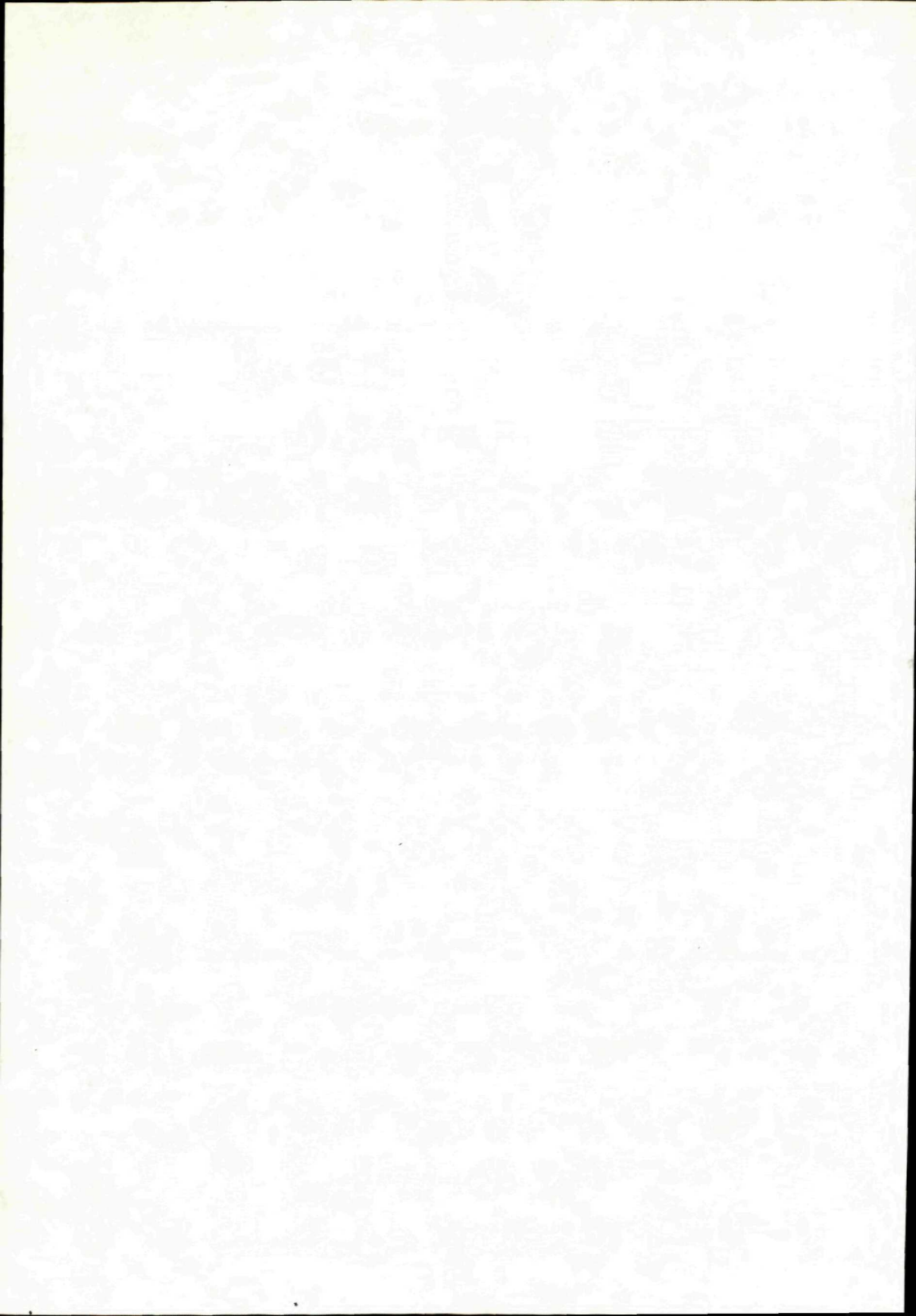
Main structural elements: C — Cerkovice structure, D — Dubenec fault, H — Hrachoviště flexure, J — clay fissure — fault, K — Klatovy fault, L — Láz fault, M — Mnich flexure, P — Praha fault, R — fault delimiting the Rumpál and Rača block, St — Studený vrch fault, T — Tobol fault, Z — Závist reverse fault, M — Moldanubian network, Kd — Cadomian network, Kl — Caledonian network, H — Hercynian network of the PER systems

Fig. 8 Number of marine fauna species (Invertebrata) in the Phanerozoic according to Valentine and Moores in Hüssner 1983, symbol for periods of minimums of species in geotectonic stages boundaries supplemented according to Květ

Explanation to Table

Hierarchic division of a geotectonic stage (from the article Květ 1985)

Translation L. Böhmer.



Ján Seneš

Application of results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 25

Enormous thicknesses of the Neogene

In 1985, the results of the IGCP project No. 25 "Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys — Stratigraphic correlation Tables and Sediment distribution Maps" were published. This material provides the latest bases for processing and assessment of the rapidity of sedimentation and emergences of individual areas between the Atlantic and Indopacific bioprovince, time correlation of orogenetic phases (so-far classical? — in time and space), stratigraphic position of occurrences of some sedimentary mineral raw materials etc.

I intend to process the data gradually from all aspects in order to enable easier paleogeographic and geodynamic interpretations.

In this first contribution I give informations on thicknesses of Neogene sediments that have been discovered, also by drilling, in this extensive territory. In some areas (basins or their relics) the thickness of the Neogene attains as much as 9500 metres. Thicknesses of up to 4000 m are common and therefore I do not mention them. The thicknesses are certainly associated with continual crustal movements i.e. with a relatively abrupt emergence and subsidence during the Neogene.

The attached graphic appendices show more perfectly our present knowledge than the text part of this contribution. The numerical designation of sedimentation areas given below is established and should not be changed because of further international activities. (See F. F. STEININGER—J. SENEŠ—K. KLEEMANN—F. RÖGL 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Vol. I, II. University Press, Vienna).

Thicknesses of 4000 to 5000 metres:

Area No.	Basin or Area	Thickness
200b	Allgäuer Molassezone (Austria) Author: F. F. STEININGER	~ 4000
206a	Subcarpathian Foredeep, Getic Depr. E. (Romania) Authors: F. MARINESCU, G. POPESCU, M. GHEORGHIAN	~ 4000
247	Kerch Peninsula (USSR) Authors: M. F. NOSOVSKY, V. N. SEMENENKO	~ 4000
248	Taman Peninsula (USSR) Authors: A. BOGDANOVICH, V. N. BURJAK	~ 4000
255	E. part of Ciscaucasia (USSR) Authors: A. BOGDANOVICH, V. N. BURJAK	~ 4000
356	Qum Basin , Central Iran (Iran) Author: M. R. CHACHIDA	~ 4000
360	Zagros Basin (Ahwas Basin) (Iran) Author: M. R. CHACHIDA	~ 4000
362	Baluchistan Basin (Pakistan) Author: A. A. KURESHY	~ 4000
173d	Romagna Apennine (Italy) Author: S. IACCARINO	~ 4500
50c	Central Ergene Basin (Turkey) Authors: H. DOUST, Y. ARIKAN	~ 4500
249	W. part of S. Ciscaucasia (USSR) Author: A. BOGDANOVICH, V. N. BURJAK	~ 4500
280b	W. Turkmenistan, S. part (USSR) Authors: T. ROZYJEVA I. TCHELCHOV	~ 4500
212	S. Slovakian Danube Basin, E. part (CSSR) Author: J. SENEŠ	~ 4500
216a	Zakarpattia Basin (USSR) Author: M. PETRASHKEVICH	~ 4500

Thicknesses of 5000 to 7000 metres:

213c	N. Hungary (Hungary) Authors: G. HÁMOR, A. JÁMBOR	~ 5000
220	Great Plain Basin (Hungary) Authors: A. SOMFAI, K. SZENTGYÖRGYI	~ 5000
226	Sava Basin (Yugoslavia) Authors: L. SIKIĆ, K. JENKO, K. SIKIĆ	~ 5000
253	Sevan, Shirak, Araks Depressions, Erevan synclinorium (USSR) Author: A. GABRIELJAN	~ 5000
258	Shemako-Kobistan synclinorium (USSR) Authors: ALI-ZADE et al.	~ 5000
359	Zagros Basin (Fars Group) (Iran) Author: M. R. CHACHIDA	~ 5000
205d	Subcarpathian Miocene Foredeep (USSR) Authors: V. BUROV, V. GLUSHKO, L. PISHVANOV	~ 5500
251	Rioni Depression — Georgia (USSR) Author: D. A. BULEJSHVILI	~ 5500
208a2	Austrian S. and Centr. Vienna Basin (Austria)	
208b	Author: A. PAPP	~ 6000

208a1	Czechoslovakian N. part of Vienna Basin (CSSR) Authors: R. JIŘÍČEK, I. CÍCHA	~ 6000
210a	South Slovakian Danube Basin (Central part) (CSSR) Author: R. JIŘÍČEK	~ 6000
204a3	Eastern and Northern Carpathian Foredeep (Poland)	
205c3—5	Author: T. KUCINSKI	~ 6000
224a1	Drava Basin (Yugoslavia) Authors: J. VELIČ, A. SOKAČ	~ 6000
106g	Zone axiale Bas-Chelif (Algeria) Author: G. SUTER	~ 6000

Thicknesses of over 7000 metres (not verified in a single drillhole):

215	East Slovakian Basin (CSSR) Authors: J. CVERČKO, K. MAGYAR, R. RUDINEC	~ 9500
205f	Subcarpath. Neog. Foredeep (Bistrita-Buzau) (Romania) Authors: M. SANDULESCU, I. PAPAIANOPOL	~ 9000
252	Kura Depression — Georgia (USSR) Author: D. A. BULJESHVILI	~ 9500
364	Upper Indus Basin (Pakistan) Author: A. A. KURESHY	~ 9500

It results from the above-mentioned data that these enormous Neogene thicknesses occur just in the Alpine — Carpathian — Dinaride and Caucasus and Zagros area. It proves their enormous mobility, uplift and transport of material from areas still existing to basins that have been continually sinking.

The age (stage) appurtenances of sediment thicknesses often differ from one another. It is mostly the Lower Miocene and Pliocene. By means of very detailed stratigraphic tables, mostly also with the definition of the radiometric age and always with thicknesses of sediments (in the given work Vol. II), it is possible to calculate the rapidity of subsidence and sedimentation in individual periods.

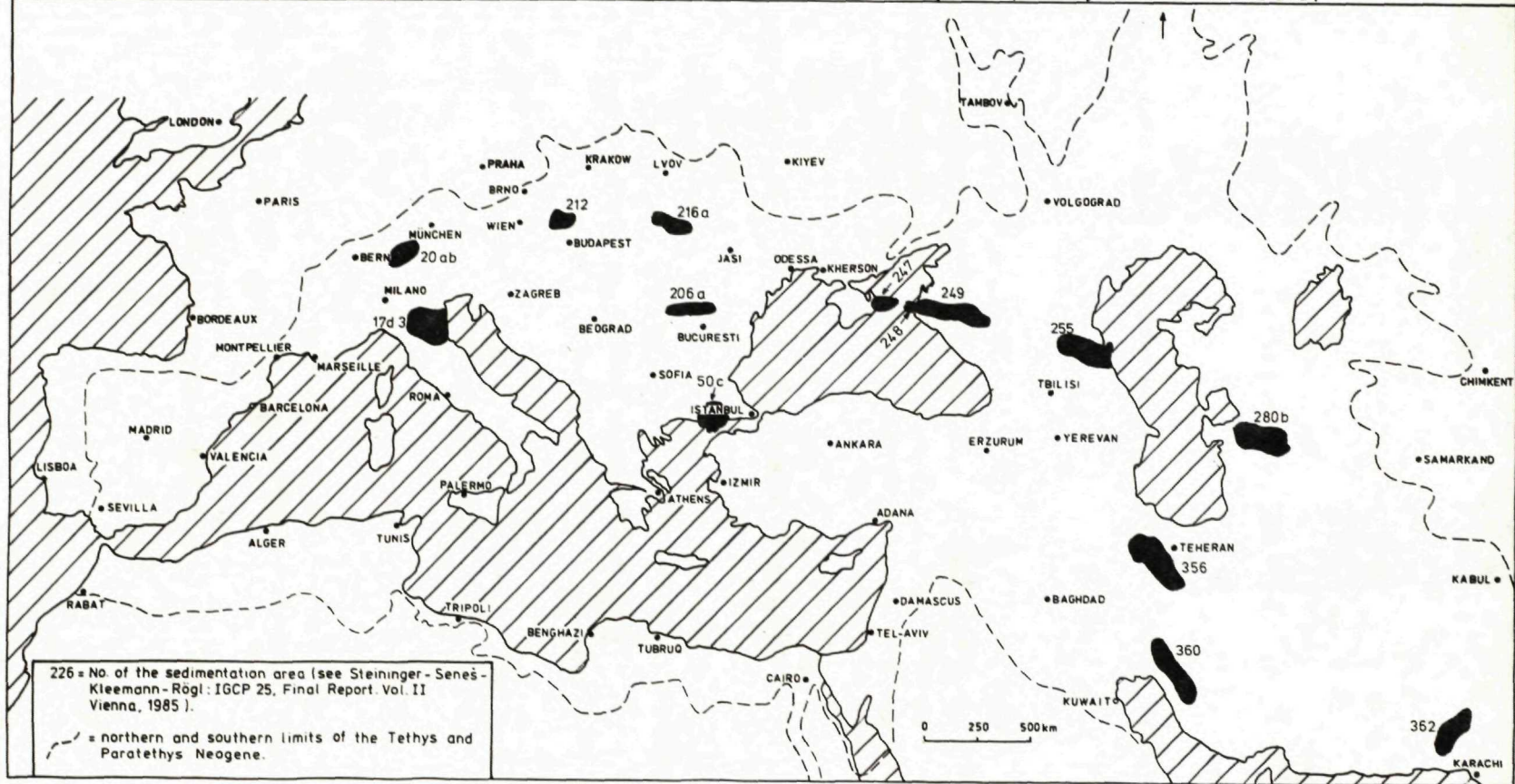
The task of this short contribution is to draw attention to possibilities of new conceptions of tectonic mobility of young belt mountains. The mobility was evidently most intensive in the range of the last 30 to 0.5 m. y.

Activity of Neogene effusives between the Atlantic and Indopacific (Portugal to Pakistan)

On the basis of stratigraphic tables and numerous personal consultations on the final publication of the IGCP project No. 25, (Edit.: F. F. STEININGER — J. SENEŠ — K. KLEEMANN — F. RÖGL 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. — Vol. II. pp. 1—536, University Press, Vienna), we have now at our disposal much exacter data on territorial distribution and petrographic character of neovolcanic activity in the entire territory of the relic of the Tethys and Paratethys, i.e. in the territory between the Atlantic and Indopacific Neogene bioprovince (southern, central, eastern Europe, northern Africa, western Asia).

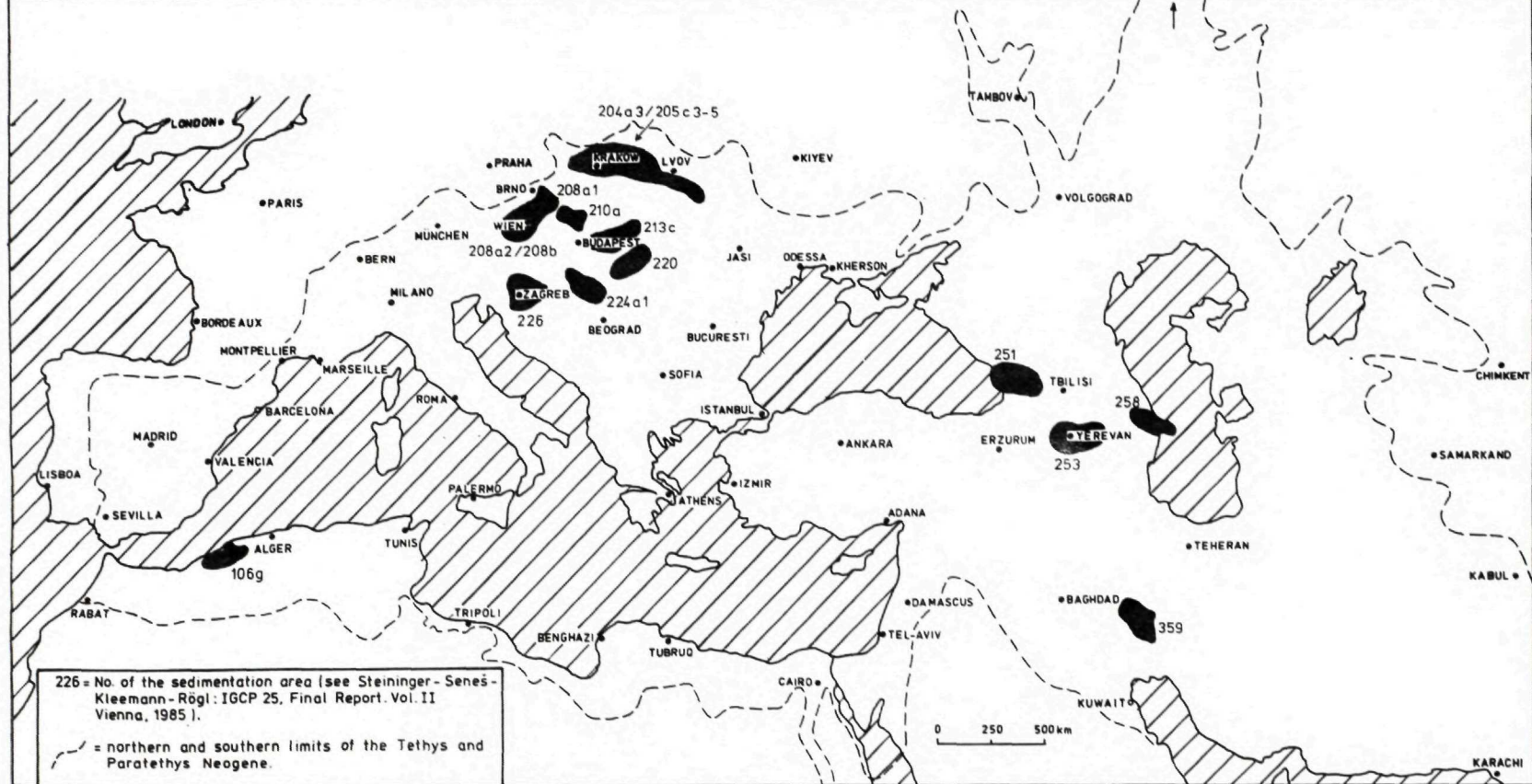
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys- (Thickness)

Areas with thickness between 4000 and 5000 meters of the Neogene
(Compiled by J. Senes Bratislava)



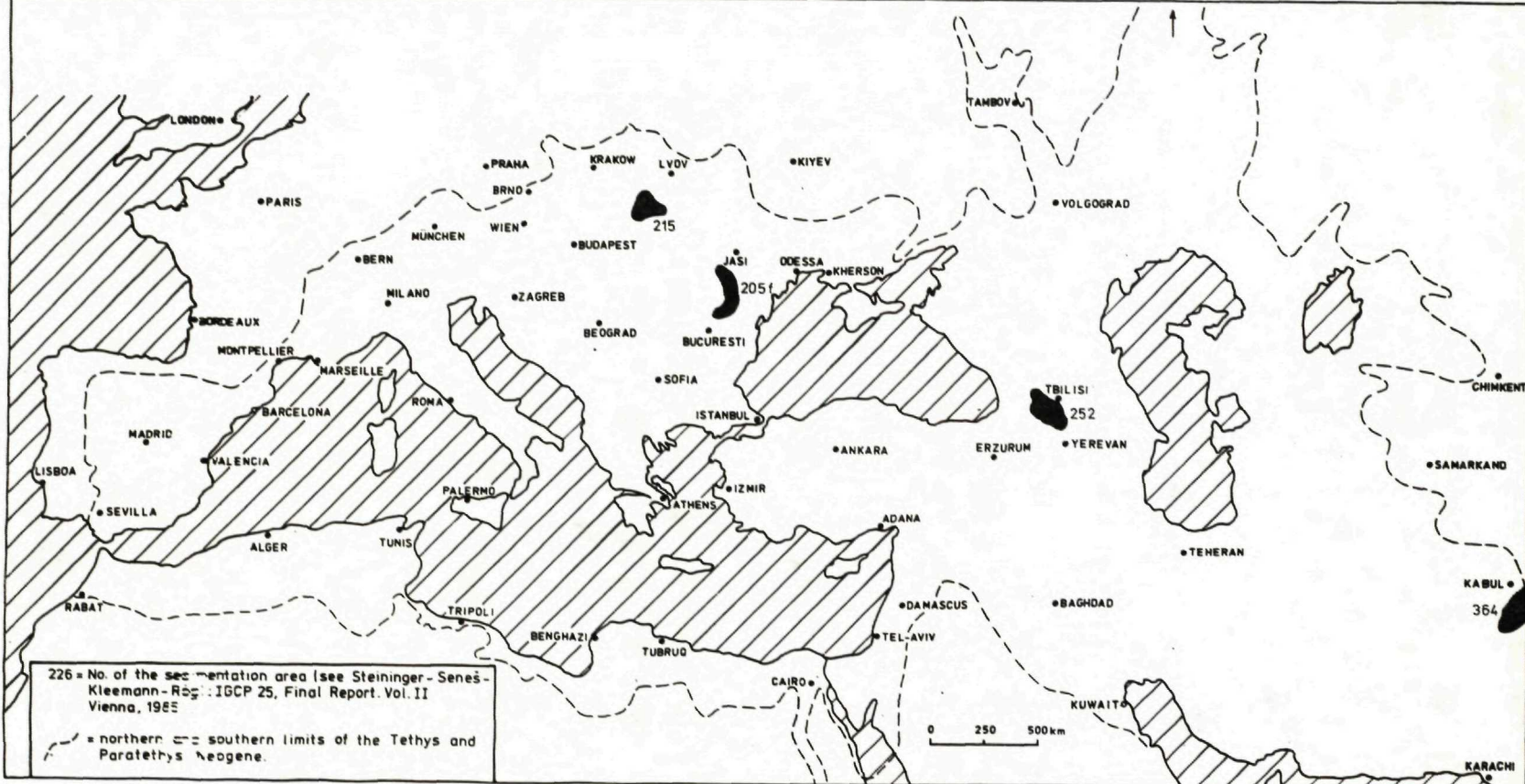
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys- (Thickness)

Areas with thickness between
5000 and 7000 meters of the Neogene
(Compiled by J. Seneš, Bratislava)



Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - (Thickness)

Areas with thickness between
7000 and 10000 meters of the Neogene
(Compiled by J. Seneš, Bratislava).



It is not possible everywhere to evaluate extent or intensity of volcanics of various types. That is why, in the text and in the attached maps, volcanic centres are represented only schematically according to their age, location and petrographic character from basic to acid ones. These data can doubtlessly make our knowledge exacter, which is necessary for newer volcanological and geodynamic interpretations.

I remark that on the basis of data of 450 new stratigraphic tables I do not mention occurrences of tuffites, tuffs and tuffobreccias. I mark only lava and lava-breccia centres according to the age and petrographic character of the effusives.

As regards the age of the volcanic centres, in the first order I mark in the attached maps stages (chronostratigraphic relation) of the Tethys of the Mediterranean area, though their lower and upper time boundaries often do not correspond with boundaries of regional stages of the western-central and eastern Paratethys, mainly because the Neogene stages of the Tethys relic are regarded and used (unofficially for the time being, but throughout the world). For comparison I give a tabular correlation of these three regional chronostratigraphic scales used at present.

In the text and tabular arrangement of the volcanic centres I have included also the uppermost Oligocene i.e. Chattian because the competent international bodies have not approved the exact boundary Oligocene/Miocene (Paleogene/Neogene), i.e. Chattian/Aquitania, yet. (The problem is treated by the special "Working Group on Paleogene/Neogene Boundary by IUGS"). Also because the chronostratigraphic unit (as stage) "Egerian" in the western-central Paratethys extends by its lower boundary deep into the Chattian, the regional stage "Caucasian" in the eastern Paratethys commences in time (at least in my opinion) probably as early as in the Chattian, too.

In this introductory part of the contribution I give, for a clearer correlation, opinions valid at present of the correlation of regional stages of the three areas mentioned:

This correlation scheme is taken over, with some adaptations or schematization, from Vol. I, p.6 of the work quoted in the beginning of this contribution. In the mentioned work, volcanic activity of a united character just on the boundary of two stages is marked in stratigraphic tables. In such cases I give the appurtenant petrographic character of the effusives in both stages bordering on one another.

As regards petrographic character of volcanic rocks, following graphic marks are applied in the attached schematic maps:

⊕ Rh = rhyolite, Rd = rhyodacite, D = Dacite, Da = dacito-andesite

⊗ A = andesite, AB = andesito-basalt

● B = basalt

(Or their combinations!)

Mediterranean Tethys relic	Western and Central Paratethys	Eastern Paratethys	Radiom. Age m.y.
Middle-Upper Chattian	Lower Egerian	Caucasian (?)	25—23.2
Aquitanian	Upper Egerian	Caucasian	23.2—22.4
Burdigalian	Eggenburgian Otnangian Karpatian	Sakaraulian Kotzachurian Tarkchanian (partly?)	22.4—16.8
Langhian	Early Badenian	Tarkchanian (partly?)	16.8—15.8
Serravallian	Middle Badenian	Tchokrakian Karaganian	15.8—14.5
	Late Badenian	Konkian	14.5—13.8
	Sarmatian s.s.	Volhynian Early Bessarabian	13.8—11.8
Early Tortonian	Pannonian	Late Bessarabian Chersonian Maeotian	11.8—8.8
Late Tortonian	Early Pontian	Early Pontian	8.8—6.9
Messinian	Late Pontian Early Dacian	Late Pontian Early Kimmerian	6.9—5.4
Zanclean	Middle and Late Dacian	Middle and Late Kimmerian	5.4—3.4
Piacenzian	Romanian	Aktchagylian	3.4—1.8

Eventual finer divisions, superpositions or alternating of various kinds of volcanic products within a stage and within the same area are marked in stratigraphic tables of this contribution.

The numerical designation of areas (Area No.), in the text as well as graphic part of this paper, is already stabilized and used on European scale.

Numerous effusive products are represented by as much as several hundreds of metres thick volcanogene deposits. Some of them have been defined as lithostratigraphic units. These are given in the stratigraphic tables, too.

I stress that effusive centres are marked, because of the scale of the graphic appendices, only schematically with appurtenant marks in circles and with a valid international number of the sedimentation area.

The graphic appendices clearly show not only periods of maximum effusive activity between the Atlantic and Indopacific but also its qualitative character in various areas.

It proves the mobility of certain areas in a certain age but also deep penetration of its tectonic and geochemical factors.

As regards the age of eruptive centres, they occur only sporadically in the

Chattian — except of the Egyptian-Israeli area where an extensive basalt volcanism took place — culminating then in the Messinian and Pliocene.

In the Aquitanian the effusive activity is still moderate, but more extensive than in the Chattian. It is proved by basalt effusions in Europe and in the Middle East in Turkey, but also by numerous acid effusives mainly in central Europe.

In the Burdigalian a real volcanic activity commences in central Europe. Basalt effusions become rarer, acid lavas and lava-breccias prevail.

In the Langhian the situation is similar, but the activity is even more intensive.

In the Serravallian the effusive activity increases again. In central Europe the acid lava effusions are partly replaced by intermediate product (predominantly dacito-andesites, andesites).

In the Tortonian the volcanic activity gradually moves to Minor Asia (Turkey) and mainly to the area of Algeria. In central Europe, however, acid and intermediate eruptives continue to alternate.

A significant decrease in the volcanic activity takes place in the Messinian, when a period of basalt effusions commences again.

In the period of the Zanclean and Piacenzian (Pliocene) the volcanic activity abruptly diminishes, but increasing in number basalt effusives in central Europe, Spain and in the Middle East are conspicuous.

We shall pay special attention to the age and character of Neogene effusives in the territory of the West Carpathians. These can be, according to data of the quoted new stratigraphic bases (Vol. II., of the quoted work — Areas No. 210a, 211, 212, 213a, b, 214 and 215), reconstructed as follows:

In the Chattian and Aquitanian no effusive activity has been discovered, yet. Only andesite and rhyodacite tuffs or tuffites are known from these periods in the Ipeľ Basin (213a). The effusive centres were evidently in more distanced areas (see 213a, 204, 216b and 224b_{1,2}).

In the Burdigalian tuffs and tuffites are known in the southern Slovakian Rimava and Lučenec Basin (213b). They are products of rhyodacite volcanism that took place in the Hungarian territory or in areas at present covered with nappes in the typical uplifted Carpathian belt that was already mobile at that time.

In the period of the Langhian and Serravallian (in the Central Paratethys regional stages Badenian and Lower Sarmatian) extensive andesite effusions commenced especially in the areas of the Megasyntline of Brezov and Central Slovakia (211), in the southern Slovakian Danube Basin (only in deep drillholes), in the southern Slovakian Ipeľ Basin (213a) and in the southern Slovakian Rimava and Lučenec Basin. In the central and northern Slovakian Freshwater Areas (214), besides andesite, also rhyolite eruptions occur. Most complicated is the activity of effusives in eastern Slovakia (215): in the Upper Burdigalian and Langhian (regional stages Karpatian and Early Badenian in the Central Paratethys Area) rhyolite and rhyodacite effusions begin, but as early as in the Serravallian they are accompanied by andesite effusions.

Table of volcanic activity in the Neogene Tethys and Paratethys (See STEININGER — SENEŠ et al.: Neogene Tethys and Paratethys).

Area No: (1)

Page: (11)

Country: (12)

Radiometric Ages (MY) in bracket

Areas No.	Oligocene	Caucasian	Tarchan			Sarmatian s.l.	Pontian	Kimmerian	Aktchagylian	Eastern Paratethys	
	Ol.	OM Egerian	Karpat. Ottnan. Eggenb.	Badenian		Sarmat s. s.	Pontian and Pannonian		Dacian	Romanian	W. and Central Paratethys
	Chat-tian	Aquitania	Burdigalian	Langhian	Serravallian	Tortonian	Messinian	Zanclean	Piacenzian	Tethys relic	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
3b							?	?		19	E
3b1							Rd-A			20	E
5a		A	DA	DA		DA			B	22	E
5b		A, DA	DA		DA	DA			B	23	E
11d							B (3.2)		B	42	E
12b						B B				44	E
14b			B (17.8)							47	F
14c			B							48	F
16	A									52	F
17a2	DA									63	I
17b	Rh	B								64	I
17d1			Rd							66	I
17d2			Rd							67	I
22	A (28.5)	A, AB (24—23.8)		A (15)	A (13)		Rh	Rh (5.5)	B (3.0)	77	I
26a						AB		AB	AB	81	I
26b		AB	AB			AB				82	I
28		Rd/D								87	I
32		Rd/D	Rd/D							93	I
47						Rh				121	GR
49a						Rh				123	GY
49c							Rh	Rh		125	GY
50a		AB	AB	AB		AB	AB			126	TR
52b1						B				142	TR
53a		A A	A Rh	D	D Rh	Rh D				147	TR

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
53b			D D			Rd Rd	Rd			148	TR
54		B						AB	AB	149	TR
55						A AB	A AB			150	TR
57					A	A AB A	AB			152	TR
58a								D	D	153	TR
58b		B	B							154	TR
58c						B	B			155	TR
59c			A	A	D Rd	R	R			159	TR
60a					Rd (16.9— 20.9)					160	TR
60b					A Rh (16.9— 20.9)				B	161	TR
60d						B, Rh, Rd, D	A			163	TR
69a2						AB				185	TR
69a3							AB			186	TR
69b							AB			187	TR
70a						B				188	TR
70b3						?	?			191	TR
72a2									B	193	TR
76a					B	B		B	B	197	SYR
150a					B		B		B	198	SYR
150b					B					199	SYR
75a					B	B				201	IL-ET
77					B	B	B	B	B	202	IL
81a5	B									215	ET
82b1	B (23.2)									230	ET
82b2	B (28.0)	B (22.9)								231	ET
82c	B	B								232	ET
83d2		B								238	ET
96a						A				259	MA
97a— 93a						Rh	A, Rd, Rh			261	MA
97b— 93a							A, Rd, Rh (8.1)			262	MA
97c						A (12.2— 15.0)	Rd			263	MA

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
99a— 105d					B, Rd, Rh	Rh				265	DZ
99b— 105f				Rh	Rh (16— 17.0)					266	DZ
102a— 104a						B, A (8.6— 9.6)				272	DZ
102b					B	Rh				273	DZ
104b						A	A Rh			282	DZ
104c						Rh	Rh			283	DZ
104h										288	DZ
105a			Rh							289	DZ
105c			B	B						291	DZ
105 g			A			A				293	DZ
107d					A (9.3— 11.0)					306	DZ
108a						B (8.9) Rh (11.9)				307	DZ
109						Rd (6.9)	B (5.0)	B		309	TN
130b						B (7.5	B -----	B -----	7.5)	321	DSDP 373A
290a			B		B (16.5— 18)					332	D
290b		B (20—22)								333	D
290d				B		B				335	D
221a1				A (15.2— 16.8)						354	A
221a2			DA	A (15.5— 16.3)					B	355	A
221b1				A	A (15)					356	A
204a1— 205c1				D	D D					258	PL
204a3— 205c3-5					D	D A				359	PL
205b		B		B						366	CS
210a					A					368	CS
211					A A	AA Rh				370	CS
212				A A	A					371	CS

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
213a		Rd (20.7)		Rh (16.5) A	A (15.3)					372	CS
213b			Rd		A		B	B (6.17)	B (2.75— 1.35)	373	CS
214					A, Rh	A (11.9 —13.1) Rh (9.3 —9.8)				374	CS
215			Rh	Rd, Rh Rd, Rh (14.0)	A (13.1) Rh	Rh (11.9) A Rd (9.3) A (9.8)				375	CS
209a				Rh						376	H
209c						A			B	377	H
213c			Rh (20.5) D (16.5)	A (15.6)	Rd, Rh A	Rh, DA AB			B	378	H
219a			Rh Rh	Rh	Rh			B	B	379	H
219b			Rh		Rh	Rh				380	H
219c			Rh		Rh	Rh				381	H
220			Rh Rh	Rh	D, Rh					382	H
222			A (20.9) Rh (20.5) D (16.7)		Rh					383	H
224a			Rh							384	H
204d		D		D D						386	R
205e			D	D						387	R
205f			D	D		A			A	388	R
205g			D	D					A	389	R
206a			D	Rd						390	R
206b				Rd	A A					391	R
216b		Rd	Rd		A	D, A	A D	A		392	R
217 a				Rd	R A	A				393	R
217b1				Rh D	A	A A				394	R
217b2			Rh	Rd	A	A A				395	R
217b3				Rh D			A	A	B	396	R
217b4				Rh		A, B	A B	B	AB, B	397	R
217c				Rd						398	R
218a1				Rd						400	R
218a2				Rh	Rh					401	R

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
218a3					A					402	R
218b1				Rd A	A					403	R
218b2				Rd						404	R
218c				Rd A	A	A, D, A	A Rh	Rh A		405	R
230e				A	A					409	R
239					A	A				411	R
34						DA				432	YU
223a			D A	A	AB Rh					439	YU
223c			D A	A D	A					441	YU
224a1		A, AB, B			A, AB, B					442	YU
224b1	A									443	YU
224b2	A									444	YU
224b3		A								445	YU
224c			A DA					B		446	YU
225		D		?						447	YU
226			Rd	Rd						448	YU
227b			D							450	YU
227c			?	?						451	YU
229a			DA	DA						455	YU
230a			D							457	YU
233a	A	D	D	D	D					460	YU
234b					Rh	Rh				463	YU
234c						?	?			464	YU
204b		Rd								466	SU
205d			D	Rd	D	Rd				467	SU
207b				Rd						468	SU
216a				Rd	Rd	Rh			D, AB, A	469	SU
241a				A	A	A				470	SU
241b				A ?	A	A	A			471	SU
253		A				AB	AB A	A B	A AB	483	SU
254		A	A							484	SU
350	B									518	HKJ
151								B	B	520	SY

In the Tortonian (in the time scale of the Central Paratethys — the Late Sarmatian and the Pannonian) the effusive activity gradually diminishes and is represented only by several smaller andesite and rhyolite effusions and their sedimentary products, mainly in central and southern Slovakia. Acid rhyolite volcanism prevails (especially southern Slovakia) — mainly in the form of tuffs that are characteristic for the period of the Sarmatian.

In the Messinian (in the time scale of the Central Paratethys \pm probably Pontian and \pm Dacian (partly)), after the Lower Miocene, a remarkable activity of basaltoid volcanism begins in southern Slovakia again (213b). Towards the east, in the Romanian territory acid and intermediate effusions still prevail (216b, 218c). The basaltoid volcanism, however, becomes more intensive in Spain, Tunisia, the Tyrrhenian sea and in the Middle East, too (see the map Messinian).

In the Pliocene, in the period of the Zanclean and Piacenzian (in the Central Paratethys \pm Dacian (partim) and Romanian), basaltoid effusions become more intensive in southern Slovakia. Some basaltoid effusions of central Slovakia may be of this age, too, e.g. in the area of the Vtáčnik Mts. (Handlová?), but convincing radiometric dating is insufficient. This trend of basaltoid effusives occurs especially in the Piacenzian (in the Central Paratethys — Romanian) not only in Hungary in central Europe but also in Spain, Sardinia and the Middle East.

Now a few words on the validity of a designation in the Neogene that have been used during nearly a century: "lower-, middle- and upper rhyolite tuffs" mainly in Hungarian professional literature. They apply predominantly to areas in northern Hungary and therefore also to those of southern Slovakia. They served as secure stratigraphic horizons for mapping geologists. I think that in the above-mentioned areas they still are valid age markers, though their stratigraphic-nomenclatural value has been changed in the meantime.

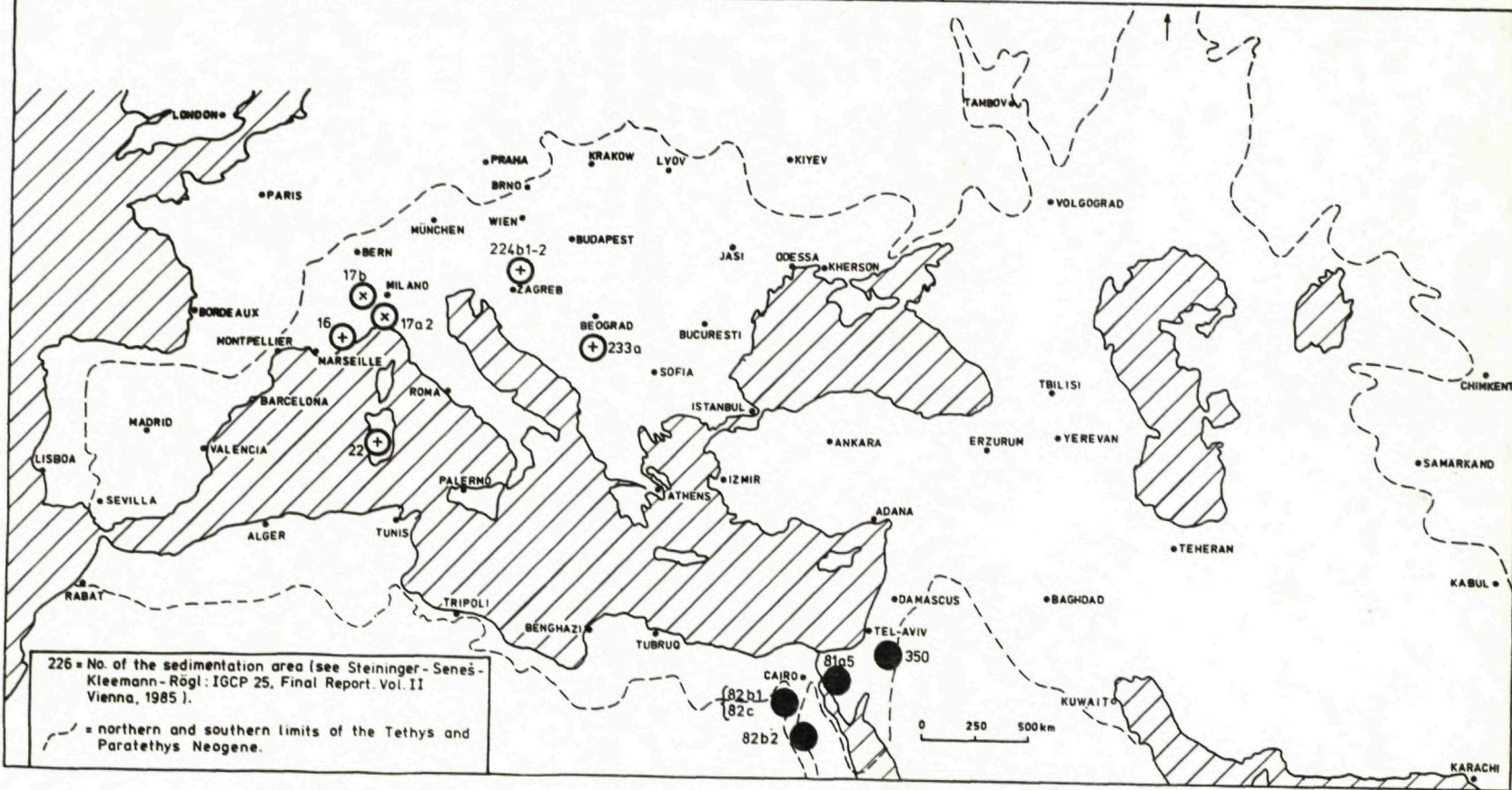
In western Hungary (209a) the so-called middle rhyolite tuffs in the Upper Badenian (on the boundary Langhian/Serravalian) and in northern Hungary (213c) so-called lower rhyolite and dacite products in the Upper Burdigalian (in the Lower Ottnangian as well as Upper Karpatian) are striking. In the Sarmatian rhyolite and dacite products are generally known (Serravallian — Early Tortonian). In the Transdanubia of Hungary (219a), on the boundary Eggenburgian/Ottnangian we can see a rhyolite activity that again takes place in the end of the Karpatian and in the Sarmatian. In the NE part of this area (219b) the age of rhyolite volcanic activity is similar. They have not been found in the lower horizon: on the boundary Eggenburgian/Ottnangian, yet. In the area 219c the first rhyolite effusives are known in the end of the Karpatian (Upper Burdigalian) and in the beginning and end of the Sarmatian (Middle Serravalian to Lower Tortonian).

Very remarkable, but not surprising, is a rhyolite volcanic succession discovered by new deep drilling in the Great Plain Basin of Hungary (220). In the Ottnangian and Karpatian (Middle and Upper Burdigalian) "lower" rhyolites and their tuffs occur in deep drillholes, while rhyolites and dacites are present in the Upper Badenian and of course in the Sarmatian s.s., too. Even in southern Hungary, in the Mecsek Mts., where an effusive activity begins in the Eggenburgian, there commences a rhyolite volcanism at the base of the Ottnangian. Similar acid eruptions have been found in the end of the Karpatian (Upper Burdigalian) and of course in the Sarmatian (Middle and Late Serravallian), too. In the Hungarian part of the Zala and Drava Basin a rhyolite volcanism has been found only in the Upper Karpatian (Upper Burdigalian).

Translation E. Böhmer.

Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - Volcanic activity

Chattian → 23,2 MY

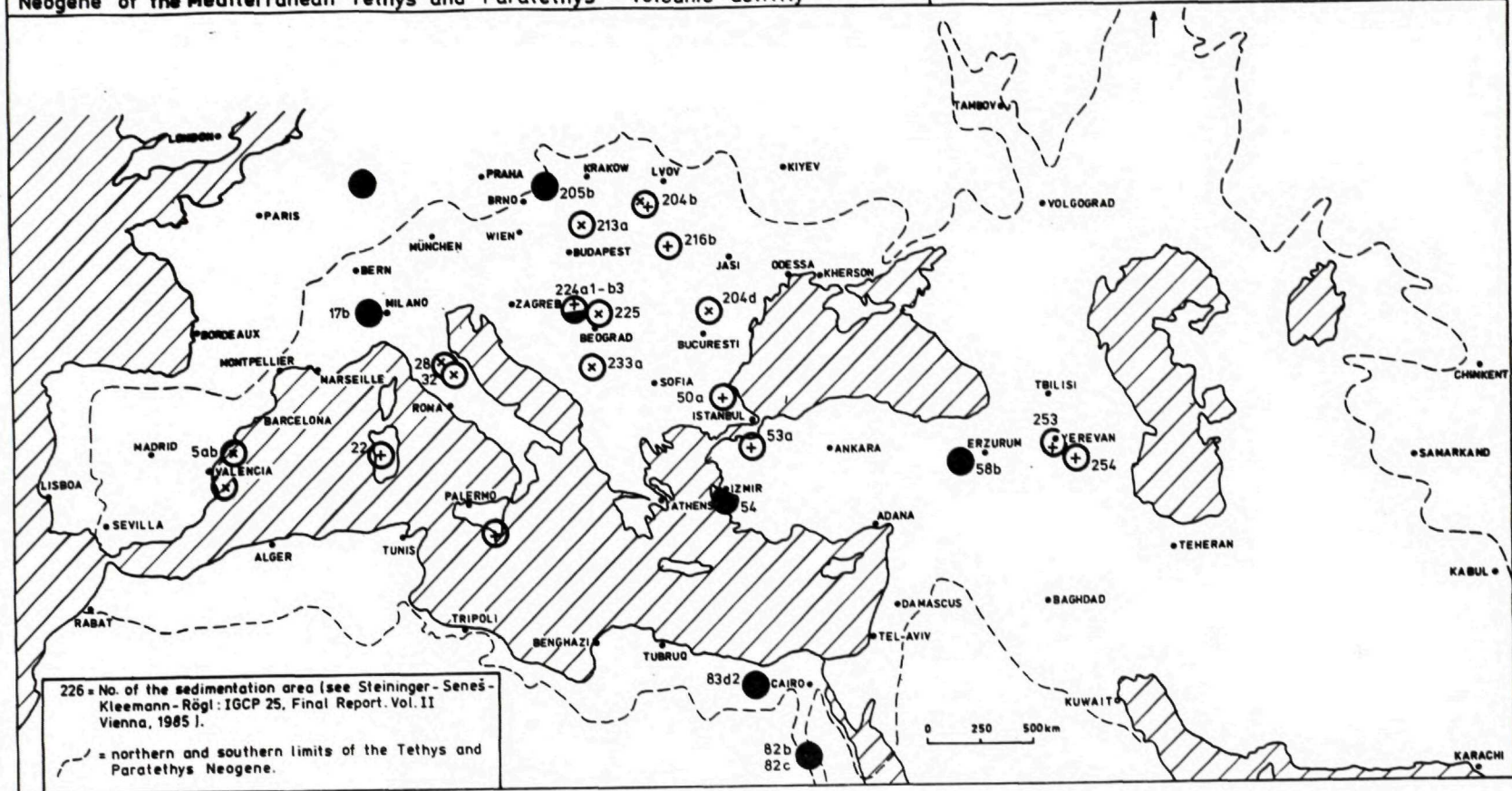


226 = No. of the sedimentation area (see Steininger - Senes - Kleemann - Rogl: IGCP 25, Final Report, Vol. II Vienna, 1985).

- = northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.

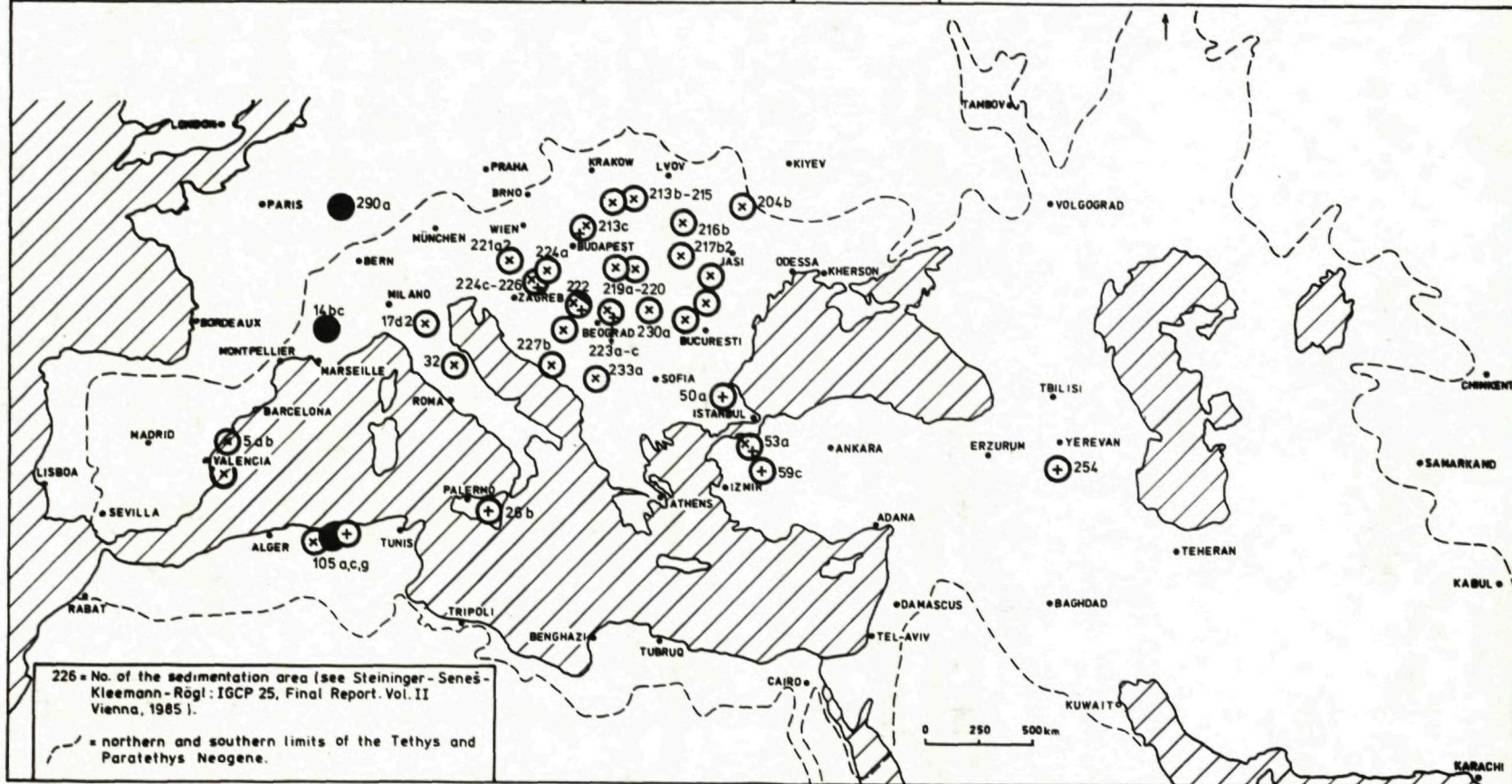
Aquitanian 23,2 - 22,4 MY

Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - Volcanic activity



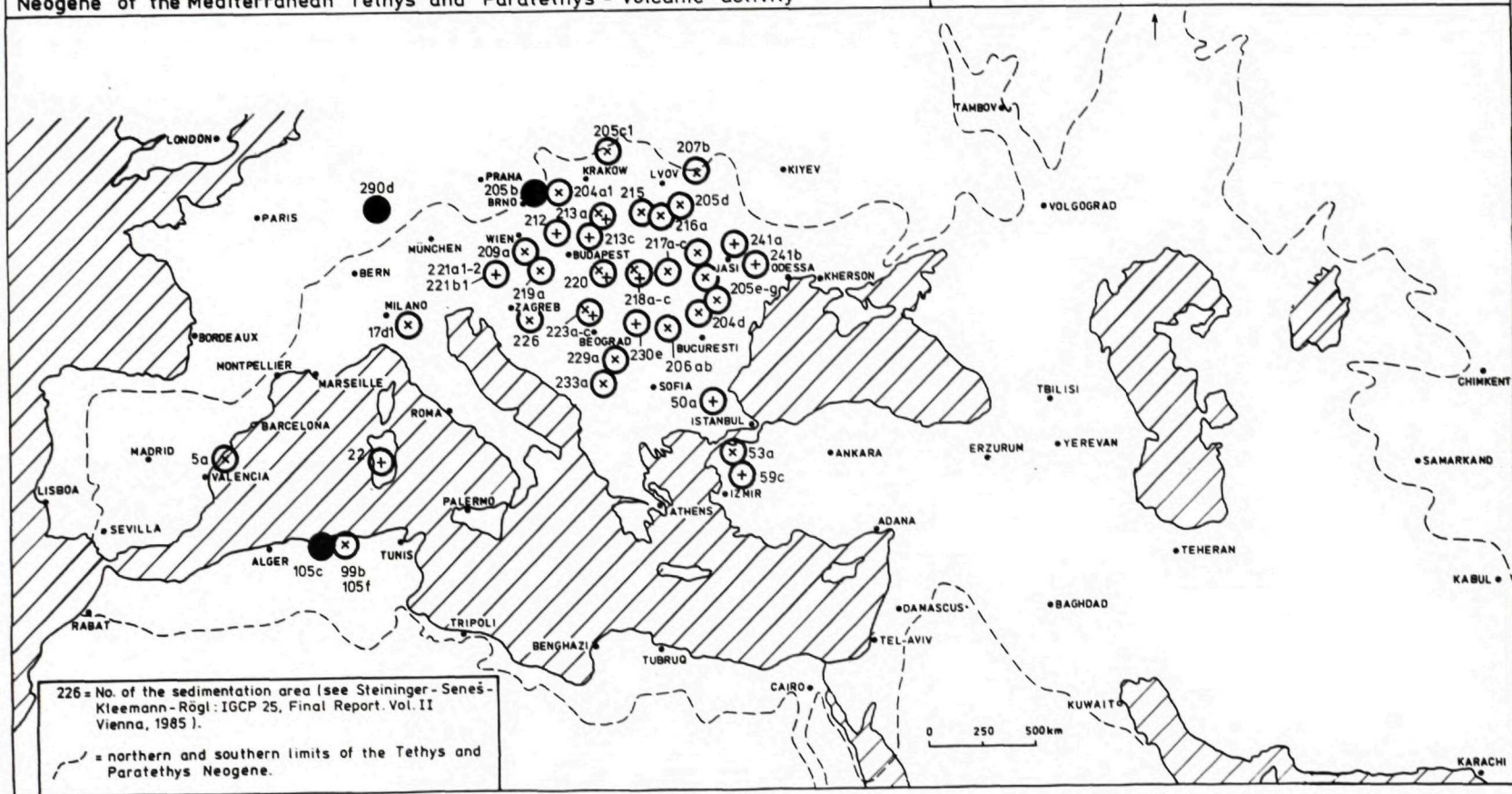
Burdigallian 22,4 - 16,8 MY

Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - Volcanic activity



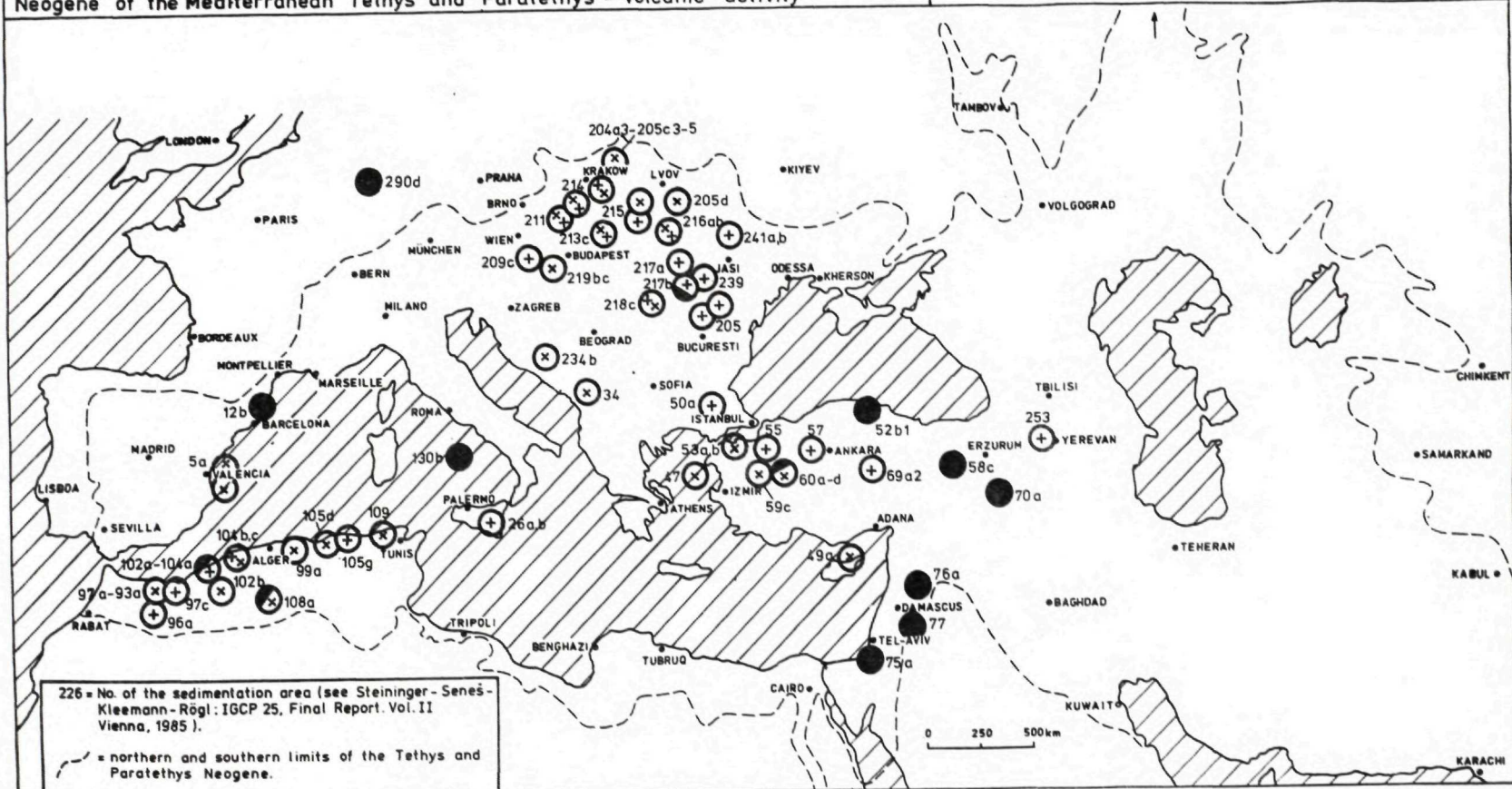
Langhian 16,8 - 15,8 MY

Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - Volcanic activity



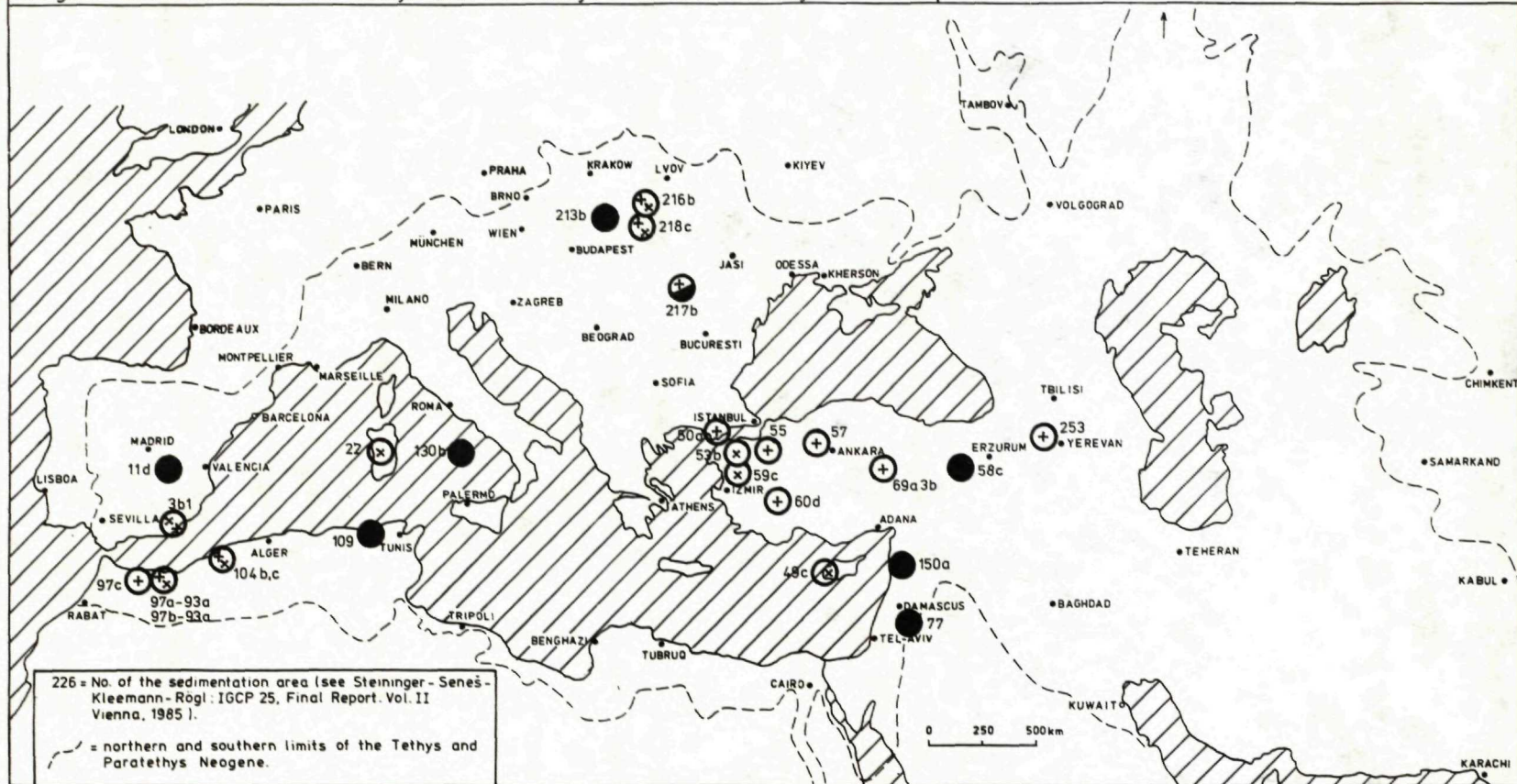
Tortonian 11,8 - 6,9 MY

Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - Volcanic activity



Messinian 6,9 - 5,4 MY

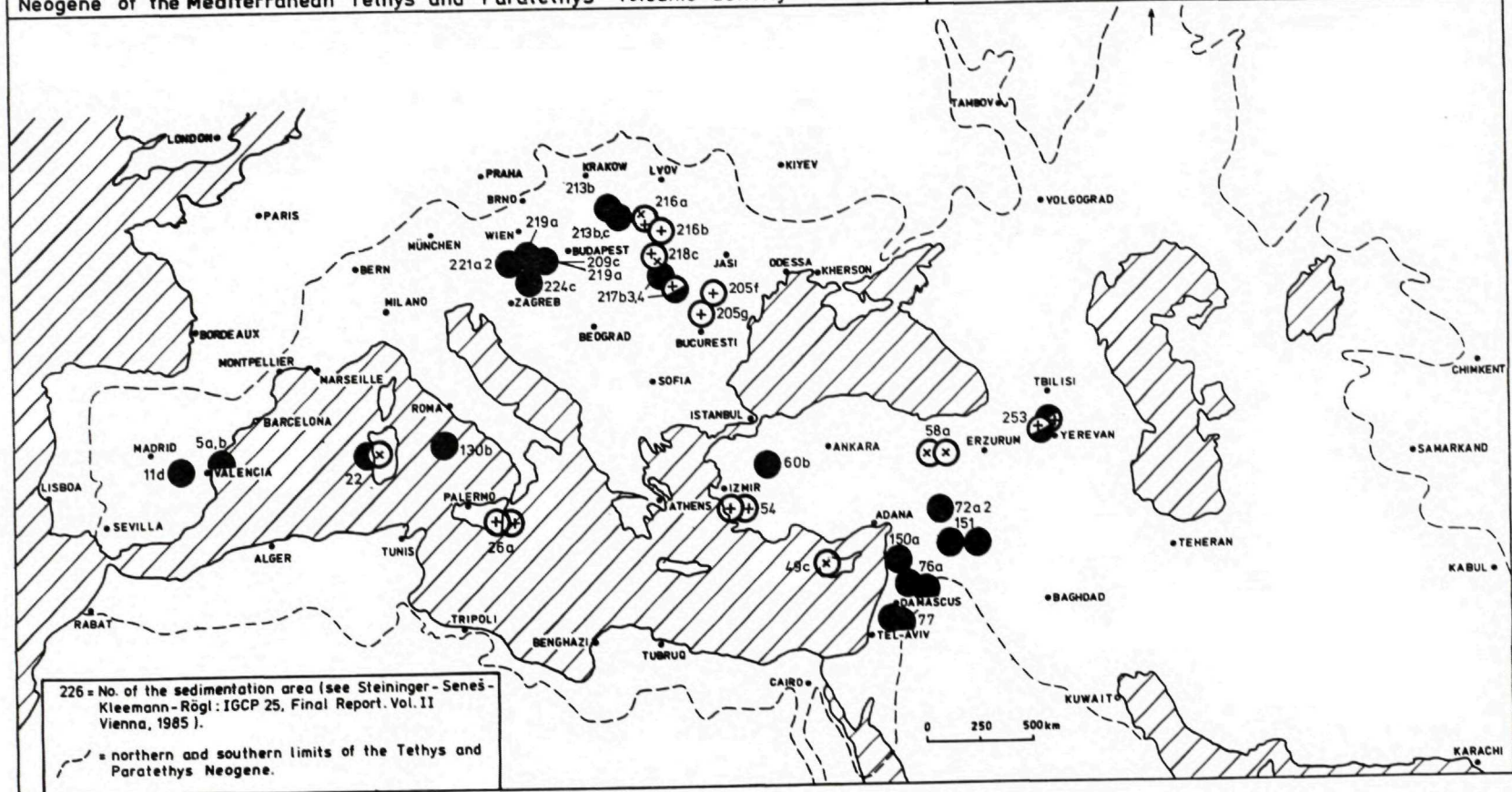
Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - Volcanic activity



Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys - Volcanic activity

Zanclean 5,4 - 3,4 MY

Piacenzian 3,4 - 1,8 MY



226 = No. of the sedimentation area (see Steininger - Senes-Kleemann-Rögl: IGCP 25, Final Report. Vol. II Vienna, 1985).

- - - northern and southern limits of the Tethys and Paratethys Neogene.

References

- IGCP Projects "Correlation Programme IGCP—UNESCO (1973—1983)", Edit. IGCP Secretariat UNESCO, Paris.
- STEININGER, F. F. — SENEŠ, J. — KLEEMANN, K. — RÖGL, F. 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Vol. I., II., University Press, Vienna.

Milan Polák

Litofaciálna charakteristika jury Braniska a západnej časti Čiernej hory

7 obr., 8 fotogr. tab. (XXII—XXIX)

Abstract. The presented contribution provides fundamental information on the lithological and microfacial content of rocks formed during the Jurassic sedimentation cycle in the Branisko Mts. and western part of the Čierna hora Mts. The main characteristic feature of the described sequences is the weak grade of pressure metamorphism, which is shown especially distinctly just in the Jurassic sediments of this area.

Úvod

V rámci komplexného geologického výskumu Braniska sme analyzovali súvrstvia jurského sedimentárneho cyklu, z ktorých máme iba málo poznatkov. Prvé informácie pochádzajú od F. RÖSINGA (1947), dopĺňa ich O. FUSÁN (1960) opisom jurského komplexu z oblasti Čiernej hory, napokon ich M. MAHEL (1967) sumarizuje a zavádza nové názvy mezozoických „sérií“ — ružínsku, hraboveckú a lipovskú. E. DIVINEC (1978) podáva základnú charakteristiku mezozoických komplexov zo západnej časti Čiernej hory.

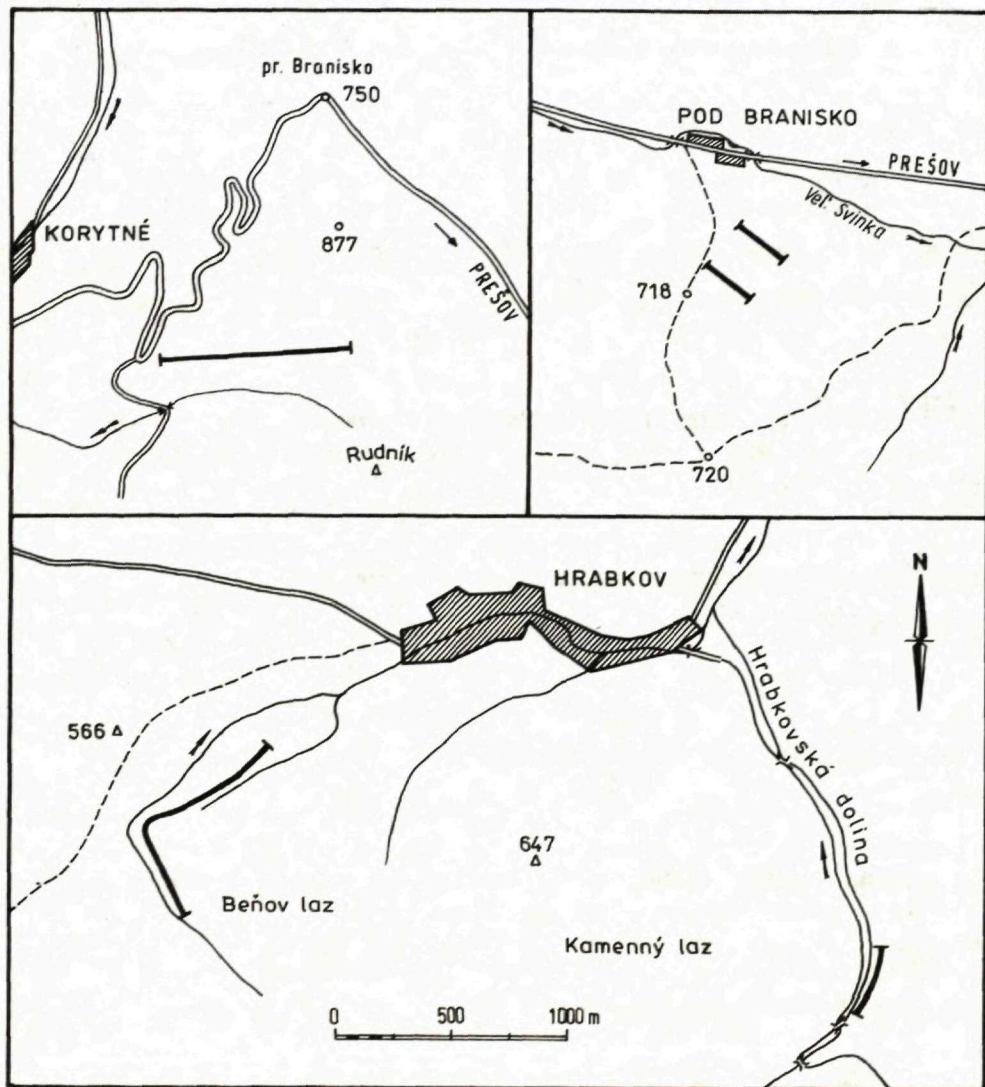
V poslednom čase sme sa venovali skúmaniu predovšetkým jurských súvrství, ktoré sú odokryté len v niekoľkých profiloch v oblasti priesmyku Braniska a v príľahlej časti Čiernej hory, v oblasti Hrabkova (obr. 1).

Litologická a mikrofaciálna charakteristika

Základným charakteristickým rysom mezozoických súvrství Braniska a Čiernej hory je slabý stupeň metamorfózy, ktorá sa zvlášť výrazne prejavuje práve v jurských sedimentoch. Táto skutočnosť do značnej miery znemožňuje presné stratigrafické datovanie predmetných horninových celkov, a tak sme vo väčšine prípadov museli postupovať formou približných korelácií s podobnými komplexmi v Západných Karpatoch.

Okolie priesmyku Braniska

Jurské sedimenty sú pomerne dobre odokryté jz. od priesmyku Branisko, v malom sedle pod televíznym vykryvačom a na sz. hrebeni Rudníka, kde možno sledovať pomerne kompletný vývoj. Bazálne časti súvrstvia tvoria tmavosivé až čierne, silne piesčité a krinoidové vápence, lavicovité (10—25 cm). Smerom do nadložia sa materiál zjemňuje a obsahuje nižší podiel klastickej zložky. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity, s hojným podielom predovšetkým



Obr. 1 Situačná mapa k litologickým profilom

článkov krinoidov, úlomkov lamelibranchiátov a iného bližšie neidentifikovateľného biodetritu. Častá je klastická prímes a angulárne úlomky kremeňa psamitovej frakcie. Hornina je postihnutá výraznou tlakovou metamorfózou, ktorej výsledkom je lineárne usmernenie budujúcich zložiek. Zo stratigrafického hľadiska môžeme toto súvrstvie korelovať zo spodnoliasovými sekvenciami (hetanž?) v ostatných oblastiach Západných Karpát (obr. 2).

Nadložie je tvorené komplexom tmavosivých, niekedy slabopiesčitých, miestami škvrnitých vápencov často laminovaných, takmer pravidelne sa striedajúcich s polohami tmavých až čiernych slienitých bridlic. Ide o súvrstvie korelovateľné s litofáciou „netypického“ flekenmerglu. Súvrstvie je výrazne dynamometamorfované. Mikrofaciálne ide o biosparity výrazne rekryštalizované. Z organických zložiek sa zachovali len relikty vo forme fantómov po úlomkoch krinoidov a ihlic húb. Klastickú zložku predstavuje iba sporadicky sa vyskytujúca aleuritová frakcia kremeňa. Všetky komponenty sú výrazne lineárne usmernené. Stratigraficky patrí súvrstvie najpravdepodobnejšie vyššej časti spodného liasu.

V nadloží tohto súvrstvia vystupujú hnedasté, slaboslienité vápence zbridičnatené, miestami masívne a hrubolavicovité vápence. Sú veľmi intenzívne dynamometamorfované, v niektorých častiach sú vápence až mramorizované. Mikrofaciálna analýza dokazuje silné dynamometamorfované prepracovanie, čo sa prejavuje aj tvorbou mikrovrás (tab. XXVI, obr. 2), do ktorých sú skoncetrované predovšetkým ilové minerály (illit), Fe-koloidy. Prevažná časť horniny je výrazne rekryštalizovaná až mramorizovaná. Tieto skutočnosti poukazujú aj na zvýšený vplyv teploty pri metamorfóze. Chemická analýza čiastočne dokumentuje charakter týchto zložiek:

nerozp. zvyšok	14,66 %	CaO	44,84 %
SiO ₂	12,20 %	MgO	1,33 %
Al ₂ O ₃	1,81 %	Na ₂ O	0,30 %
Fe ₂ O ₃	1,46 %	K ₂ O	0,36 %
FeO	0,36 %		

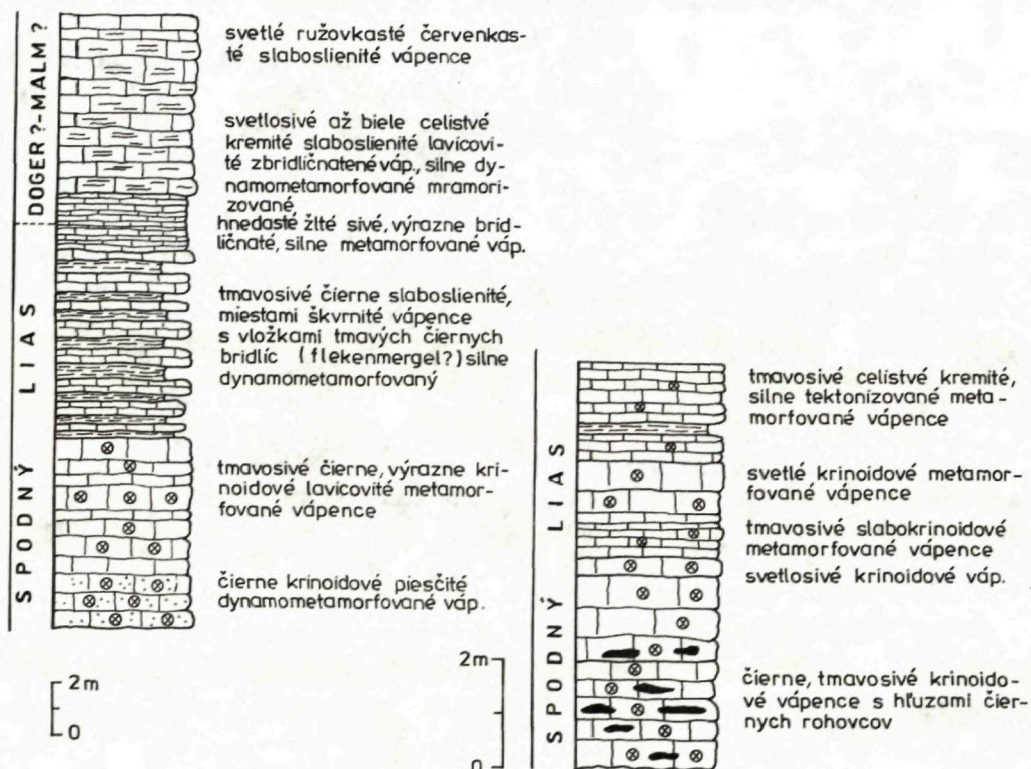
Vychádzajúc z charakteru súvrstvia a superpozície vo vrstevnom slede koreluje-me spodnú časť súvrstvia s dogerom?, vrchnú časť s malmom?.

Južne od osady Pod Branisko

V zárezoch lesných ciest je odkrytá len spodná časť jurského komplexu (obr. 3). Tvorí ju súbor tmavosivých až čiernych, lavicovitých (10—30 cm), výrazne krinoidových, slabopiesčitých a kremitých vápencov. Súvrstvie je intenzívne zvrásnené do tvarov ležatých vrás metrových rozmerov. Vergencia čela vrás je k východu, osi vrás majú smer S—J (tab. XXII, obr. 2).

V spodnej časti obsahuje súvrstvie polohy a hľuzy tmavosivých, čiernych silicitov.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o biosparity. Organická zložka je zastúpená prakticky monospoločenstvom, článkami a detritom echinodermatov, ktorý



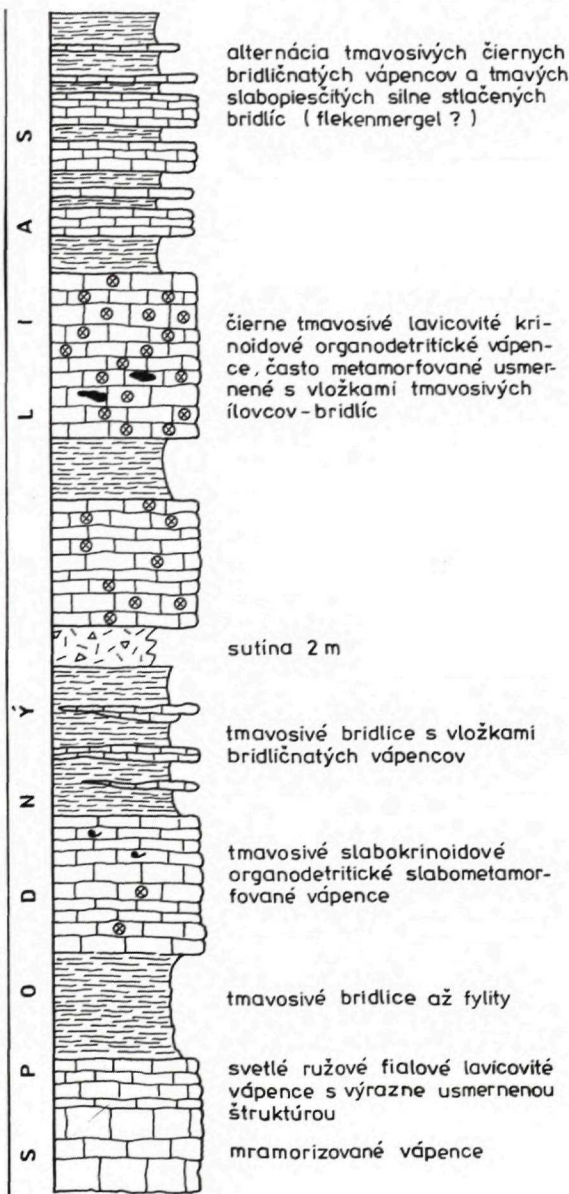
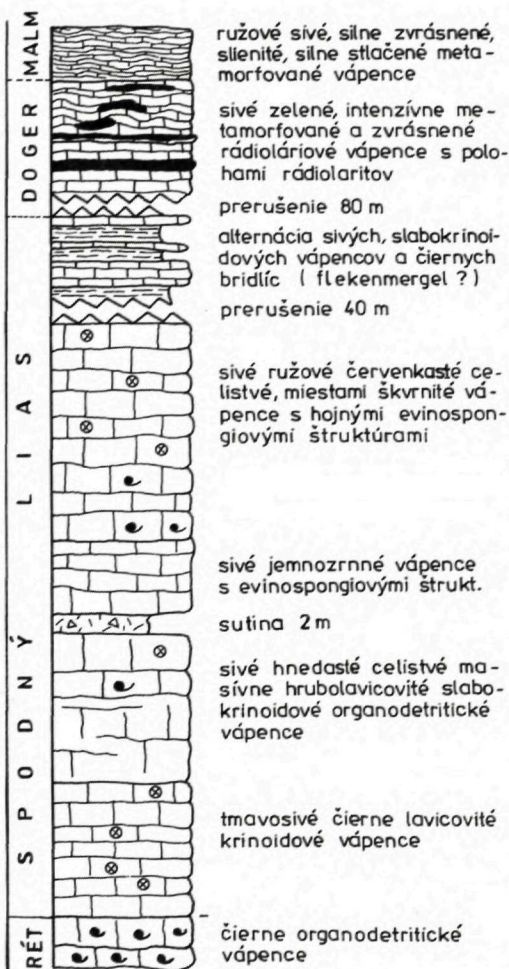
Obr. 2

Vysvetlivky k obr. 2—4

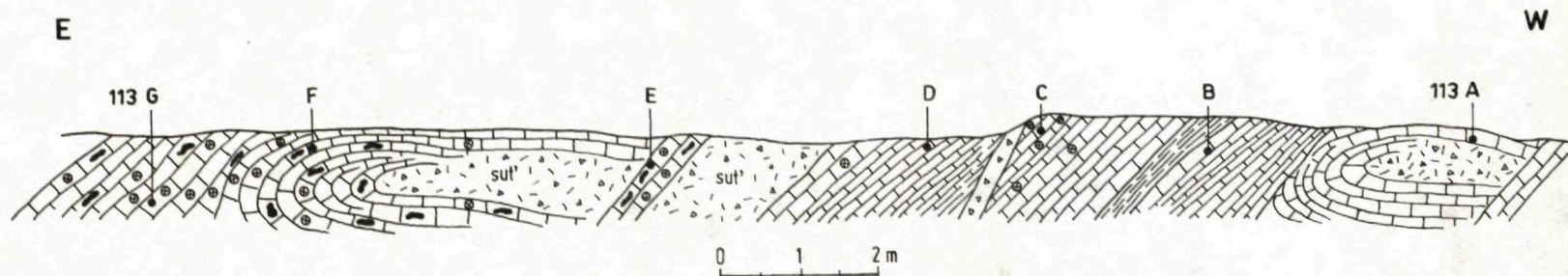
1 — vápence; 2 — krinoidové vápence; 3 — piesčité vápence; 4 — rohovcové vápence; 5 — bridlice, ílovce; 6 — organodetritické a lumachelové vápence; 7 — sparit; 8 — mikrit; 9 — krinoidy; 10 — ihlice húb; 11 — rádiolárie; 12 — ostrakódy; 13 — filanty; 14 — globochéty; 15 — foraminifery; 16 — ostne ježoviek; 17 — belemnity; 18 — lamelibranchiáty; 19 — brachiopódy; 20 — gastropódy; 21 — sakokómy; 22 — pelety; 23 — autigénny kalcit; 24 — dynamometamorfované štruktúry; 25 — klastický kremeň; 26 — sericit; 27 — evinospongiové štruktúry; 28 — mikrostylolity; 29 — mikrovrásy

Dolina jz. od HRABKOVA
(BENOV LAZ)

Hrabkovská dolina



Obr. 2 Litologické profily jury Braniska a západnej časti Čiernej hory (M. Polák 1986)



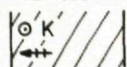
čierne krinoidové lavicovitité (10-20 cm) vápence s hľuzami rohovcov

tmavosivé až čierne, silne zvrásnené, čiastočne krinoidové vápence s hľuzami čiernych silicítov

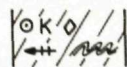
tmavosivé čierne kremité slabokrinoidové celistvé lavicovitité doskovité (3-5 cm), silne tektonizované vápence

tmavosivé celistvé kremité vápence, silne tektonizované, brekciovité

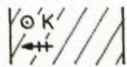
Vz 113 G



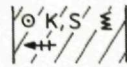
F



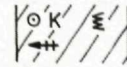
E



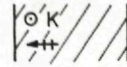
D



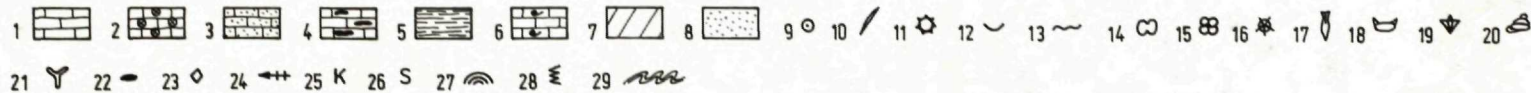
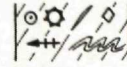
C



B



Vz 113 A



Obr. 3 Litofaciálny profil 250 m južne od osady Pod Branisko (M. Polák 1986)

tvorí 30—60 % budúcej zložky horniny. Pristupujú fragmenty lamelibranchiátov, ojedinele ostne ježoviek. Veľkosť úlomkov nepresahuje 3 mm. Klastickú zložku zastupujú úlomky kremeňa prevažne angulárnych tvarov, veľkosti 0,01—2 mm. V niekoľkých rezoch dosahuje jeho obsah 10—20 %, čo vyjadruje do určitej miery aj chemická analýza z bodu Br 113D/83:

nerozp. zvyšok	28,38 %	SiO ₂	26,39 %
Fe ₂ O ₃	0,94 %	Al ₂ O ₃	1,81 %
MgO	1,03 %	CaO	38,44 %
Na ₂ O	0,20 %	K ₂ O	0,26 %

Pomerne časté sú úlomky tmavých, dobre opracovaných mikritických karbonátov veľkosti 1—3 mm.

Vápence sú výrazne dynamometamorfované, stavebné zložky sú pravidelne lineárne usmernené. Pomerne hojný je sericit sústredený na vrstevných plochách vápencov. Silicity sú zastúpené dvoma typmi. V zmysle J. PETRÁNKY (1963) sú to kryptogénne silicity a spongolity.

Spongolity tvoria 30—40 % silicitov. Sú tvorené zo 60—80 % silicifikovanými ihlicami húb (tab. XXIII, obr. 3). Časť axónov býva kalcifikovaná. Sporadicky sú prítomné rádiolárie. Základnú hmotu spongolitov tvorí kryptokrystalický chalcedón. Okrem rozptýleného reziduálneho karbonátu obsahuje hornina hojné autigénne, idiomorfne obmedzené klence karbonátu.

Dolina jz. od Hrabkova (Beňov Laz)

Liasové sedimenty tu vystupujú v nadloží organodetrítických a slienitých vápencov najvyššieho triasu.

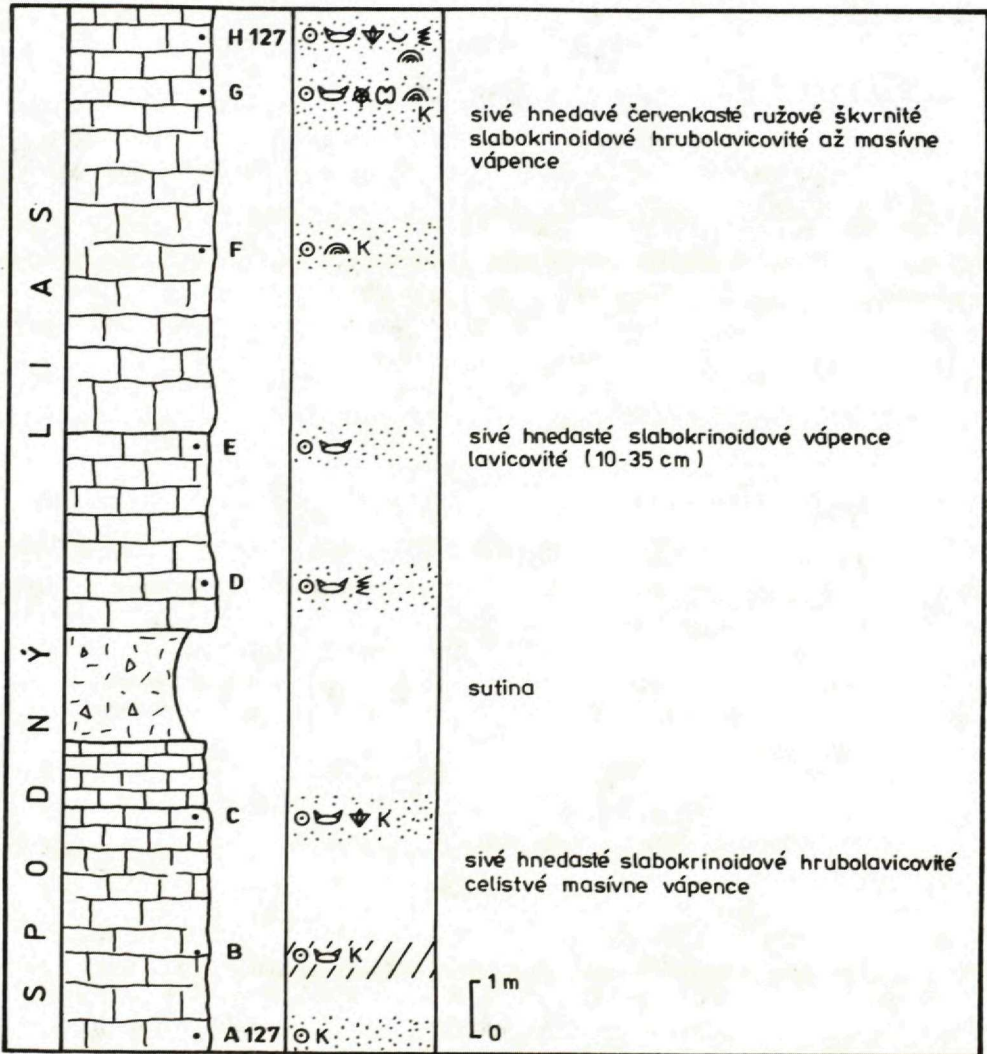
Na báze sú tmavosivé, čierne, lavicovité krinoidové vápence. Súvrstvie pokračuje sivými, hnedosivými, ružovými, červenkastými krinoidovými, výrazne hrubolavicovitými až masívnymi vápencami. V ich nadloží spočíva ďalší komplex sivých, ružových, miestami škvrnitých slabokrínoidových, lavicovitých (10—40 cm) vápencov. V týchto vrchných polohách obsahujú vápence evinospongiové štruktúry (tab. XXVI, obr. 2). Ide o čisté vápence, čo potvrdzuje aj chemická analýza:

SiO ₂	0,58 %	CaO	54,23 %
Al ₂ O ₃	0,24 %	Fe ₂ O ₃	0,19 %
MgO	0,93 %	Na ₂ O	0,21 %
TiO ₂	0,07 %	K ₂ O	0,02 %

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biomikrity alebo biomikrosparity. Organickú zložku zastupuje predovšetkým krinoidová mikrofácia s rozdielnym kvantitatívnym podielom od 30—80 % (obr. 4). Z ostatných zložiek pristupuje detrit lamelibranchiátov a brachiopódov. Sporadicky sú prítomné ihlice húb, prierezy ostňami ježoviek. Zriedkavé sú ostrakódy a ojedinelý prierez *Globochaete alpina* LOMBARD.

Klastická prímes vo forme úlomkov kremeňa je veľmi nízka, do 1 %, zväčša aleuritovej kategórie. Pomerne časté sú autigénne zrná plagioklasov, ojedinelé sú zrná zirkónu. Na rozdiel od identického súvrstvia v Branisku sa tu vyskytujú prejavy dynamometamorfózy len veľmi mierne, alebo sa vo väčšine materiálu ani neprejavujú. Najpravdepodobnejšie sa táto časť nachádza v tzv. tektonickom tieni.

V nadloží vystupuje alternácia tmavých bridlíc, ílovcov a tmavosivých, slabopiesčitých, miestami škvrnitých a laminovaných vápencov, ktoré sú veľmi blízke netypickej flekenmerglovej litofácii, zhodnej aj v mikrofaciálnej náplni.



Obr. 4 Litofaciálny profil jz. od Hrabkova (Beňov laz)
Vysvetlivky ako u obr. 2

Po prerušení pokračuje súvrstvie sivými, sivozelenými, zelenými, silne kremí-
tými lavicovitými (10—25 cm) vápencami s polohami a hľuzami rádiolaritov.
Súvrstvie je veľmi intenzívne zvrásnené. Podľa litologického charakteru korelu-
jeme tento komplex so súvrstviami rádioláriových vápencov a rádiolaritov
dogeru analogicky s inými pohoriami Západných Karpát.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrosparity s prevládajúcou rádiolá-
riovou mikrofaciou. Rádiolárie sú prevažne silicifikované, veľmi často sú tla-
kom deformované a lineárne usmernené. Hornina je intenzívne zvrásnená, čo sa
prejavuje aj tvorbou mikrovrás malých rozmerov. Pomerne frekventovanou
zložkou sú úlomky klastického kremeňa angulárneho tvaru aleuritovej kategó-
rie. Pomerne hojné sú Fe-koloidové minerály viazané predovšetkým na plochy
stylolitizácie a kliváže.

V priamom nadloží vystupuje súvrstvie svetlosivých, ružových, celistvých,
slaboslienitých, tenkolavicovitých (5—10 cm) veľmi intenzívne zvrásnených vá-
pencov, ktoré javia stratigraficky vysokú afinitu k malmským vápencom. Horni-
na je veľmi výrazne dynamometamorfovaná, s veľkým množstvom mikrovrás
cm a mm rozmerov. Základná hmota je výrazne rekrystalizovaná, resp. až
mramorizovaná, takže z pôvodných zložiek sa zachovala len klastická prímes vo
forme úlomkov kremeňa aleuritovej frakcie. Koloidové minerály sú skoncentro-
vané do plôch stylolitizácie.

Hrabkovská dolina

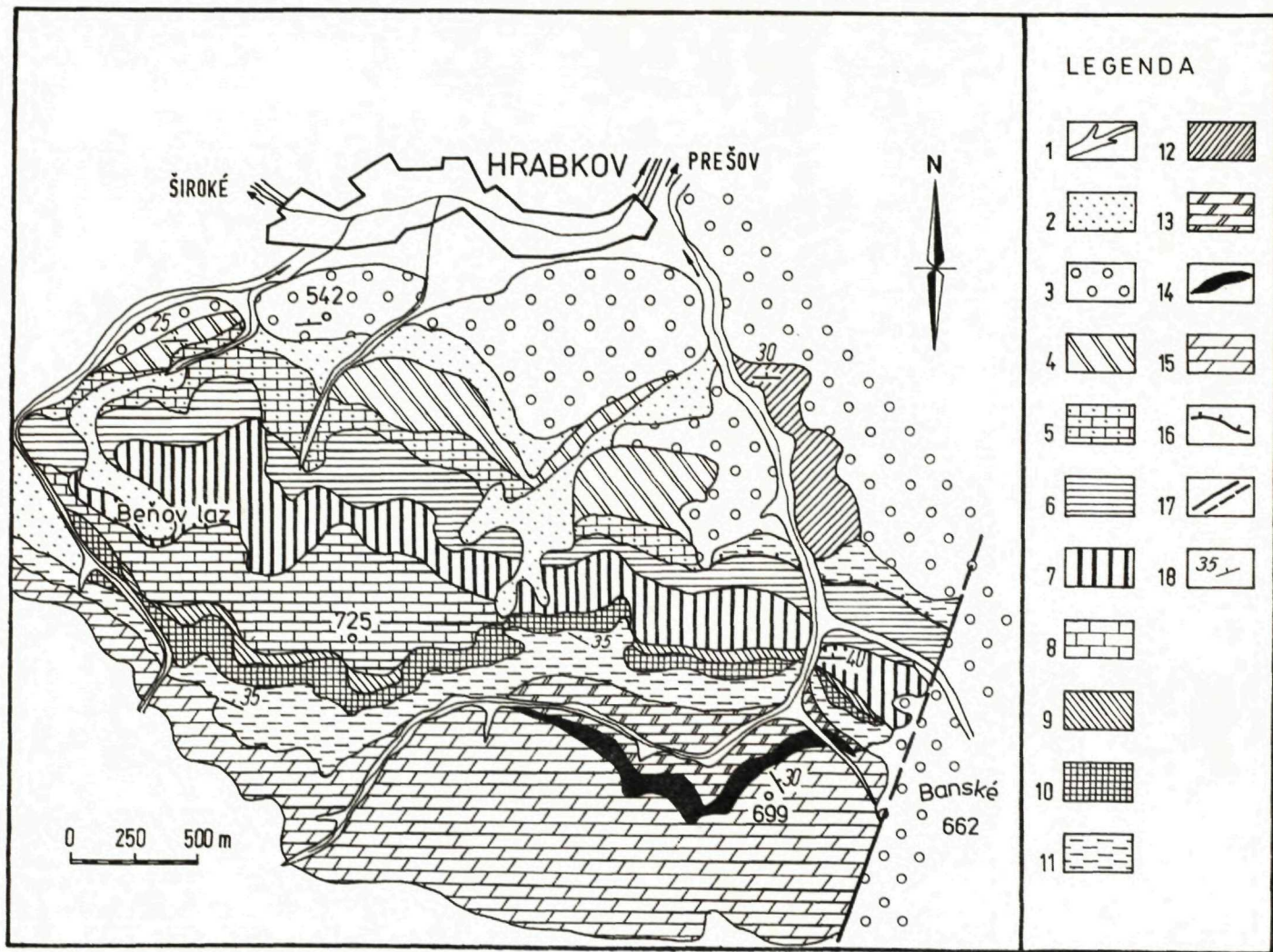
V Hrabkovskej doline sú odokryté len liasové súvrstvia. F. RÖSING (1947)
uvádza bez bližšej lokalizácie z Hrabkovskej doliny (obr. 5) zo spodných častí
súvrstvia („červenavé, šedohnedé, pestré strakaté krinoidové vápence s rohov-
cami“) faunu: *Coroniceras conybaeri* (SOW.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.),
Chlamys valoniensis (DEFR.), *Cardinia conia* (SOW.). Uvedená fauna poukazuje
na stratigrafické rozpätie súvrstvia hetanž-sinemúr.

Bazálne časti súvrstvia tvoria svetlé sivé, ružové, fialkasté lavicovité (10—
30 cm) vápence, s výrazne usmernenou štruktúrou prechádzajúce do mramori-
zovaných, pomerne čistých vápencov, na čo poukazuje aj chemická analýza
z dok. bodu Br 142A:

nerozp. zvyšok	1,62 %	SiO ₂	0,88 %
Al ₂ O ₃	0,47 %	Fe ₂ O ₃	0,32 %
CaO	52,10 %	MgO	2,26 %
TiO	0,07 %	P ₂ O ₅	0,07 %
MnO	0,011 %	Na ₂ O	0,20 %
K ₂ O	0,13 %		

Súvrstvie prechádza do tmavosivých slienitých a ílovitých bridlíc, miestami
silne stlačených a fylitizovaných.

Vrstevný sled pokračuje tmavosivými, hnedastými, slabokrinoidovými až



organodetrilitickými lavicovitými (5—15 cm) vápencami, vo vrchnej časti s prevládajúcou zložkou tmavosivých bridlíc so zriedkavými vložkami a polohami silne dynamometamorfovaných vápencov.

Zo štruktúrneho hľadiska (v zmysle R. L. FOLKA 1959) ide o biomikrity (25 %) a biosparity (75 %). Prevládajúca mikrofácia je krinoidová. Články echinodermatov sú prítomné prakticky len vo forme detritu, iba zriedkavo sa vyskytujú dobre zachované jedince rôzneho tvaru (tab. XXIII, obr. 1). Z organickej zložky pristupuje detrit bivalvií, zriedkavejšie brachiopódov, ihlice húb a ostrakódy. Oolity sú prítomné len sporadicky, jadro tvorí zväčša organický detrit.

Klastickú prímes predstavujú z 30 % úlomky kremeňa angulárnych tvarov, aleuritovej a psamitickej kategórie. Pomerne časté sú autigénne idiomorfne zrná kremeňa.

Stavebné prvky sú výrazne lineárne usmernené (tab. XXIV, obr. 3).

Nadložný komplex tvorí jedno z najcharakteristickejších súvrství liasu Čiernej hory; je tvorené čiernymi a tmavosivými výrazne krinoidovými, pravidelne lavicovitými (10—20 cm) vápencami. Obsahujú vložky a hrubšie polohy (2—3 m) čiernych slabopiesčitých bridlíc. Už makroskopicky je badateľný vplyv výraznej tlakovej metamorfózy. Vápence sú často silicifikované, resp. obsahujú hľuzy spongolitov, čo odráža aj chemická analýza (dok. bod Br 142L):

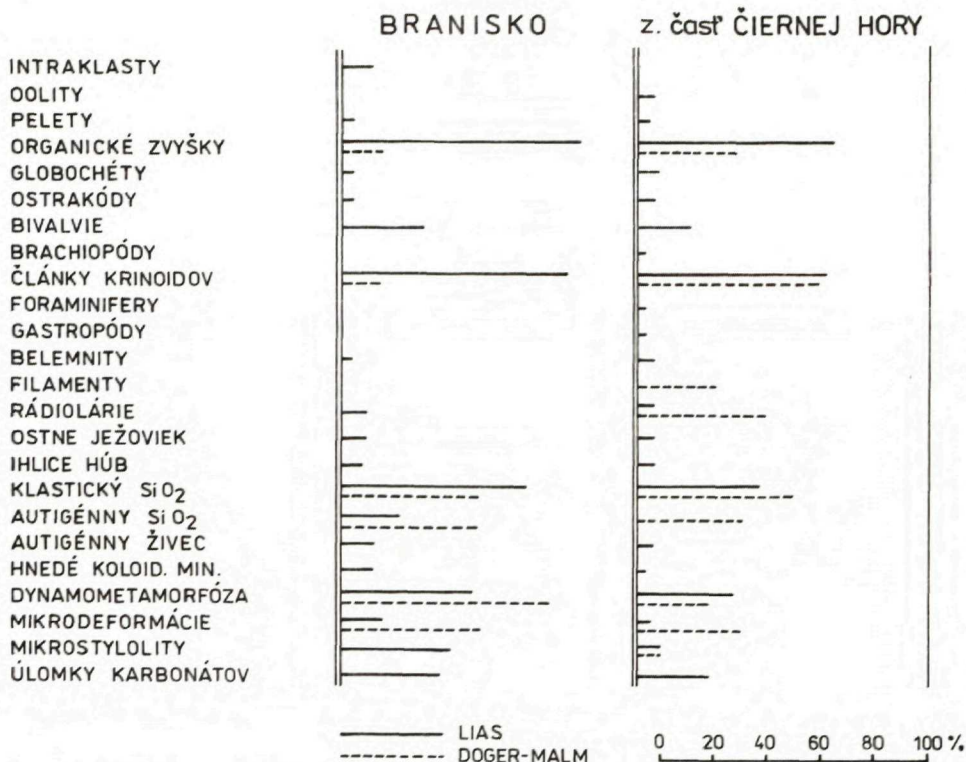
nerozp. zvyšok	11,19 %	SiO ₂	10,79 %
Al ₂ O ₃	0,27 %	Fe ₂ O ₃	0,29 %
CaO	47,98 %	MgO	1,13 %
TiO ₂	0,07 %	P ₂ O ₅	0,06 %
Na ₂ O	0,23 %	K ₂ O	0,08 %

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to všetko dobre premyté, silne natlačené biosparity, s monoorganickou zložkou echinodermatového detritu, ktorý tvorí 60—80 % horniny (tab. XXIV, obr. 1, tab. XXV, obr. 3). Klastická prímes tvorí 1—2 % kremeňa angulárnych tvarov, psamitovej frakcie; zriedkavé sú úlomky tmavých mikritických vápencov. Najvyššiu odokrytú časť súvrstvia tvorí alternácia tmavosivých, čiernych, slabopiesčitých, miestami slabo škvŕnitých, často



Obr. 5 Geologická mapa okolia Hrabkova (M. Polák 1986)

1 — alúvium; 2 — prolúviálne sedimenty — piesky, štrky, hliny; 3 — zlepenec, pieskovce, ílovec — paleogén; 4 — svetlosivé, ružové, slienité vápence — vrchná jura (kimeridž?); 5 — sivé, zelené, ružové, rádioláriuové vápence, rádiolarity — dogger; 6 — tmavosivé, čierne, bridličnaté vápence alternujúce s čiernymi ílovcami — vrchný lias?; 7 — tmavosivé až čierne krinoidové vápence s vložkami bridlíc — lias; 8 — sivé, hnedasté, ružové, červenkasté, slabokrinoidové, hrubolavicovité vápence — lias; 9 — sivé, ružové, škvŕnité, slabokrinoidové, často mramorizované vápence; 10 — čierne, organodetrilitické, slienité vápence s vložkami bridlíc — najvyšší trias, rét; 11 — pestré ílovité bridlice s vložkami kremencov a dolomitov — karpatský keuper; 12 — svetlosivé dolomity s vložkami pestrých bridlíc — norik; 13 — sivé lavicovité dolomity — hlavný dolomit — vrchný karn; 14 — lunzské vrstvy — spodný karn; 15 — ramsauské dolomity — ladin; 16 — presunová línia druhého radu; 17 — zlomy zistené a predpokladané; 18 — smery a sklony vrstiev



Obr. 6 Frekvencia základných mikrofaciálnych zložiek jury Braniska a západnej časti Čiernej hory

bridličnatých vápencov a tmavosivých slabopiesčitých silne prepracovaných bridlíc. Táto časť vrstevného sledu javí vysokú afinitu k súvrstviu flekenmerglu (algäuske vrstvy). Mikrofaciálna náplň súvrstvia je prakticky zhodná s identickým súvrstviem opisovaným vyššie.

Záver

Litologicky je charakter jurských sedimentov aj v oblasti Braniska a Čiernej hory odrazom výrazného rozčlenenia pôvodne jednoduchého sedimentačného priestoru. Sedimentáciu spodného liasu charakterizujú výrazne plytkovodné kordilérové fácie, litofácie krinoidových vápencov s rozdielnym kvantitatívnym zastúpením klastickej zložky. Tá vykazuje výrazný úbytok smerom na východ, minimálne obsahy sme zaznamenali v oblasti Beňovho laz. Vo vyššej časti liasu dochádza k postupnému prehĺbovaniu sedimentačného priestoru s doznievajúcim prínosom klastického materiálu. Vo vrchnej jure (dogeri-malme) dochádza

k ďalšiemu faciálnemu vyrovnávaniu, spolu s prehĺbením prejavujúcim sa sedimentáciou hlbokovodných rádioláriových vápencov a rádiolaritov.

Charakteristickým rysom mezozoických členov Braniska a Čiernej hory je slabý stupeň metamorfózy. Ten sa prejavil predovšetkým v jurských sedimentoch. Tlakový faktor spôsobil výrazné lineárne usmernenie základných budujúcich zložiek. Ďalším dôsledkom dynamometamorfózy je vznik mikrovrás, kliváže, predovšetkým vo vyšších častiach jurského cyklu (doger-malm) a v konečnom dôsledku aj vrás metrových rozmerov predovšetkým v spodnom liase.

Vplyv tepla sa prejavil aj tvorbou nových minerálov. Je to predovšetkým sericit, ktorý javí tiež výrazné lineárne usmernenie. Pristupuje muskovit, chlorit, albit, resp. prehnit? i kremeň. Na základe tohto uvažujeme o metamorfóze na hranici anchí — epimetamorfózy, resp. spodnej časti fácie zelených bridlíc.

Charakter metamorfózy, forma deformácií a predovšetkým litologická náplň jednotlivých komplexov nám dovoľuje korelovať predmetné súvrstvia so súvrstviami skupiny Veľkého Boku J. ZELMAN (1963). V niektorých prípadoch, hlavne v jurskom sedimentačnom cykle, dochádza k lokálnym zmenám, ktoré sa prejavujú najmä vo vyššom podiele pelitických sedimentov v spodnej časti jury skupiny Veľkého Boku.

Po zhodnotení dostupných dát a informácií môžeme vysloviť názor, že predmetné sedimentárne súbory v Branisku, Čiernej hore a v skupine Veľkého Boku sú geneticky prakticky zhodné.

Literatúra

- DIVINEC, L. 1978: Geológia, petrografia a litológia západnej časti Čiernej hory. Rigorózna práca. Manuskript, Prír. fak. UK Bratislava, 1—55.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of the Limestone. Bull. Amer. Assoc. Geol. 43, Tulsa, 1—38.
- FUSÁN, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geologické Práce, Správy 18, Bratislava, 31—37.
- MAHEL, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, Západní Karpaty 1, Praha, nakl. ČSAV, 318—333.
- PETRÁNEK, J. 1963: Usazené horniny. Vyd. ČSAV Praha, 433—452.
- RÖSING, F. 1947: Die geologischen Verhältnisse der Braniskogebirges und der Čierna hora (Karpaten). Z. Dtsch. geol. Gesell., 99, Berlin.
- ZELMAN, J. 1963: Relation between the Competency and Incompetency of the Rock of the Epimetamorphosed Mesozoic Series of the Liptovská Teplička District and Fold Structures. Geol. Práce, Správy 28, Bratislava, 79—84.

Explanations to Photoplates XXII—XXIX

Pl. XXII

Fig. 1 Formation of dark gray crinoidal sandy limestones, Lower Lias. Locality: South of the settlement Pod Branisko, Branisko Mts.

Fig. 2 Crest of a recumbent fold with a vergency towards east. Fold axis S—N. Lower Lias. Locality: South of the settlement Pod Branisko. Photographed by M. Polák

Pl. XXIII

Fig. 1 Biomicrite. Pentagonal columns of crinoids in crinoidal limestone. Lower Lias. Locality: SW of Hrabkovo (Beňov laz). Western part of the Čierna hora Mts. Magn. 20 ×

Fig. 2 Biosparite. Crinoidal microfacies. Linearly orientated crinoidal detritus in a dynamometamorphosed crinoidal limestone. Lower Lias. Locality: Beňov laz. Western part of the Čierna hora Mts.

Fig. 3 Spongolite. Sponge-radiolarian microfacies. Lower Lias. Locality: South of the settlement Pod Branisko. Branisko Mts. Magn. 25 ×, photographed by M. Polák

Pl. XXIV

Fig. 1 Washed pressed biosparite. Crinoidal microfacies. Linearly orientated structural components. Lower Lias. Locality: Hrabkovská dolina valley. Western part of the Čierna hora Mts. Magn. 20 ×

Fig. 2 Biomicrite. Margins of a crinoidal segment cut by an assemblage. Lower Lias. Locality: Hrabkovská dolina valley. Western part of the Čierna hora Mts. Magn. 20 ×

Fig. 3 Oosparite — oolites strikingly deformed by pressure metamorphosis, linearly arranged. Lower Lias. Locality: Beňov laz. Western part of the Čierna hora Mts. Magn. 20 ×. Photographed by M. Polák

Pl. XXV

Fig. 1 Cross-sections of brachiopode shells. Brownish crinoidal limestone. Lower Lias. Locality: Beňov laz. Polished section, 1 : 1

Fig. 2 Evinosponge texture in a fine-grained feebly crinoidal limestone. Lower Lias. Locality: Beňov laz. Western part of the Čierna hora Mts. Polished section, 1 : 1. Photographed by H. Jendeková

Fig. 3 Biosparite. Crinoidal microfacies. Lower Lias. Locality: Hrabkovská dolina. Western part of the Čierna hora Mts. Magn. 20 ×. Photographed by M. Polák

Pl. XXVI

Fig. 1 Biosparite. Striking stylonitization cutting crinoidal segments on the margins. Lower Lias. Locality: South of the settlement Pod Branisko. Branisko Mts. Magn. 20 ×

Fig. 2 Microfold in a light-coloured mramoritized limestone. Fe-colloids and bituminous components are concentrated in the centre. Dogger?. Locality: South of the pass Branisko. Magn. 20 ×

Fig. 3 Authigenous, idiomorphic grains of the Ca—Na feldsparth. Malmian? Magn. 200 ×. Locality: South-west of the Hrabkov., Photographed by M. Polák

Pl. XXVII

Fig. 1 Disharmonic microfolds broken by a system of shear surfaces. Gliding along shear surfaces. Locality: South of the pass Branisko. Green grayish Dogger? limestones. Magn. 12 ×, photographed by M. Polák

Fig. 2 Initial stages of the origin of microshear folds in a strongly pressed pinkish Malm? limestone. Locality: South-west of Hrabkov, Magn. 10 ×, photographed by M. Polák

Pl. XXVIII

Fig. 1, 2 Microfolds in a feebly marly Upper Jurassic (? Malm — Tithonian) limestone.

Fig. 1 Interfoil small folds.

Fig. 2 Example of shear microfolds.

Locality: South-west of Hrabkov. Magn. 10 ×, photographed by M. Polák

Pl. XXIX

Fig. 1 Biomicritic Upper Lias limestone with a linearly arranged texture. Distinctly seen two-generation fracturation. Locality: South-west of the pass Branisko. Magn. 12 ×, photographed by M. Polák

Fig. 2 Primary crystalline deformation of a fragment of an echinoderm segment with a distinct lineation. Marly Malm? limestone. Locality: South of the pass Branisko. Magn. 12 ×, photographed by M. Polák

Explanations to Figures

Fig. 1 Situational map of the lithological profile

Fig. 2 Lithological profiles of the Jurassic of the Branisko Mts. and Čierna hora Mts. (M. Polák 1986)

Explanations as in Fig. 3

Fig. 3 Lithofacial profile 250 m south of the settlement Pod Branisko (M. Polák 1986)

Explanations to Fig. 2—4

1 — limestones, 2 — crinoidal limestones, 3 — sandy limestones, 4 — cherty limestones, 5 — shales, claystones, 6 — organodetrital and lumachelle limestones, 7 — sparite, 8 — micrite, 9 — crinoids, 10 — sponge spines, 11 — radiolarians, 12 — ostracods, 13 — filaments, 14 — globochetes, 15 — foraminifers, 16 — sea urchin spines, 17 — belemnites, 18 — lamellibranchiates, 19 — brachiopods, 20 — gastropods, 21 — saccocoms, 22 — pellets, 23 — authigene calcite, 24 — dynamometamorphosed textures, 25 — clastic quartz, 26 — sericite, 27 — evinosponge textures, 28 — microstyloliths, 29 — microfolds

Fig. 4 Lithofacial profile SW of Hrabkov (Beňov laz) Explanations as in Fig. 3

Fig. 5 Geological map of the vicinity of Hrabkov (M. Polák 1986)

1 — alluvium, 2 — proluvial sediments; — sands, gravels, loams, 3 — conglomerates, sandstones, claystones — Paleogene, 4 — light-gray, pink marly limestones — Upper Jurassic (Kimmeridgian?), 5 — gray, green, pink radiolarian limestones, radiolarites — Dogger, 6 — dark-gray, black, schistose limestones alternating with black claystones — Upper Lias?, 7 — dark-gray to black crinoidal limestones with shale intercalations — Lias, 8 — gray, brownish, pink, reddish, feebly crinoidal, heavy bedded limestones — Lias, 9 — gray, pink, spotted, feebly crinoidal, often mramoritized limestones, 10 — black, organodetrital, marly limestones with shale intercalations — uppermost Triassic — Rhetian, 11 — variegated shales with quartzite and dolomite intercalations — Carpathian Keuper, 12 — light-gray dolomites with variegated shale intercalations — Norian, 13 — gray heavy bedded dolomites — main dolomite — Upper Carnian, 14 — Lunz beds — Lower Carnian, 15 — Ramsau dolomites — Ladinian, 16 — thrust line of the second order, 17 — faults discovered and supposed, 18 — strikes and dips of beds

Fig. 6 Frequency of the fundamental microfacial components of the Jurassic from Branisko Mts. and west part of the Čierna hora Mts.

Vysvetlivky k fototabulkám

Tab. XXII

Obr. 1 Súvrstvie tmavosivých krinoidových piesčitých vápencov, spodný lias. Lokalita: južne od osady Pod Branisko, Branisko

Obr. 2 Uzáver ležatej vrásky s vergenciou k východu. Os vrásky K—S. Spodný lias. Lokalita: južne od osady Pod Branisko. Foto: M. Polák

Tab. XXIII

Obr. 1 Biomikrit. Päťuholníkové stĺpiky krinoidov v krinoidovom vápenci. Spodný lias. Lokalita: jz. od Hrabkova (Beňov laz). Západná časť Čiernej hory. Zväčš. 20 ×

Obr. 2 Biosparit. Krinoidová mikrofácia. Lineárne usmernený detrit krinoidov v dynamometamorfovanom krinoidovom vápenci. Spodný lias. Lokalita: Beňov Laz. Západná časť Čiernej hory.

Obr. 3 Spongolit. Spongiovo-radioláriová mikrofácia. Spodný lias. Lokalita: južne od osady Pod Branisko. Branisko. Zväčš. 25 ×. Foto: M. Polák

Tab. XXIV

Obr. 1 Premytý natlačený biosparit. Krinoidová mikrofácia. Lineárne usmernené stavebné komponenty. Spodný lias. Lokalita: Hrabovská dolina. Západná časť Čiernej hory. Zväčš. 20 ×

Obr. 2 Biomikrit. Okraje krinoidového článku utínané spoločnosťou. Spodný lias. Lokalita: Hrabovská dolina. Západná časť Čiernej hory. Zväčš. 20 ×

Obr. 3 Oosparit — výrazne deformované oolity vplyvom tlakovej metamorfózy, usporiadané lineárne. Spodný lias. Lokalita: Beňov laz. Západná časť Čiernej hory. Zväčš. 20 ×. Foto: M. Polák

Tab. XXV

Obr. 1 Prierezy schránkami brachiopódov. Hnedastý krinoidový vápenec. Spodný lias. Lokalita: Beňov laz. Nábrus 1:1

Obr. 2 Evinospongiová štruktúra v jemnozrnnom slabokrinoidovom vápenci. Spodný lias. Lokalita: Beňov laz. Západná časť Čiernej hory. Nábrus, 1:1. Foto: H. Jendeková

Obr. 3 Biosparit. Krinoidová mikrofácia. Spodný lias. Lokalita: Hrabovská dolina. Západná časť Čiernej hory. Zväčš. 20 ×. Foto: M. Polák

Tab. XXVI

Obr. 1 Biosparit. Výrazná štylotitizácia, utínajúca po okrajoch krinoidové články. Spodný lias. Lokalita: južne od osady Pod Branisko, Branisko. Zväčš. 20 ×

Obr. 2 Mikrovrása v svetlom zmrarnatenom vápenci. Do centra sú skoncentrované Fe-koloidy a bituminózne zložky. Doger?. Lokalita: južne od priesmyku Branisko. Zväčš. 20 ×. Foto: M. Polák

Obr. 3 Autigénne idiomorfne zrno Ca-Na živca. Malm?. Lokalita: juhozápadne od Hrabkova. Zväčš. 200 ×. Foto: M. Polák

Tab. XXVII

Obr. 1 Disharmonické mikrovrásky porušené systémom strižných plôch. Rozklzavanie pozdĺž strižných plôch. Lokalita: južne od sedla Branisko, zelené, sivasté vápence dogeru?. Zväčš. 12 ×. Foto: M. Polák

Obr. 2 Počiatkové štádiá vzniku mikrostrižných vrás v silne stlačenom ružovkastom vápenci malmu?. Lokalita: juhozápadne od Hrabkova. Zväčš. 10 ×. Foto: M. Polák

Tab. XXVIII

Obr. 1, 2 Mikrovrásky v slaboslienitom vápenci vrchnej jury (? malm — titón).

Obr. 1 medzifóliové vrásky. Obr. 2 príklad strižných mikrovrás.

Lokalita: juhozápadne od Hrabkova. Zväčš. 10 ×. Foto: M. Polák

Tab. XXIX

Obr. 1 Biomikritický vápenec vrchného liasu, s lineárne usporiadanou štruktúrou. Zreteľne pozorovateľná dvojjednoduchá frakturácia. Lokalita: juhozápadne od priesmyku Branisko. Zväčš. 12 ×. Foto: M. Polák

Obr. 2 Prakryštalinná deformácia úlomku echinodermátového článku so zreteľnou lineáciou. Slienitý vápenec malmu?. Lokalita: južne od priesmyku Branisko. Zväčš. 12 ×. Foto: M. Polák

Recenzia

Krăsto Stoilov „*Losovata formacija v Bălgarija*“

Bălgarska akademija na naukite, Sofija 1984. Izdatelstvo na bălgarskata akademija na naukite

V monografii autor zoširoka rieši problém genézy, zloženia, priestorového rozšírenia, fyzikálno-mechanických vlastností sprašových sedimentov (sprašovej formácie vôbec) a ďalšie. Takto široko koncipovaným prístupom tiež prispieva k otázke sprašových sedimentov, viac ako sto rokov na celom svete živo diskutovanej medzi geológmi, geografmi, pôdozncami a ďalšími odbornými kruhmi. Tematicky, metodickým spracovaním i svojimi výsledkami presahuje predkladaná práca v mnohom rámec regionálnej štúdie. Zaujímavé je aj samotné skúmané územie, ktoré je súčasťou mohutnej „európskej“ sprašovej zóny, tiahnucej sa od západu na východ Európy a pokračujúcej v Ázii. Skúmaný úsek na území Bulharska zaberá južnú časť plošne nie veľmi rozľahlej Dolnodunajskej roviny, ktorej severná časť (severne od toku Dunaja) sa rozprestiera v Rumunsku.

Monografia pozostáva z 309 strán vlastného textu, ďalej z bohatého zoznamu literatúry (okolo 800 titulov) a pomerne krátkeho ruského a anglického resumé (spolu 11 strán). Prílohou monografie je aj inžinierskogeologická mapa sprašovej formácie severného Bulharska v mierke 1 : 300 000.

Textová časť je vhodne rozdelená do piatich navzájom na seba nadväzujúcich kapitol, ktoré sa ďalej členia na viac-menej rozsiahle podkapitoly. Okrem toho je tu krátky predhovor a záver (na 4 stranách).

V prvej kapitole predkladanej práce sa autor zaoberá významom geologicko-geografických podmienok pri tvorbe a sedimentácii sprašovej formácie. Hneď na začiatku podáva výstižný prehľad doterajších názorov, resp. hypotéz na genézu sprašových sedimentov prakticky v celosvetovom meradle. Primeraným rozsahom je uvedený prehľad rozšírenia sprašových formácií na všetkých kontinentoch. Škoda, že tento prehľad nie je doplnený schematickým náčrtom, čím by sa viacej zdôraznil vzťah sledovaného územia k územia ostatným. Obsiahnuté sú aj rôzne náhľady a kritériá na spráše ako inžinierskogeologické objekty, najmä na problém ich presadavosti. V metodickej časti je opísaný podrobnejšie postup pri terénnom výskume, pri laboratórnom spracovaní, zostavovaní klasifikácie spráši, stratigrafickom členení, kde sa dôraz kladie na makroskopický opis v teréne, ďalej na výsledky litologického skúmania, ako aj na údaje inžinierskogeologických vlastností spráši. Ako menší nedostatok v smere metodického postupu možno vytknúť absenciu stratigrafického členenia sprašových formácií na základe biostratigrafických a paleopedologických kritérií (najmä stanovenia typológie fosilných pôd na základe litogeochemického a mikromorfologického skúmania, ďalej paleomagnetizmus, C_{14} atď.

V druhej stati prvej kapitoly autor najprv podrobnejšie vymedzuje skúmané územie a graficky ho znázorňuje. Poukazuje na heterogenitu etážovitého vývoja tektonických štruktúr a jednotlivých lokov, na ich zlomové ohraničenie, pričom zachádza do dávnej geologickej minulosti, od dokembria až po súčasnosť. Citlivo rozvádza vývoj rôznych genetických typov kvartérnych sedimentov vo vzťahu k štruktúram. Väčšiu pozornosť venuje hodnoteniu doterajšej literatúry o sprášiach na sledovanom území, a to počnúc BOENOM (1836, 1837). Pri stratigrafickom členení sprašových komplexov vychádza autor z vlastných poznatkov i z aplikácie stratigrafických schém z okolitých štátov, hlavne strednej a východnej Európy. Sprašové série člení na sprašové horizonty (LCH) paleopôdy alebo paleopôdne komplexy (PPK) a karbonátové zóny (KZ). Takto je na východe územia 7—10 horizontov spráši, na západe sú 3—4 horizonty. Najväčšie rozšírenie majú würmské spráše. Vo vertikálnom smere sú sprašové profily veľmi komplikované, s fosilnými pôdami zachovanými v rôznych štádiách vývoja. Zaujímavé sú zistenia autora o nezvyčajnom obsahu $CaCO_3$

v karbonátových horizontoch (okolo 40—50 %), ako aj zistenia o mangánových konkréciách a o hrúbke sprašových formácií, ktoré sa všeobecne smerom od severu na juh postupne zmenšujú; najväčšie hrúbky sprašovej formácie sú na okolí Tutrankanu, okolo 110 m.

V tretej stati sa autor podrobnejšie zaoberá geomorfologickými a klimatickými podmienkami v sprašovej provincii na dolnodunajskej rovine. Autor sem zahrňuje výsledky o vývoji pozitívnych a negatívnych morfoštruktúr, zaoberá sa ich priestorovým rozšírením počas neogénu a kvartéru. Na tieto morfoštruktúry je potom naložená sprašová formácia, ktorej hypsometrické úrovne dosahujú 250—400 m a 150—250 m. Takto je asi 31 500 km² územia pokrytých sprašovou formáciou, z toho je približne 25 000 km² pokrytých typickými sprašami. Úložné pomery sprašovej formácie sa vyznačujú rôznym stupňom zložitosti. Najjednoduchšie, takmer horizontálne sú uložené sprašové horizonty na plató, ktoré zaberá asi 70 % plochy sprašového reliéfu. Väčšou zložitou sa vyznačuje zloženie spraší na riečnych terasových stupňoch, na svahoch pahorkatín a pod. V tejto časti autor dosť podrobne opisuje klimatické pomery (teplotu, vlhkosť vzduchu, vetry atď.).

Všeobecne túto prvú kapitolu s jednotlivými statami môžeme považovať akoby za vstupnú časť predkladanej práce, ktorá zreteľne poukazuje na autorov dobrý prehľad o problematike sprašovej formácie, a to nielen v domácich podmienkach, ale aj v širšom, možno povedať v celosvetovom meradle.

Kapitola druhá (str. 62—139) podáva ucelený obraz o zložení sedimentov sprašovej formácie. Táto charakteristika zloženia je účelne podložená viacerými metodickými postupmi a rozčlenená na štyri podkapitoly. V každej stati je najprv na základe literatúry výstižne uvádzaný prehľad stavu jednotlivých metód doma a v zahraničí, prípadne je podaný opis autorskej modifikácie na metodický výskum a napokon predložený rozsiahlejší analytický materiál vlastného výskumu s patričnou syntézou a teoretickými úvahami.

V prvej stati druhej kapitoly sa autor práce zaoberá zrnitosťným zložením sedimentov sprašovej formácie. Túto charakteristiku podkladá laboratórnymi analýzami vzoriek aerometrickou metódou (1200) a pipetou (120). Analýzou týchto výsledkov dospel autor k niektorým zaujímavým záverom, napr. v zastúpení jednotlivých frakcií ich priestorového rozšírenia. Najväčšie zastúpenie v skúmaných sprašoch má frakcia prachu. Z hľadiska disperznosti ju rozčleňuje na monodisperznú a bidisperznú sprašové sedimenty. Zaujímavým je aj poznatok, že s hĺbkou pribúda frakcie menšej než 0,001 mm; k podobnej zmene dochádza v plošnom smere od severu na juh a od západu na východ. Zákonitosti zmien v zrnitosťnom zložení sú zvýraznené aj medzi vlastnými horizontmi spraší a na ich vyvinutých horizontoch, resp. pedokomplexmi fosílnych pôd. Uvádzaná je aj nová autorom zostavená zrnitosťná klasifikácia spraší na území Bulharska.

V druhej stati autor veľmi názorne a súborne predkladá charakteristiku zastúpenia a tiež priestorového rozšírenia minerálov podľa jednotlivých frakcií v skúmaných sprašových sedimentoch. Poukazuje tiež na postsedimentárne zmeny v mineralogickom zložení minerálov vo frakcii menšej než 0,001 mm (kaolinit, montmorillonit, hydrosľudy atď.). K zaujímavým výsledkom dospel autor pri skúmaní ľahkorozpustných solí (chloridov a sulfátových zlúčenín s nátriom, magnéziom a kalcitom). K podobným výsledkom dospel aj pri sledovaní ťažkorozpustných solí (kalcitových, magnezitových, karbonátov). Zastúpenie týchto solí v sprašovej formácii nie je priestorove rovnako zastúpené. Zvláštnu pozornosť autor venuje charakteru a priestorovému rozšíreniu CaCO₃ a MgCO₃, ako aj úlohe karbonátov pri tvorbe spraší.

V ďalších dvoch statiach sa autor zaoberá zastúpením organickej hmoty (humusu, humínových kyselín) a chemickým zložením sedimentov sprašovej formácie, najmä so zreteľom na ich obsah vo frakcii menšej než 0,001 mm.

Komplex údajov získaných skúmaním pevnej zložky sprašovej formácie umožnil autorovi práce vyjasniť niektoré faciálne rozdiely a zvláštnosti jednotlivých budujúcich prvkov, čo má značný význam pre bližšie poznanie podmienok formovania spraší. Sledovanie zmien montmorillonitovania a hydrosľudovania spolu s prechodom primárnych karbonátov na sekundárne, ďalej zmeny vzťahov medzi ťažko, stredno a ľahko rozpustnými soľami predstavujú základné kritériá prispievajúce k objasneniu samotnej podstaty genetických procesov vzniku spraší a tiež k ich odlišeniu od pôdotvorných procesov a napokon v nemalej miere prispievajú aj k lepšiemu objasneniu zmien v paleogeografických podmienkach počas vývoja sprašovej formácie.

Tretia kapitola (str. 139—204) je venovaná charakteristike štruktúr a štruktúrnych fáz sprašo-

vých sedimentov v sprašovej formácii. Kapitola je vhodne členená na štyri state so zvláštnym zameraním na problémy pórovitosti, plynnej fázy, tekutej fázy, textúrne-štruktúrnym vzťahom. Autor v jednotlivých statiach zabíha hlboko do problematiky veľmi dôležitých vlastností sprašových sedimentov. Najprv zoskupuje poznatky z literatúry, potom na základe rozsiahlejších vlastných výskumov v teréne, vhodne doplnených novšími metodickými postupmi aj v laboratórnych podmienkach, svoje výsledky štatisticky zhrňuje a vhodne znázorňuje viacerými grafmi a fotografiami. Zvláštnu pozornosť si zasluhuje originálna polygenetická klasifikácia pórovitosti sprašových sedimentov na území Bulharska, ďalej typov pórových výplní, makro-, mezo- a mikrotexturných a štruktúrnych elementov.

V štvrtej kapitole (str. 205—258) sú podrobnejšie, ale účelne opisované vlastnosti sprašových sedimentov. Kapitola pozostáva z troch statí, v ktorých autor rozoberá otázky špecifickej a objemovej váhy, ďalej plasticity, konzistencie a deformácie sprašových sedimentov. Text je okrem prehľadu literatúry o danej problematike doplnený väčším množstvom štatistických údajov z vlastného výskumu. Údaje poskytujú základný obraz o priestorovom a časovom rozšírení charakteristických vlastností rôznych typov spraší na základe ich pevnosti, prirodzenej vlhkosti, stupňa nasýtenia vodou, plasticity, konzistencie a pod. Zhrnutie tohto dokladového materiálu poukazuje na rôzne zmeny vlastností spraší, ich značnú variabilitu v dosť širokých rozpätiach na skúmanom území v Bulharsku. Variabilnosť týchto zmien podľa autora prebieha vo vertikálnom aj v plošnom smere. Závažné je aj autorovo konštatovanie o priamom vzťahu medzi rôznymi stupňami deformácií sprašových sedimentov a ich genézou.

Podrobne a zaujímavovo je napísaná piata kapitola (str. 259—308) o formovaní zmien v typických sprašových komplexoch. Organicky nadväzuje na predchádzajúce práce. V jednotlivých statiach sú zoskupené doterajšie poznatky o zložitosti litifikačných procesov v sprašiach všeobecne i konkrétne na sledovanom území. Urobená je typizácia sprašových komplexov so zameraním na stupeň ich presadavosti. Na základe charakteru a stupňa presadavosti spraší autor rozčlenil na území Bulharska sprašové komplexy s viacvrstevnatými zónami buď jednou zónou presadavosti, alebo komplexy bez presadavosti. Toto členenie komplexov je vyjadrené aj v inžiniersko-geologickom rajónovaní územia s uvedením rôznych stupňov deformácií sprašových sedimentov vo vzťahu k vlhkosti a s poukazaním na ich ďalšie vlastnosti. Súhrn poznatkov o vlastnostiach spraší z územia Bulharska aj inžinierskogeologické rajónovanie tvorí dobrý základ pre praktické využitie pri všestrannej technickej činnosti, či už pri projektovaní rôznych diel alebo priamo počas ich výstavby, ako aj pri ich prevádzkovaní.

Práca je svojim obsahom zaujímavá. K. G. Stoilov podstatne prispel k poznaniu spraší na území Bulharska.

Text je bohato ilustrovaný tabuľkami a grafmi, sústreďuje mnoho poučného aj pre našich špecialistov zaoberajúcich sa problematikou spraší i pre praktikov, projektantov a stavbárov.

Imrich Vaškovský

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Správy 87

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave v roku 1987

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

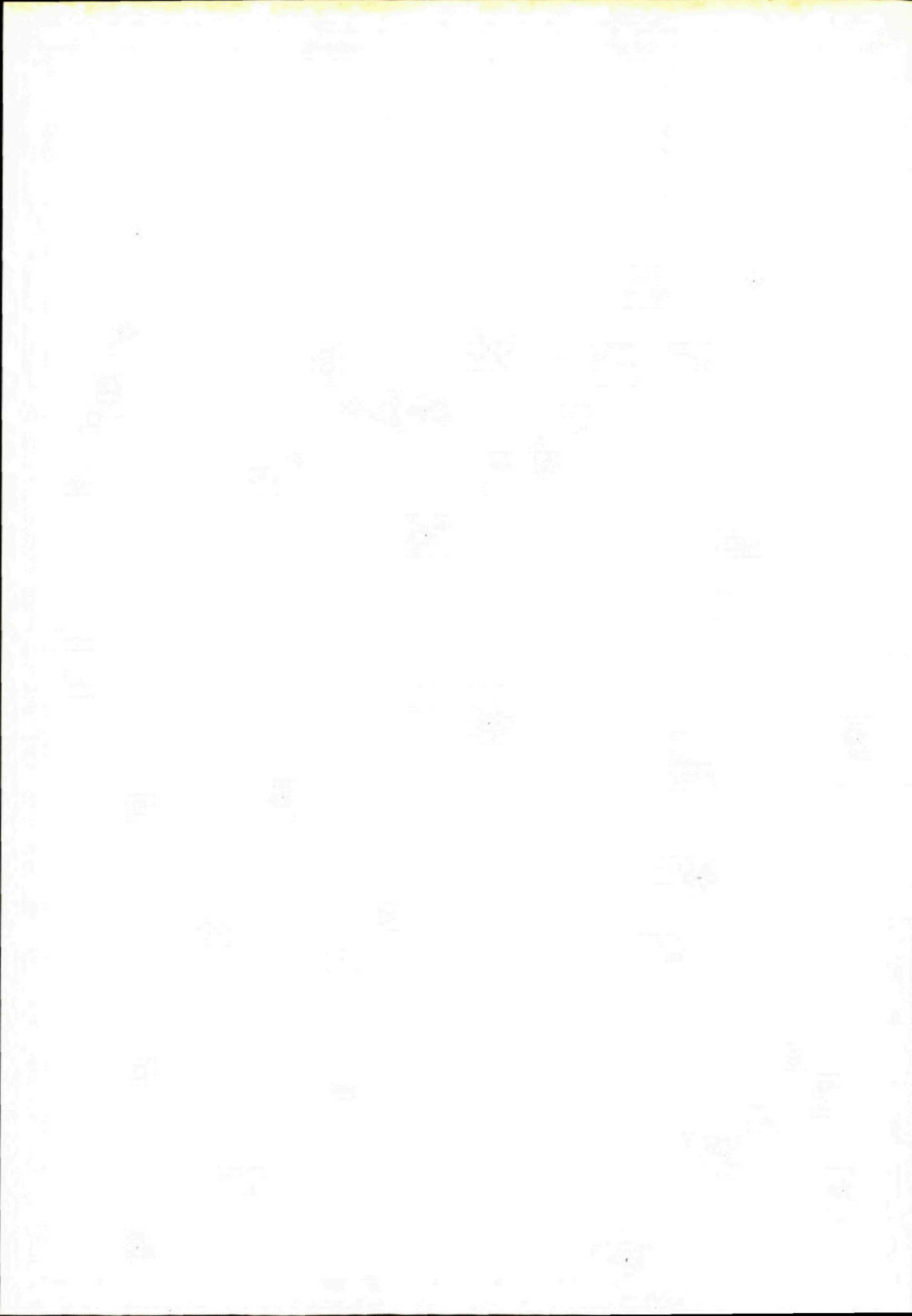
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

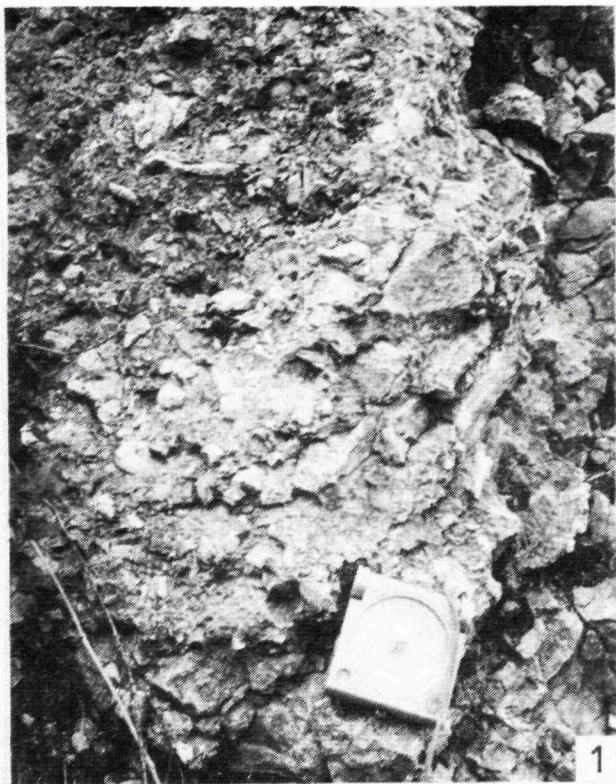
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

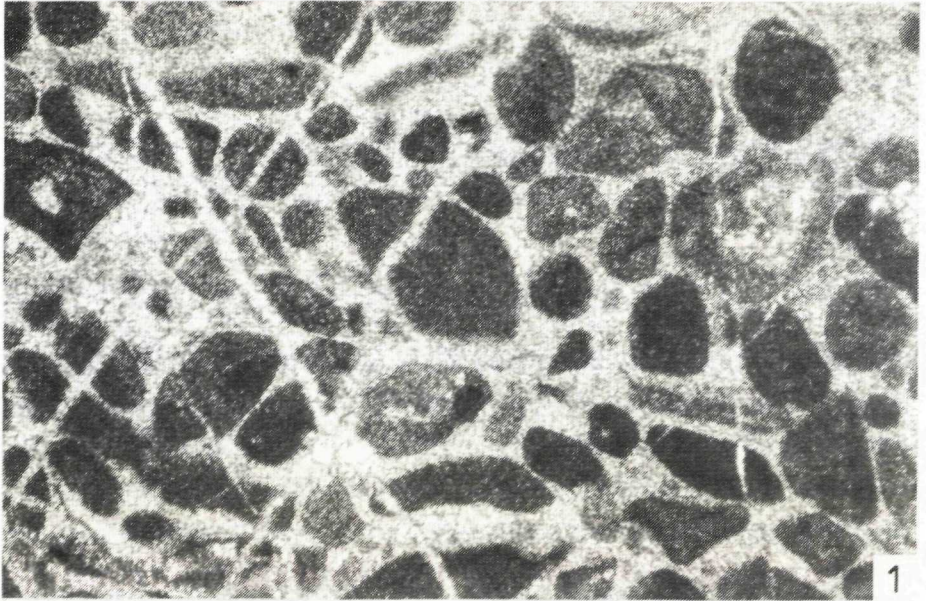
Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava v januári 1988. Do sazby zadané v septembri 1986.
Náklad 650 ks, povolenie SÚKK 1997/1986. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 15,11, VH 15,34.
Cena brož. výtł. Kčs 25,—

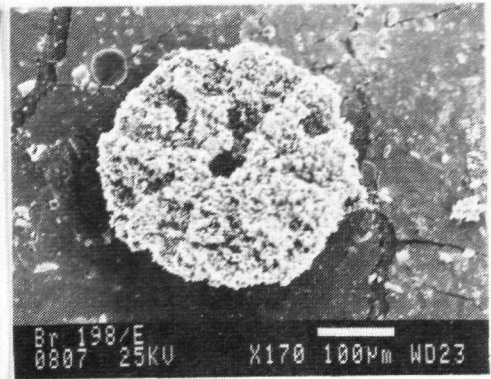
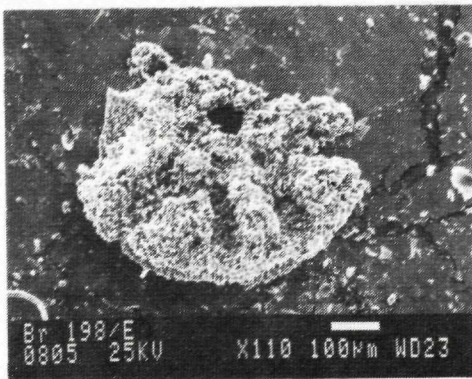
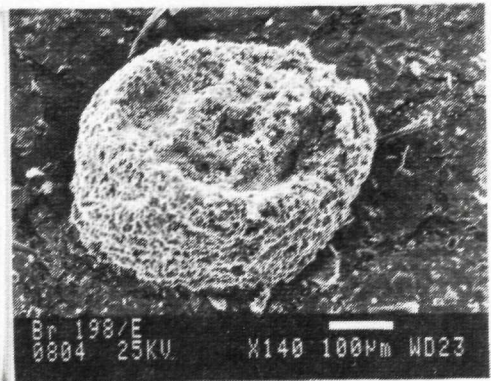
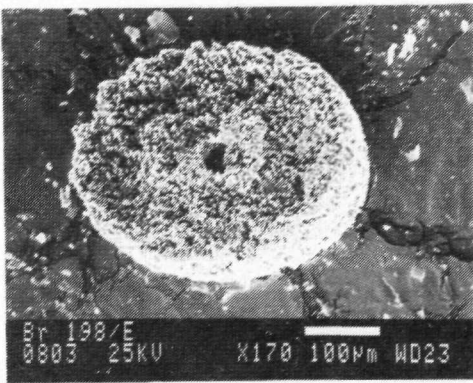
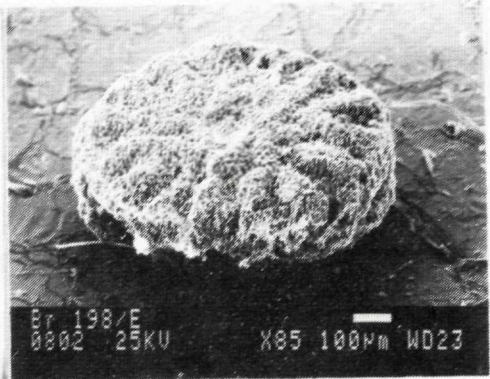
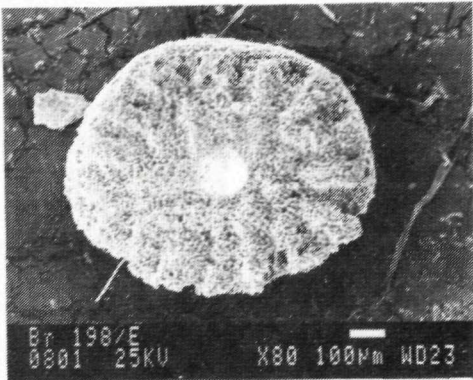
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I—XXIX

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

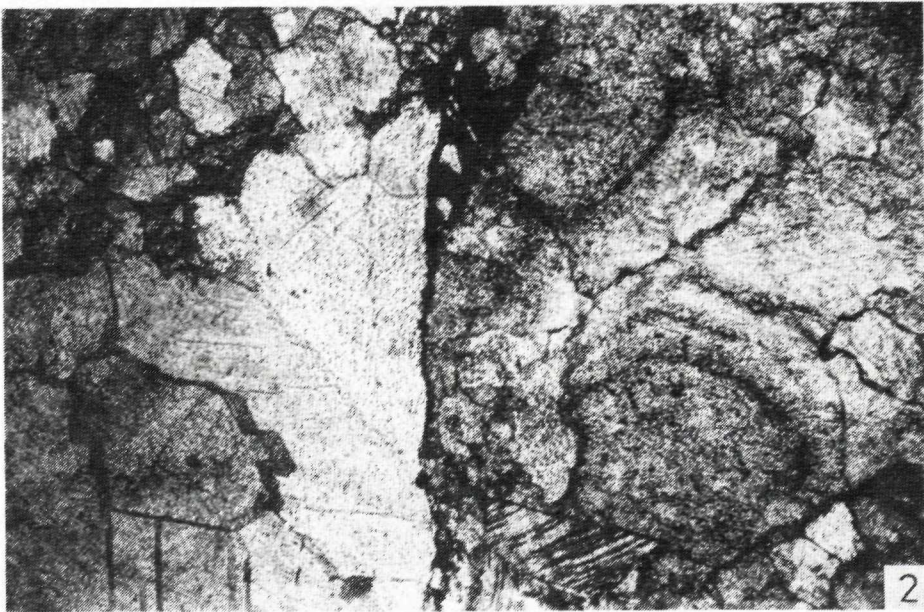
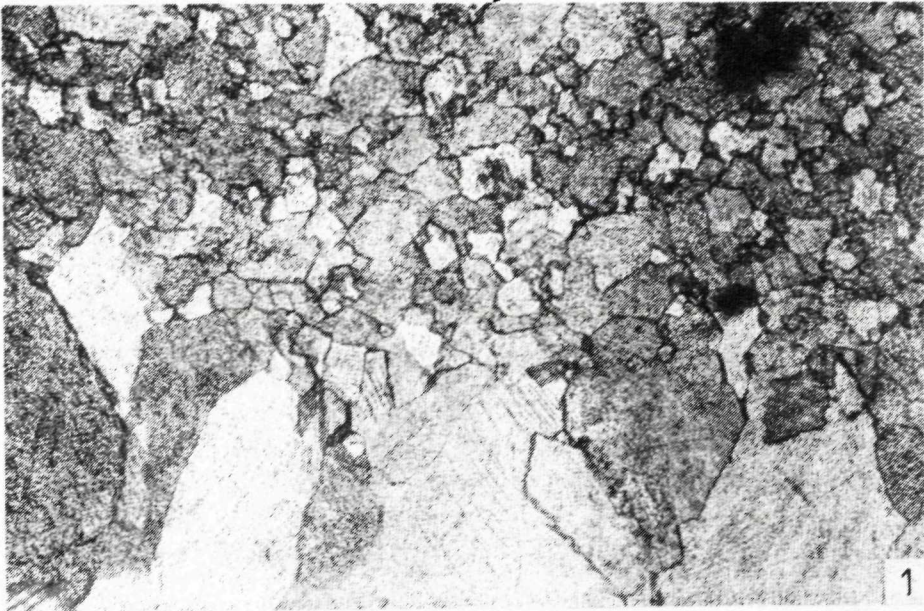


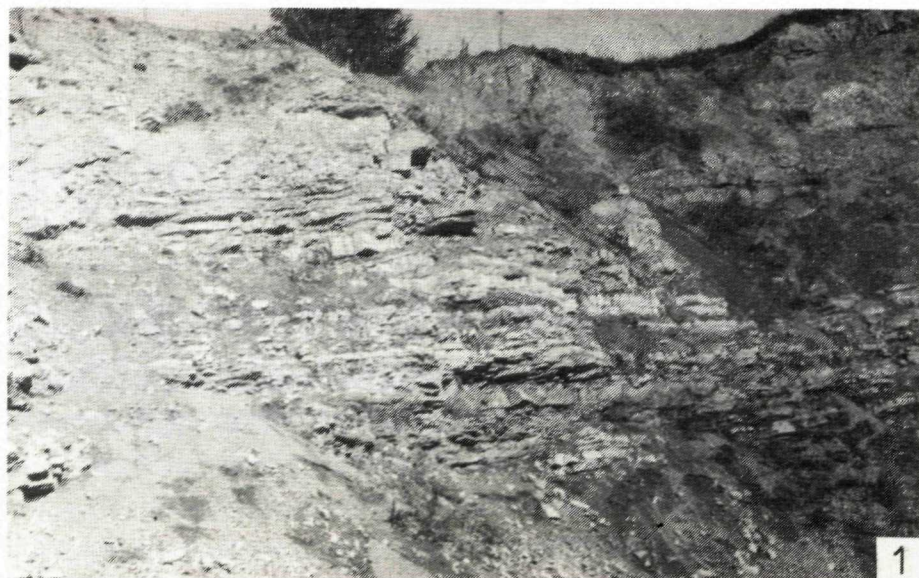


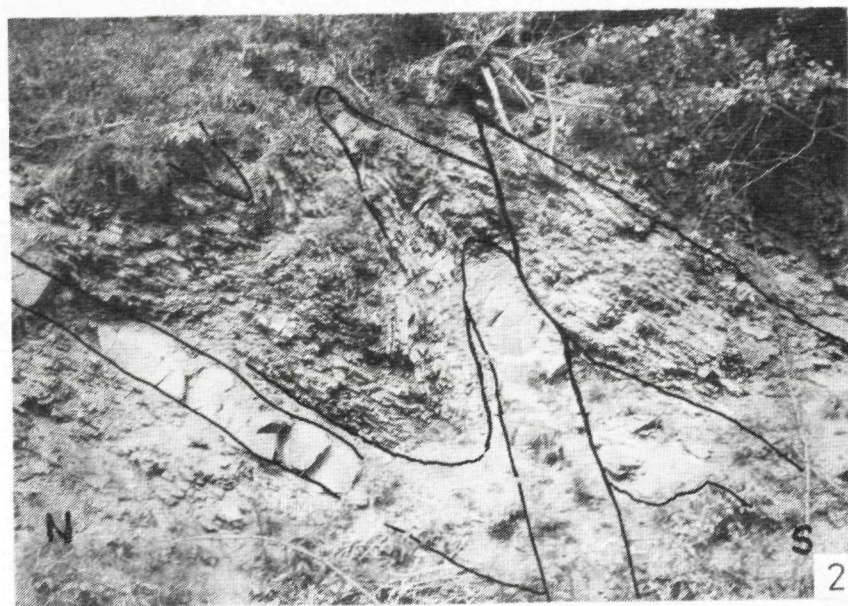
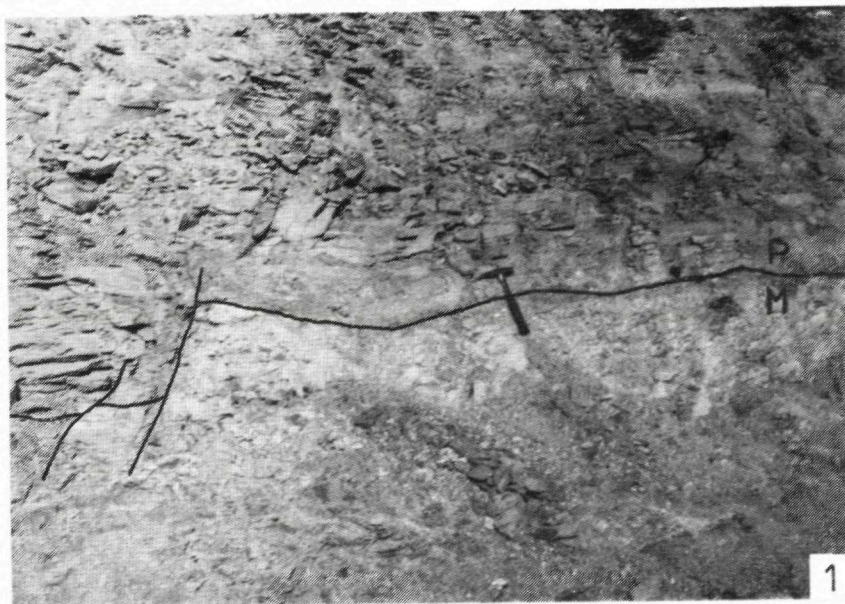


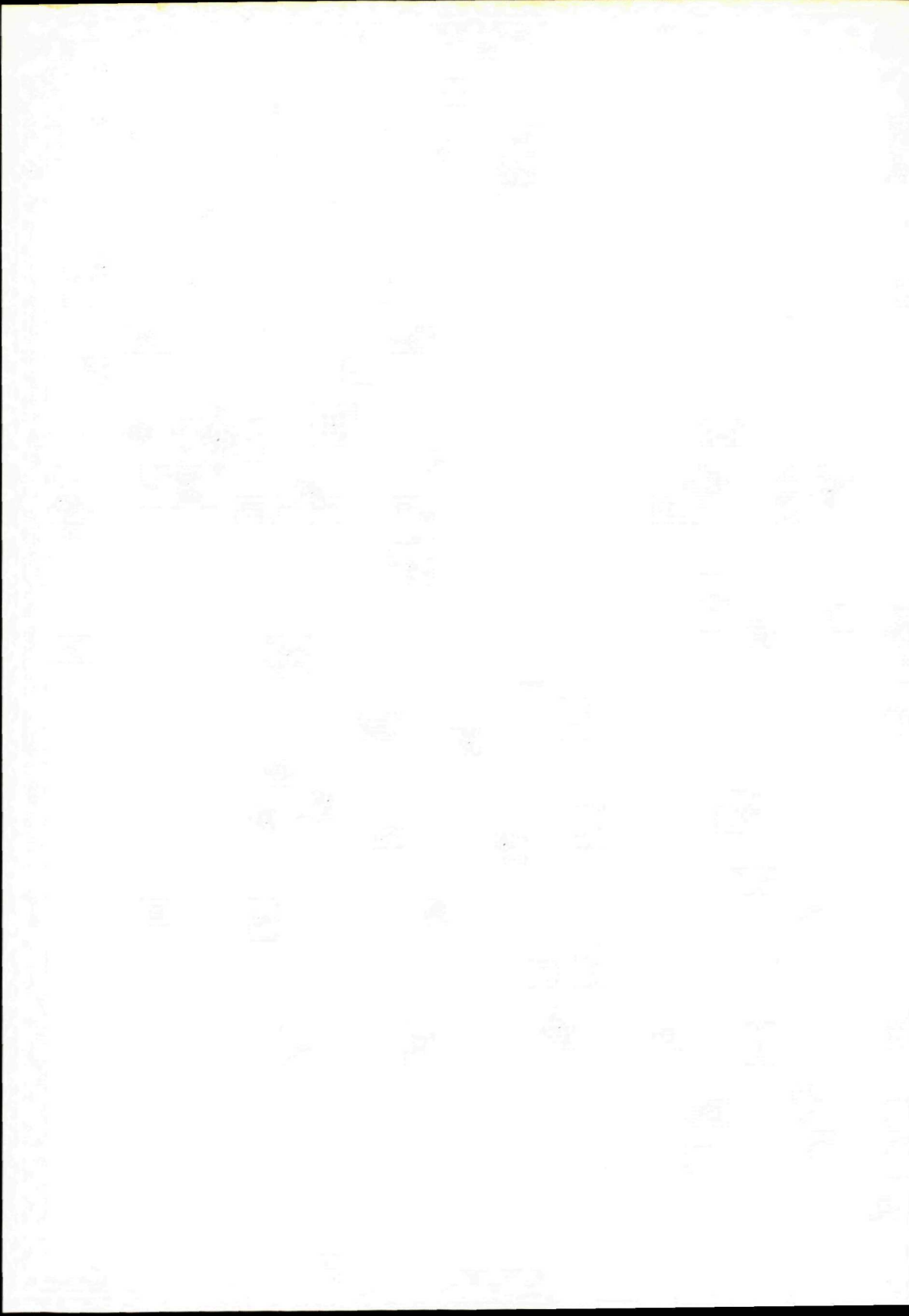


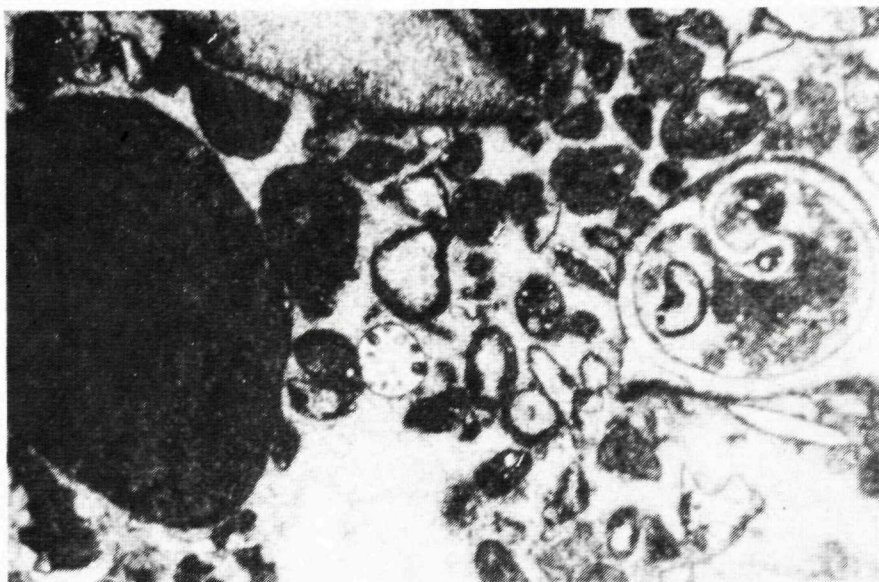




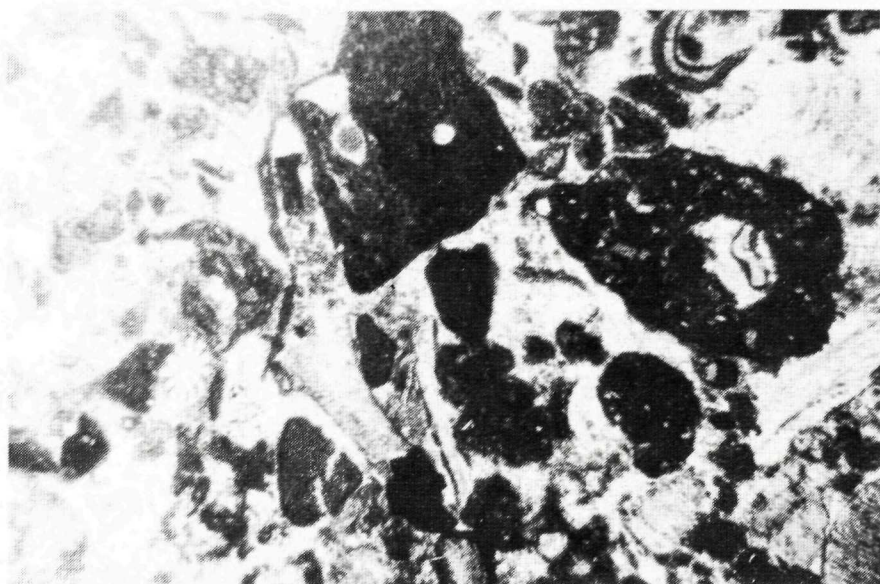




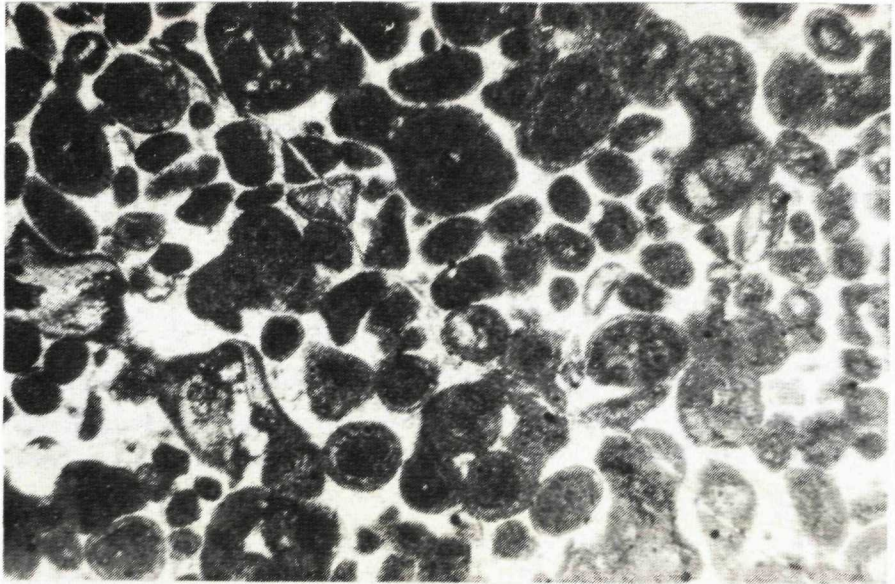




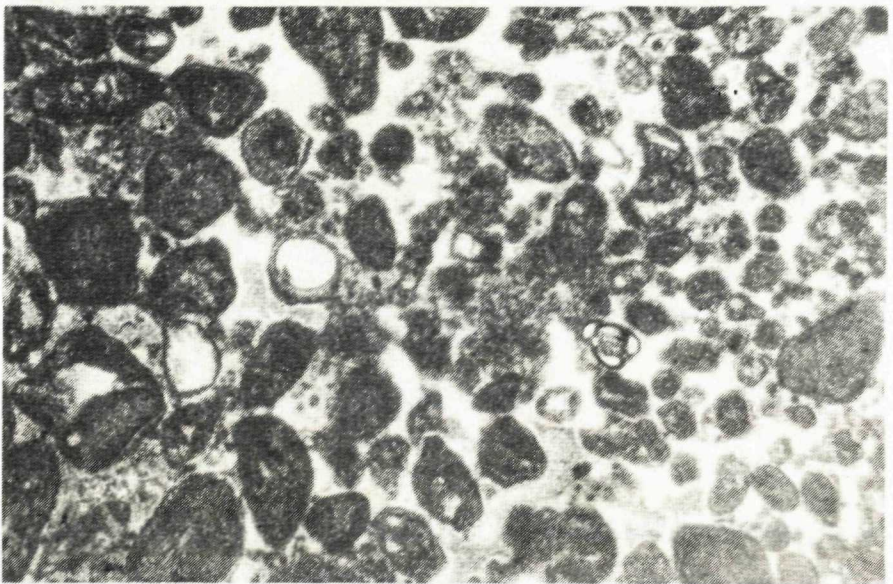
1



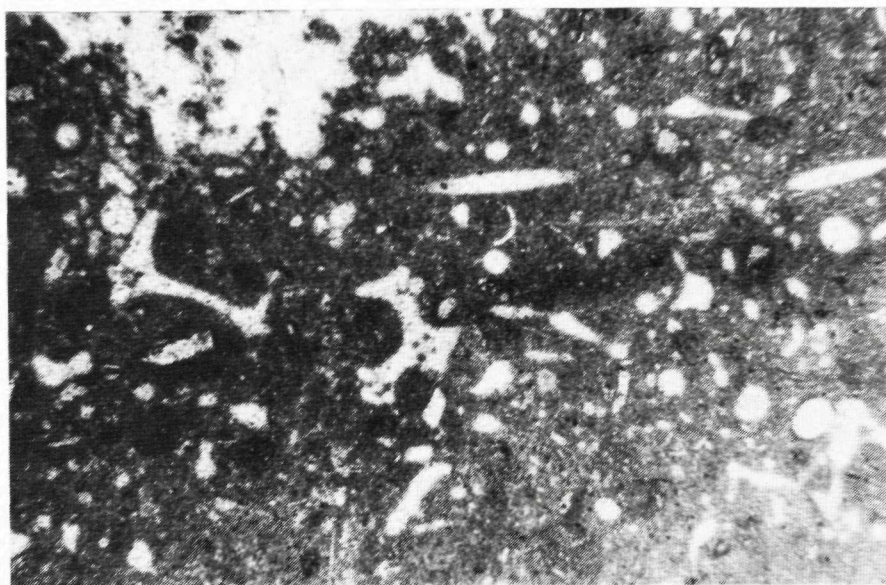
2



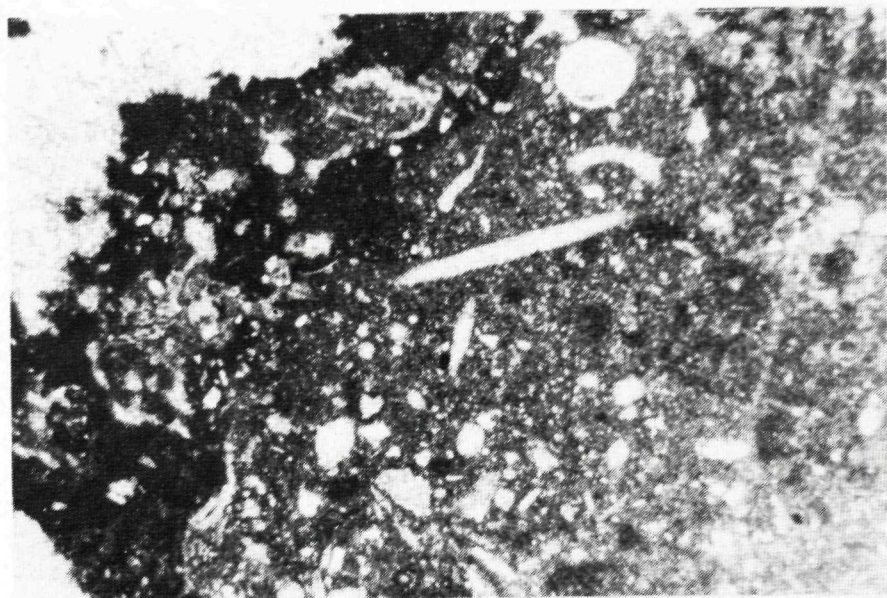
1



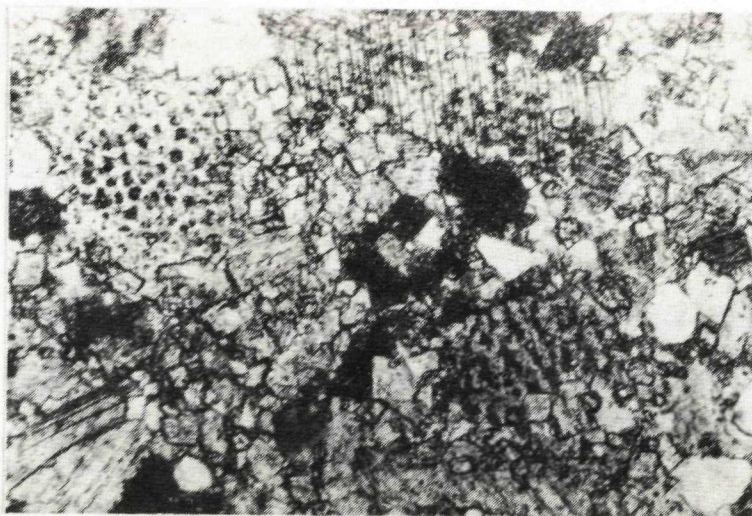
2



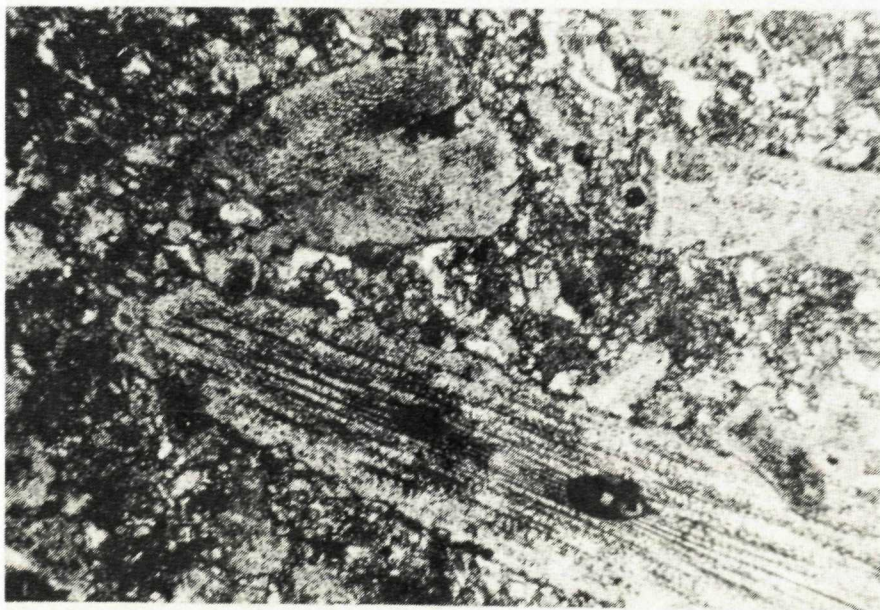
1



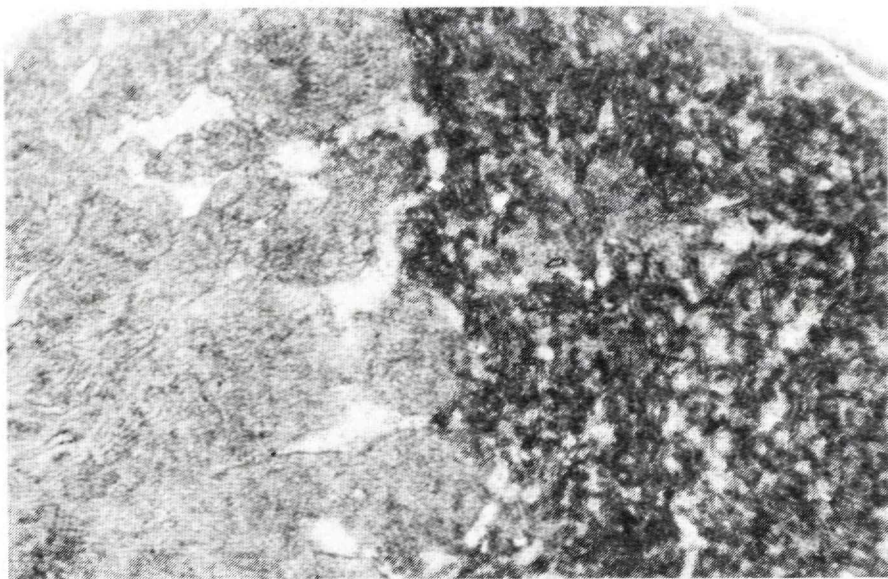
2



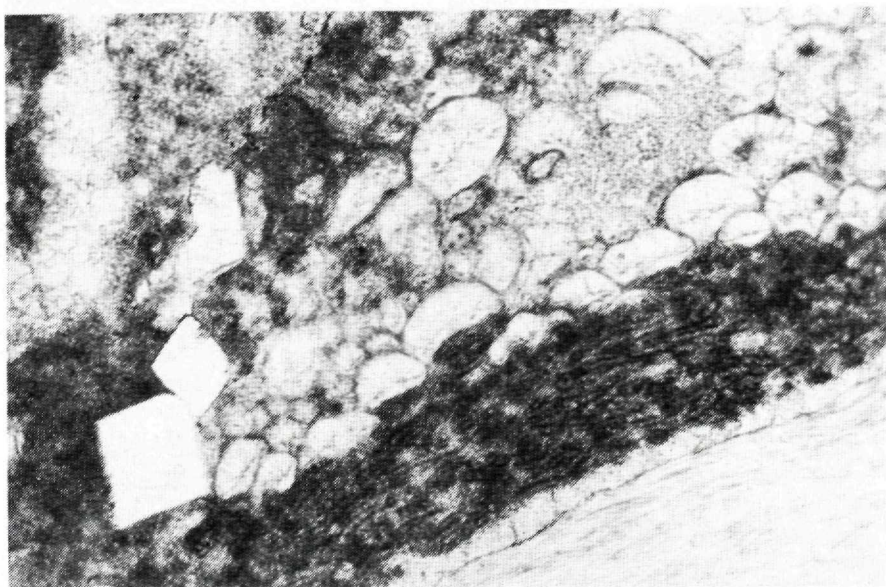
1



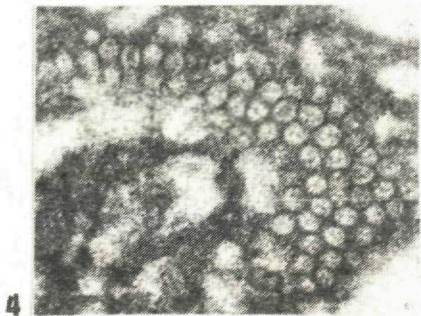
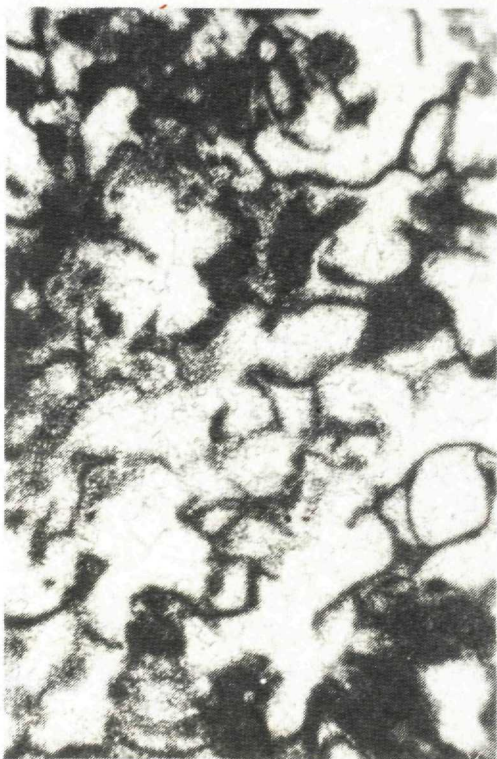
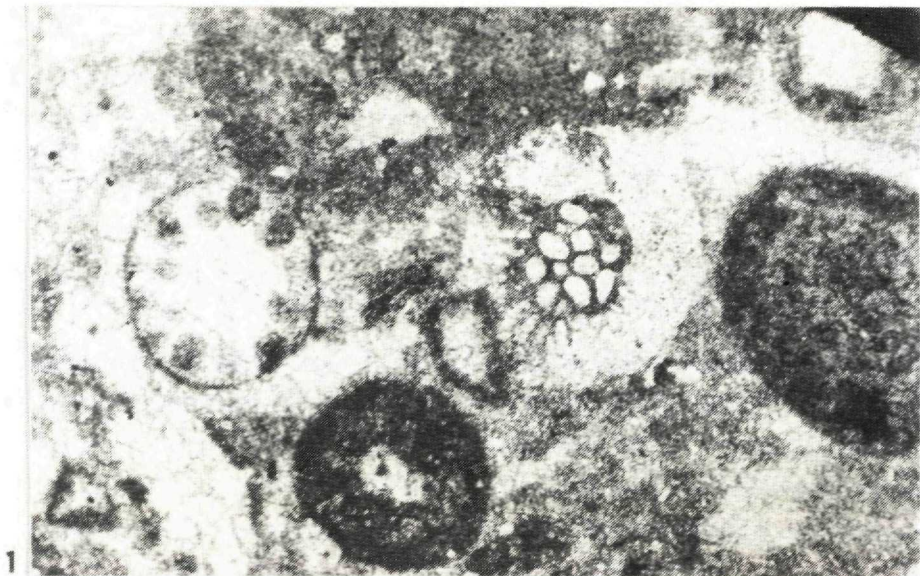
2

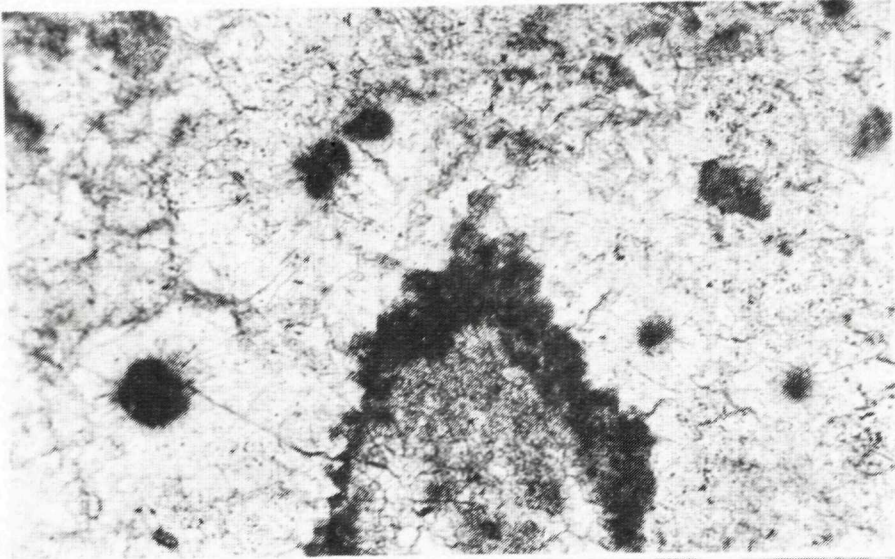


1



2





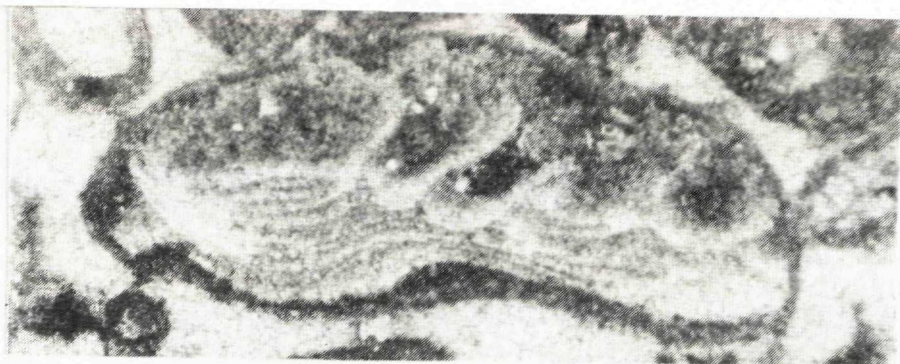
1



2



3



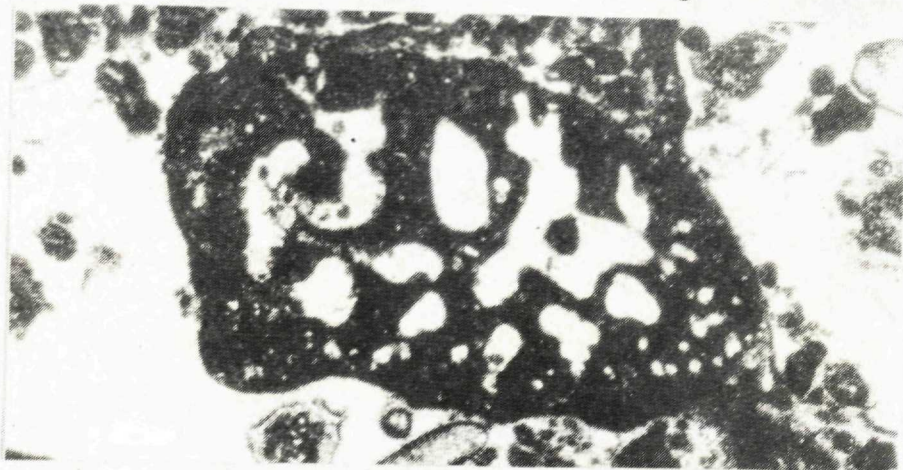
1



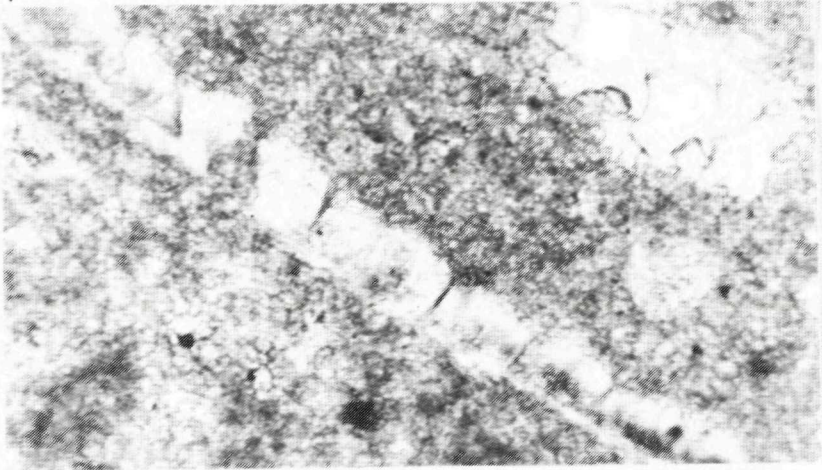
2



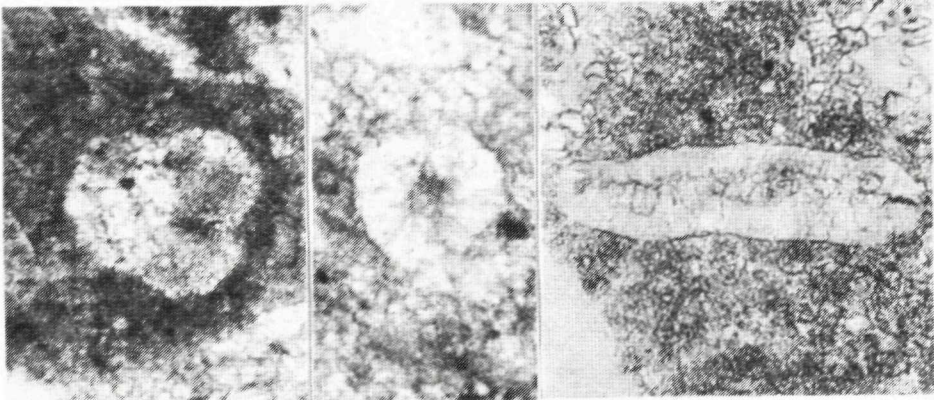
3



4



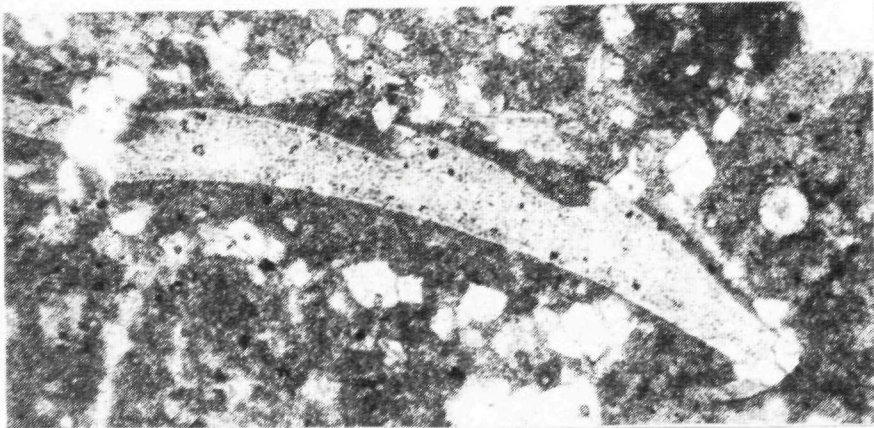
1



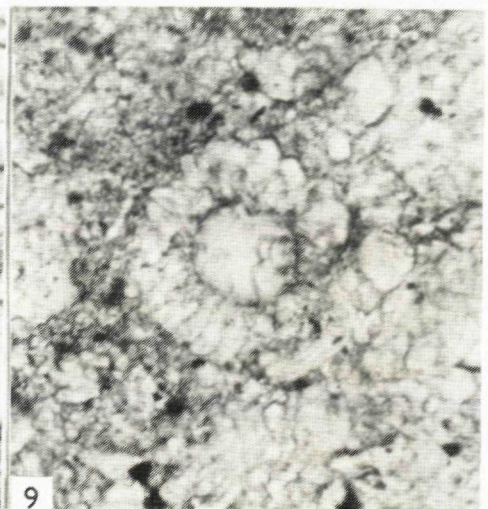
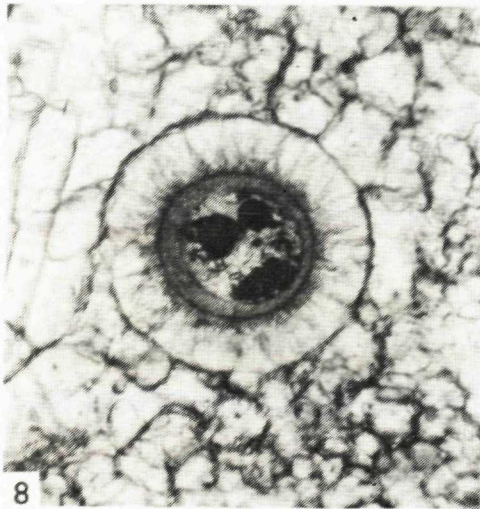
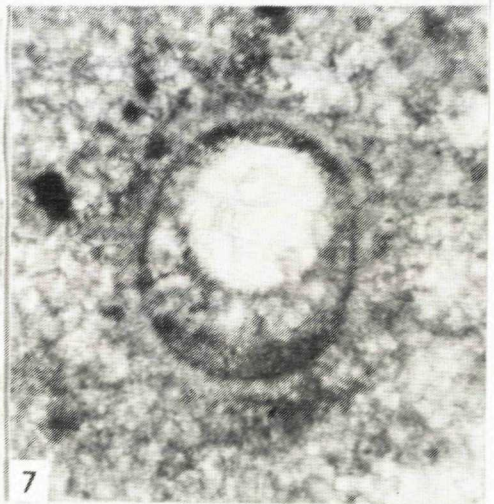
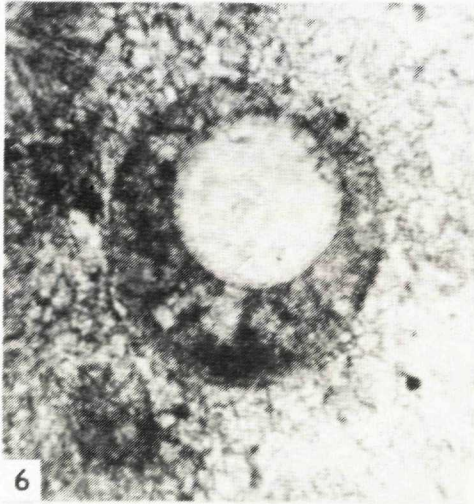
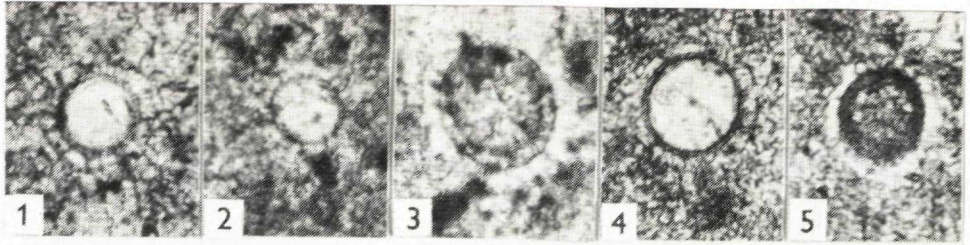
2

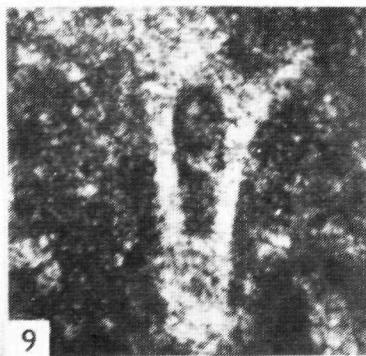
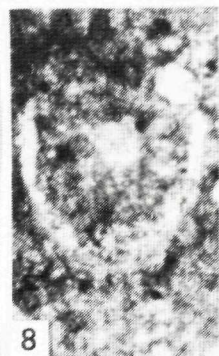
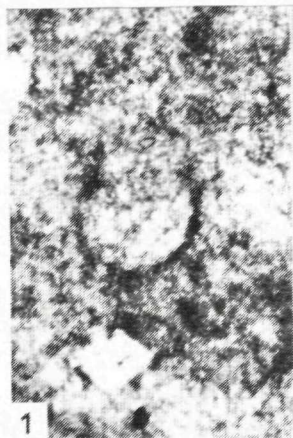
3

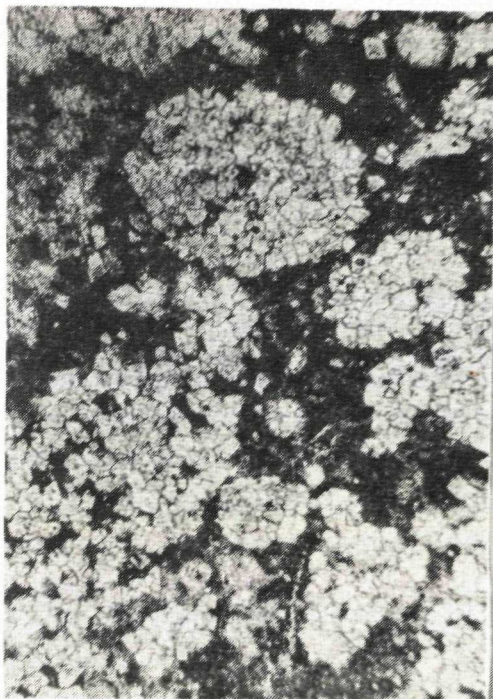
4



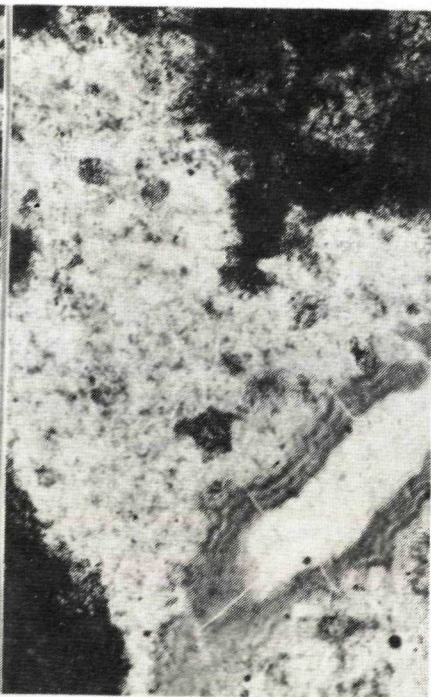
5







1



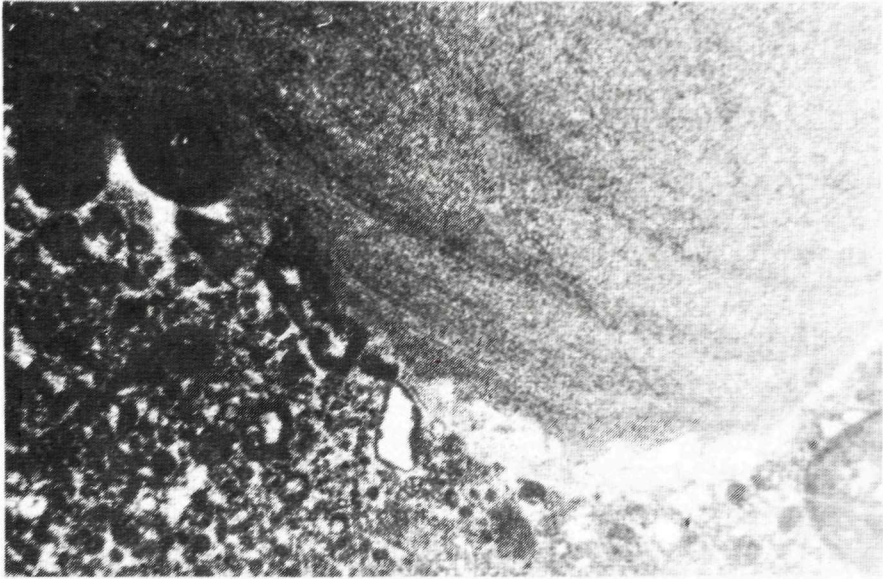
2



3



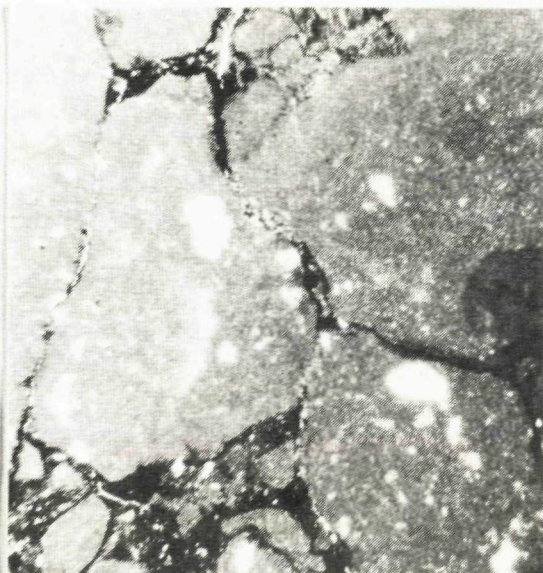
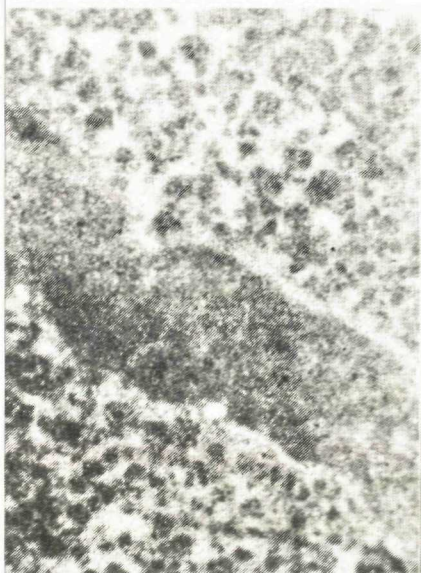
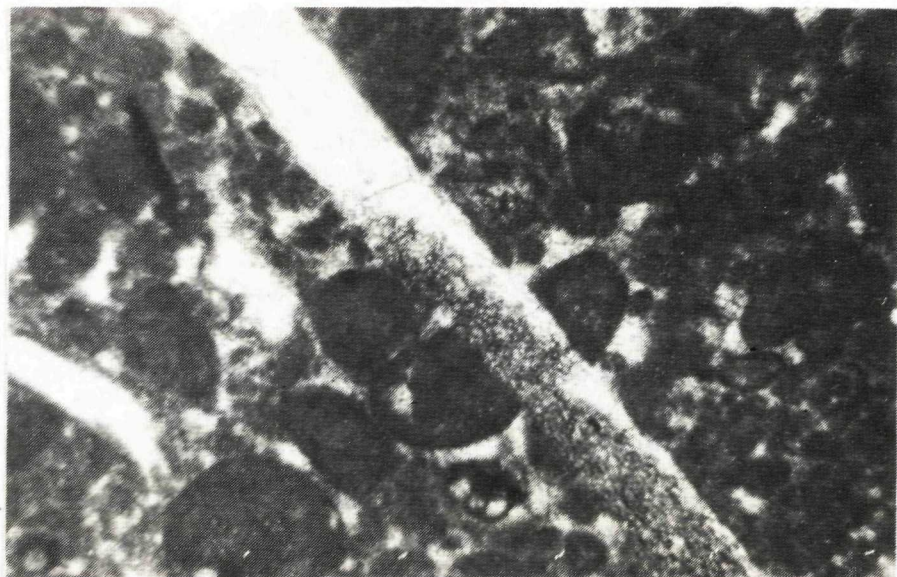
4

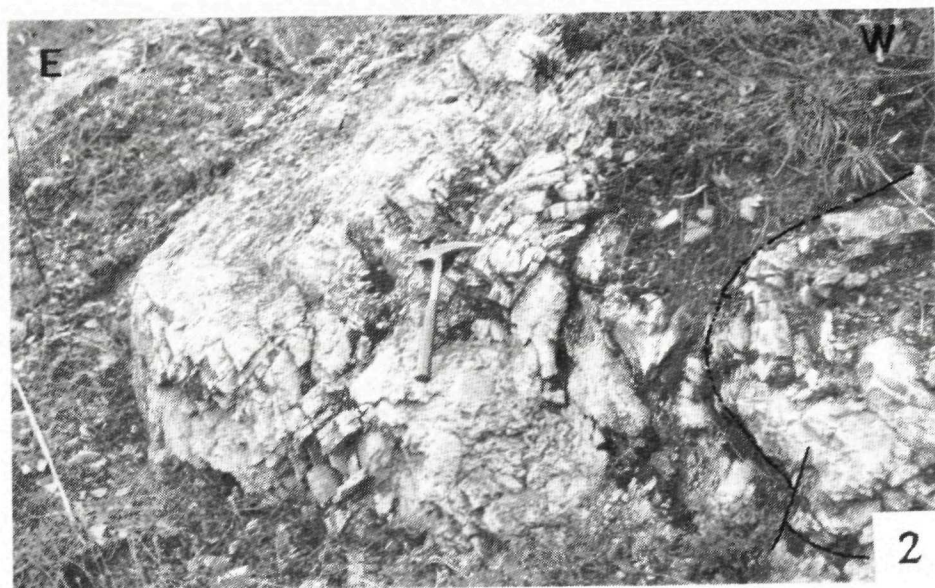


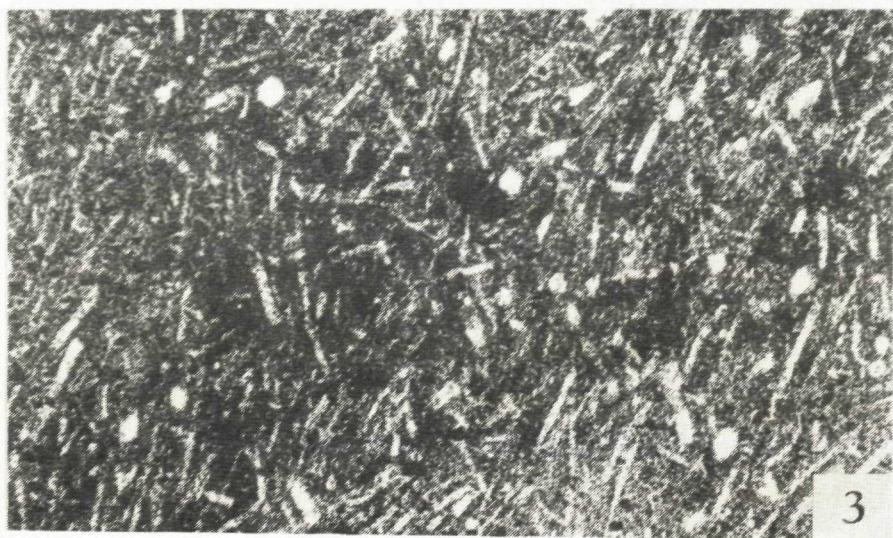
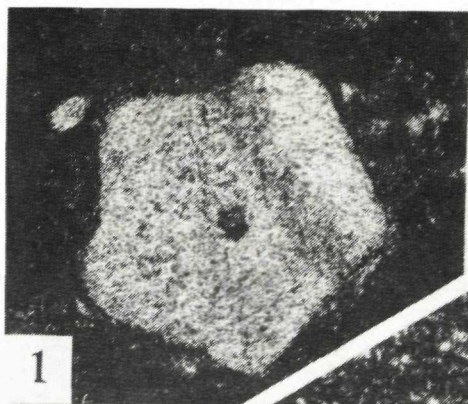
1

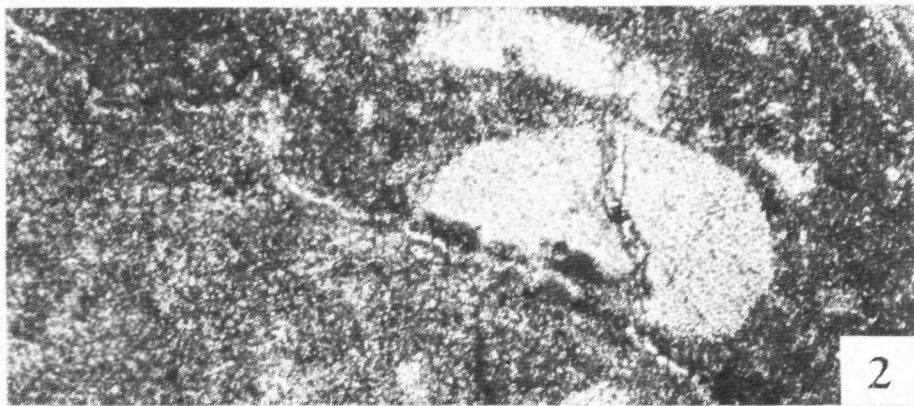
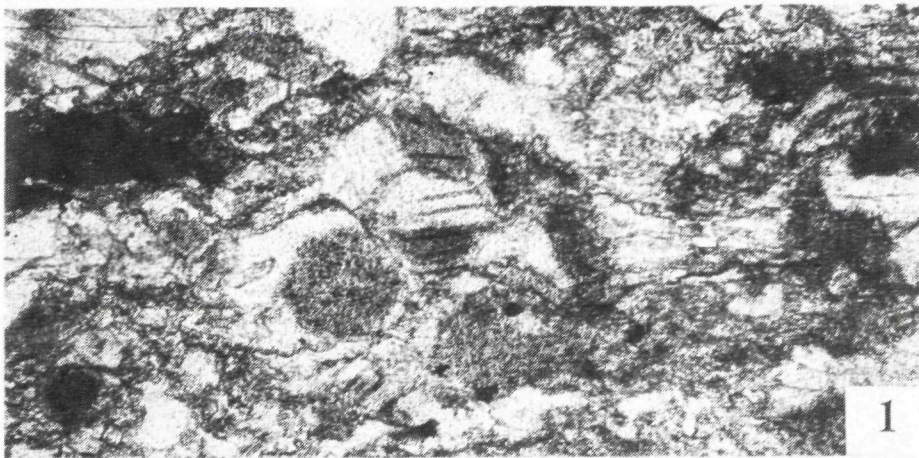


2



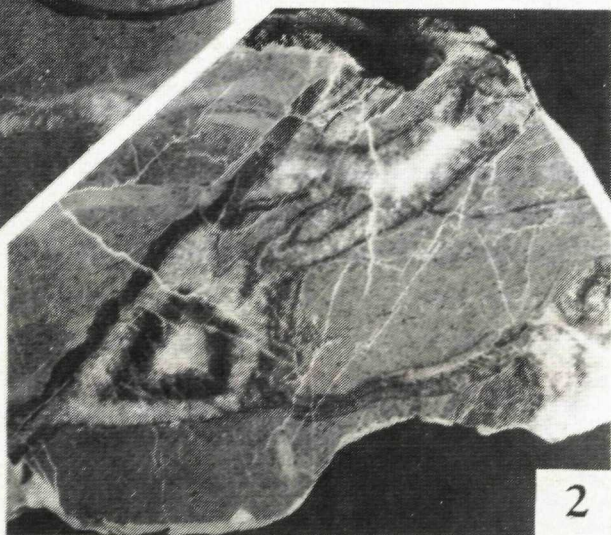








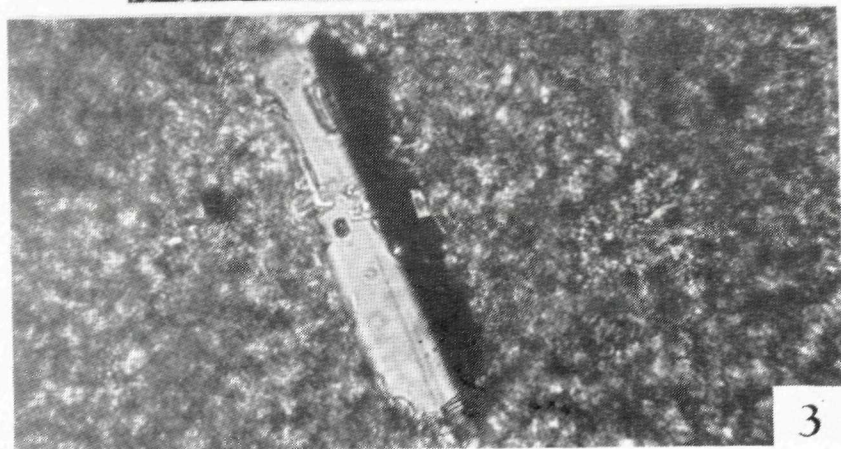
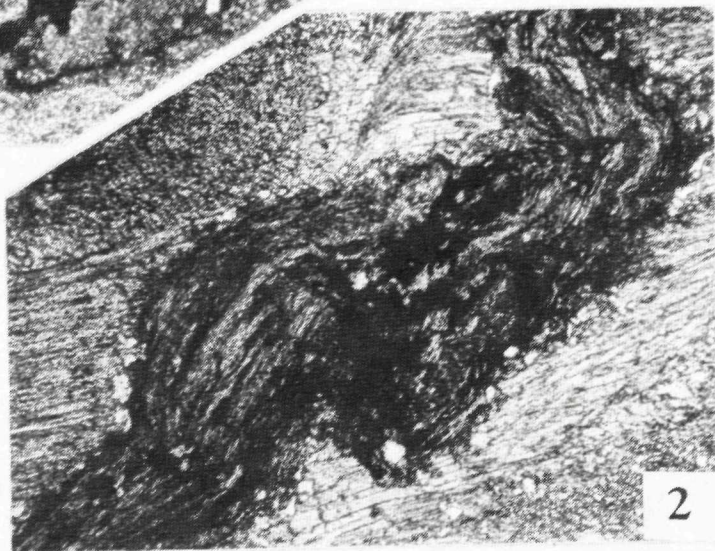
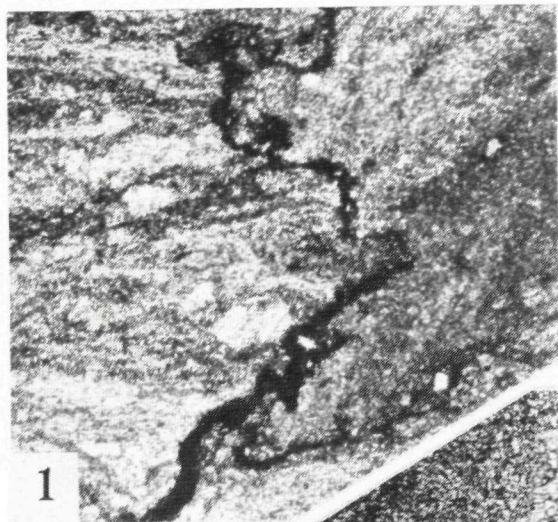
1



2

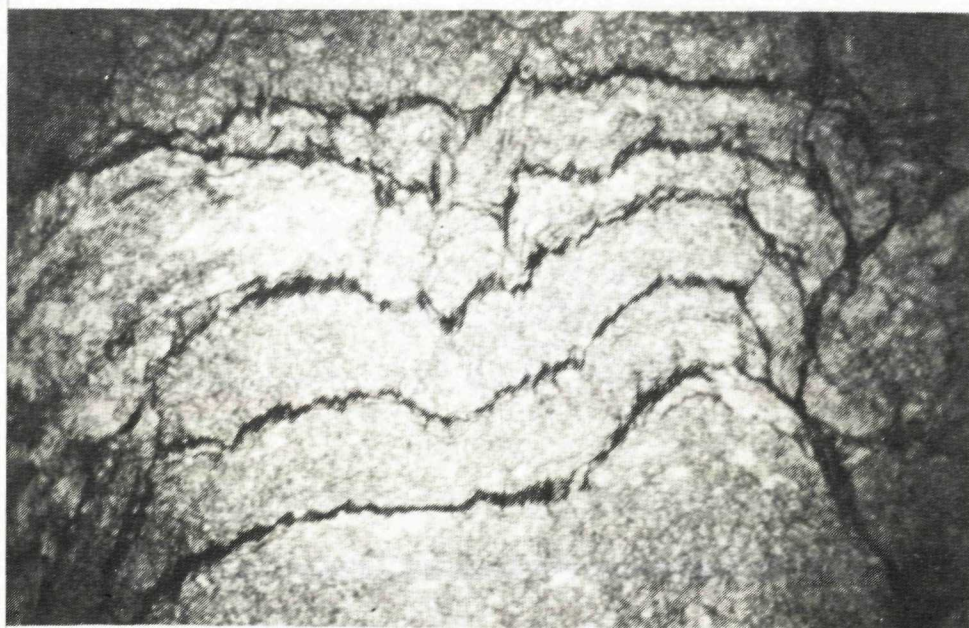


3

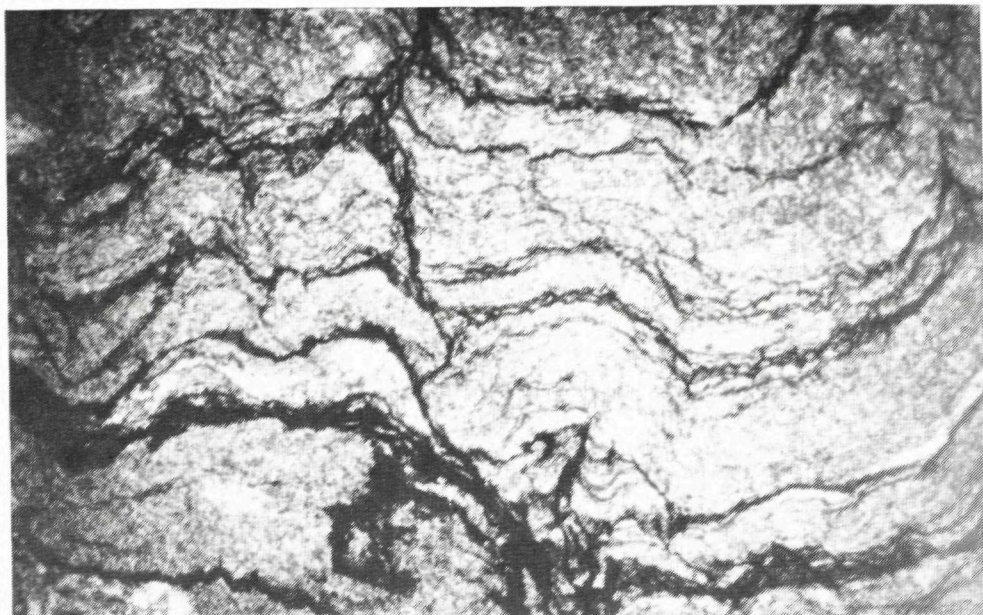




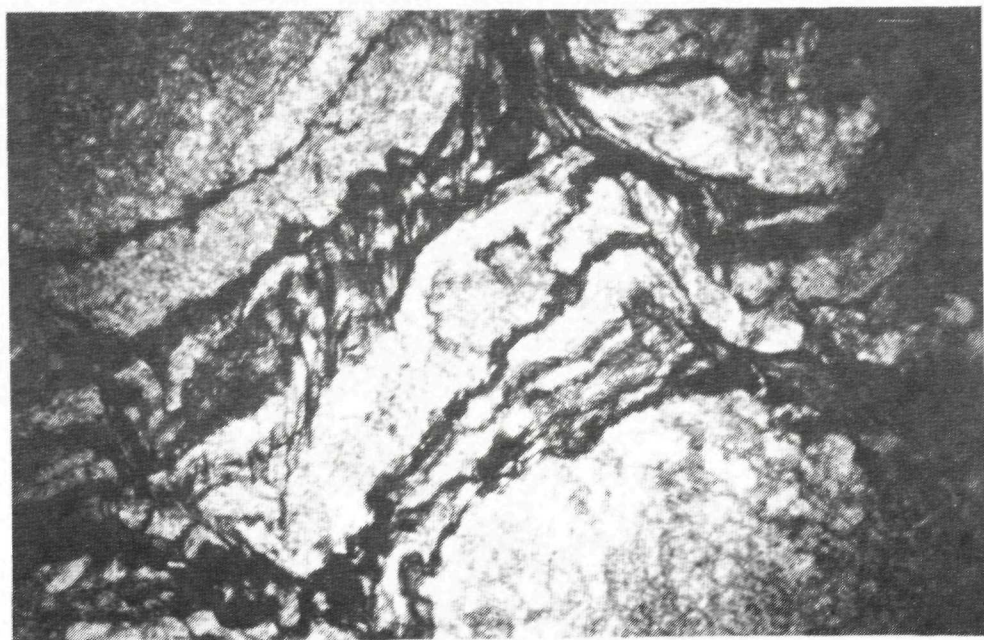
1



2



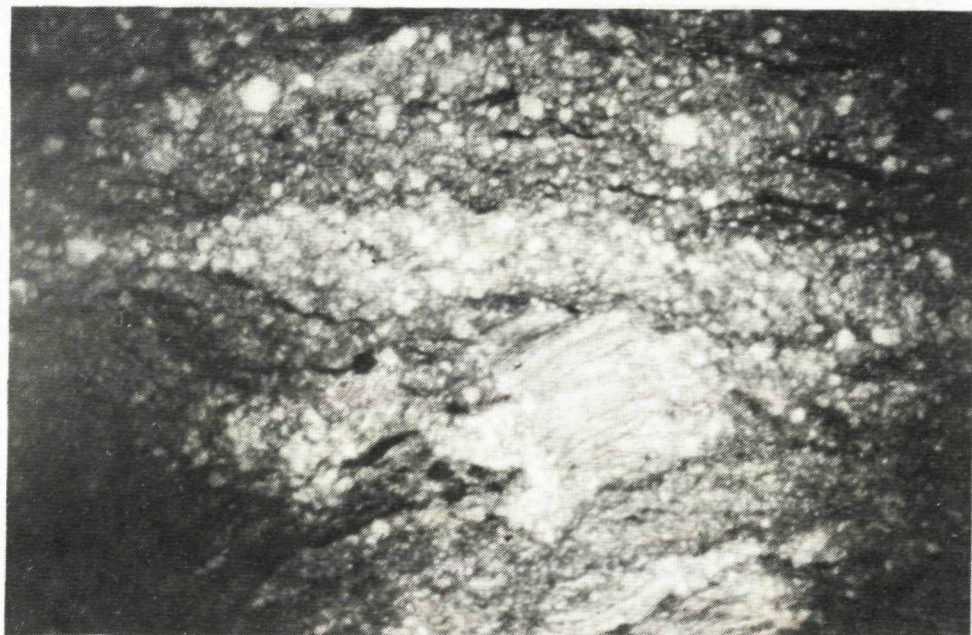
1



2



1



2