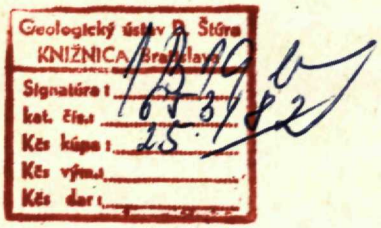
GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 77

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1982



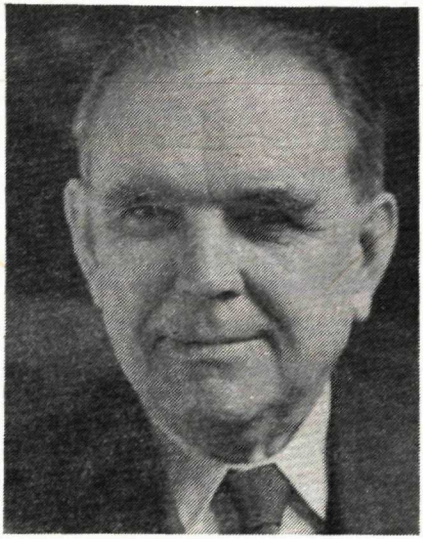
© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1982

OBSAH – CONTENTS – SOMMAIRE

Fusán, O.–Samuel O.: Pozdrav k 80. narodeninám akademika Jaromíra Koutka 7
Samuel, O.: Zdravica k životnému jubileu RNDr. Ota Fusána, DrSc., člena korešpondenta SAV 9
Dumitrică, P.–Mello, J.: On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR) – Vek rádiolaritov meliatskej skupiny a silického príkrovu z lokalít Držkovce a Bohúňovo (Slovenský kras) 17
Gaál, Ľ.: Stratigrafia a faciálne vzťahy triasových vápencov silického príkrovu v drienčanskom krase – Stratigraphy and facies relations among Triassic limestones of the Silica nappe in Drienčany karst 29
Mello, J.–Salaj, J.: Nález vápencov gosauskej kriedy v údolí Miglins (Slovenský kras) – Trouvaille des calcaires du Crétacé développés sous facies de Gosau dans la vallés de Miglinc (Karst de Slovaquie) 49
Šímová, M.: Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepencov bradlového pásma – Eclogitoid rock in pebbles of Cretaceous conglomerates of Klippen Belt 55
Gross, P.–Köhler, E.–Borza, K.: Zlepencové podmorské kužele z vnútrokarpatského paleogénu pri Pucove – On Eocene conglomerates at Pucov 75
Gross, P.–Samuel, O.: Geológia a stratigrafia južnej a centrálnej časti Levočských vrchov – Geology and stratigraphy of southern and central parts of Levočské vrchy Mts. 87
Biely, A.–Samuel, O.: K otázke veku červených vajskovských zlepencov v Lopejskej kotline – On the age of red "Vajskovský potok (brook) conglomerates" in Lopejská dolina (valley) . 103
Vass, D.–Elečko, M.: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko) – Kiscelian to Eggenburgian lithostratigraphic units in Rimavská kotlina (depression) and Cerová vrchovina Mts. (South Slovakia) 111
Marschalko, R.: Paleotektonický význam flyšových sedimentov pri analýze kôry alpínskej geosynklinály – Paleotectonic significance of flysch sediments for analysis of alpine geosyncline crust 125
Lehotský, I.: Nové poznatky o štruktúrach Trangošky a Konského grúňa – New data on Trangoška and Konský Grúň structures 135
Hanzel, V.–Polák, M.: Niekoľko geologických a hydrogeologických poznatkov o mezozoiku v predpolí Vysokých Tatier – Hydrogeological and geological data on Mesozoic in foreland of Vysoké Tatry (High Tatra Mts.) 141
Žáková, E.: Mineralógia vybraných typov kôry zvetrávania v západnej časti stredoslovenských neovulkanitov – Mineral composition of some rock wastes in Central Slovakian neovolcanic region 155
Štubňa, S.: Nález antimonitu v bentonitoch ložiska Jelšový potok I – Antimonite in bentonites of deposit Jelšový potok I 165
Vozár, J.: Recenzia knihy „Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny" autorského kolektívu: D. Vass – V. Konečný – J. Šefara – M. Filo – J. Pristaš 169
Gašparik, J.: Recenzia knihy „Princípy a metodika geochemických výskumov pri prognózovaní a vyhľadávaní rudných ložísk" (Principy i metodika geochimičeskich issledovanij) – (Metodičeskie rekomendacii) 171
Mišík, M.: Recenzia knihy J. Vozár – A. Vozárová (edit.): Permian of the West Carpathians . . 173

Geologické práce, Správy 77, s. 7—8, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

92



Pozdrav k 80. narodeninám akademika Jaromíra Koutka

Dňa 1. apríla 1982 si celá československá geologická verejnosť s radosťou a úctou pripomína životné jubileum vynikajúceho vedca-geológa, akademika Jaromíra Koutka. Jubilant patrí k priekopníckej československej geologickej generácii, ktorá sa zlatými písmenami zapísala do dejín výskumu a rozvoja geologických vied v Československu. V tejto súvislosti treba hodnotiť aj činnosť akademika Jaromíra Koutka, ktorý celý život zasvätil výskumu Českého masívu, Západných Karpát a pedagogickej činnosti. Pri výchove odborníkov plným priehrštím rozdával bohaté teoretické vedomosti i osobné skúsenosti zo svojej širokej výskumnej palety. Charakteristickou črtou jeho pedagogickej činnosti bol citlivý, ľudský a otcovský prístup k mladým adeptom geológie so živým záujmom o ich osobné a sociálne problémy, čím im umožnil ľahšie prekonávať náročnosť štúdia. Preto všetci jeho žiaci s láskou a úctou spomínajú na neho.

Plodná výskumná činnosť akademika Jaromíra Koutka bola už podrobne zhodnotená pri jeho predchádzajúcich jubileách. Práce, ktoré akademik Koutek vykonal v Západných Karpatoch pred druhou svetovou vojnou, ako aj tesne po nej sú aj po časovom odstupe zdrojom základných a trvalých informácií, na ktorých stavajú slovenskí geológovia pri ďalšom výskume Slovenska. Príkladom aj súčasnej generácii môže slúžiť jubilantova dôkladnosť a precíznosť pri výskume a zostavovaní geologických máp. O pozitívnej hodnote týchto vlastností spojených s prísnym vedeckým prístupom k hodnoteniu získaných faktov najlepšie svedčí skutočnosť, že jeho závery v základných črtách neboli doteraz prekonané. V tomto ohľade treba osobitne vyzdvihnúť precíznosť jeho geologických máp z územia s takou zložitou geologickou stavbou a fyzicky takých náročných, ako je stredné Slovensko.

Práve z tejto oblasti pochádzajú jeho významné štúdie so širokou problematikou, čo svedčí o jubilantovej širokej vedeckej erudícii. V Nízkych Tatrách stanovil dva základné typy granitoidov – prašivský a ďumbiersky, vymedzil sériu Červenej Magury s jej litologickým a stratigrafickým obsahom. Z hľadiska tektonickej pozície správne interpretoval vrásu Tlstej, ako aj tektonickú pozíciu starohorského kryštalinika a jeho príslušnosť ku krížňanskému príkrovu. Je zaujímavé, že na príslušnosť lunzských vrstiev k triasu v Karpatoch, ako aj na pozíciu kösenských vrstiev

uprostred dachsteinských vápencov pri Hybiach poukázal po prvý raz práve akademik Koutek. Významnou mierou sa pričinil o poznanie stavby Prosečnianskych hôr, o stanovenie základnej litofaciálnej postupnosti paleogénu Liptovskej kotliny a faunistického obsahu paleogénu pri Priechode. Na základe poznatkov získaných v Alpách študoval v bradlovom pásme pestré sliene (púchovské, resp. globotrunkánové sliene) – couches rouges, zistil prítomnosť kalpionelových vápencov v Karpatoch a v mariatalských bridliciach (Malé Karpaty) videl analógiu k alpskej fácii čiernych brlidlíc jurského veku. O jeho širokej palete výskumov v Západných Karpatoch svedčí aj výskum neogénu v okolí Bratislavy, kde na základe vrtov stanovil vrstvený sled a opísal oolitické vápence od Dúbravky.

V tejto zdravici k významnému jubileu akademika Jaromíra Koutka sme sa obmedzili iba na jeho prínos k poznaniu geológie Západných Karpát. Jeho práca je výrečným svedectvom dnes nevídanej výkonnosti i všestrannej odbornosti jubilanta. Slovenskí geológovia túto jeho prácu veľmi oceňujú a vážia si aj jeho úprimný vzťah k Slovensku. Želajú akademikovi Jaromírovi Koutkovi do ďalších rokov veľa zdravia a osobnej pohody.

O. Fusán–O. Samuel

Geologické práce, Správy 77, s. 9–16, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

92

Zdravica k životnému jubileu RNDr. Ota Fusána, DrSc., člena korešpondenta SAV

Uprostred usilovnej a tvorivej práce sa dožil v marci roku 1982 významného životného jubilea popredný československý geológ, člen korešpondent Slovenskej akadémie vied Oto Fusán.

Jubilant sa narodil 30. marca 1922 v malej osade pri Starých Horách v Dolnej Tureckej. Po piatich rokoch ľudovej školy, ktoré vychodil vo svojom rodisku, študoval na štátnom reálnom gymnáziu v Banskej Bystrici. Po maturite v roku 1941 sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu slovenskej univerzity v Bratislave. Azda aj pod vplyvom krásy jeho rodného kraja a rodinného (baníckeho) prostredia v prvých rokoch svojho štúdia sa venoval prírodopisu a zemepisu, kým v posledných rokoch upútala jeho pozornosť geológia. Vysokoškolské štúdium ukončil v roku 1947. Pre jeho pracovitosť a nadanie si ho už v rokoch 1945–1947 vybral za asistenta vynikajúci vedec a znalec Západných Karpát akademik D. Andrusov, pod vedením ktorého vypracoval dizertačnú prácu. Po jej úspešnom obhájení v roku 1948 získal titul doktora prírodných vied (RNDr.). V tom istom roku nastúpil do Štátneho geologického ústavu (v r. 1953 premenovaného na Geologický ústav Dionýza Štúra), kde pracuje dodnes.

Prvé roky jeho práce sú spojené s výskumom najkomplikovanejšej tektonickej jednotky Západných Karpát – bradlového pásma a priľahlých jednotiek. Povojnový budovateľský rozmach našej vlasti vyžadoval nutne riešiť širokú paletu nielen teoretických, ale aj praktických problémov, takže hneď po nástupe do ústavu bol poverený riešením inžinierskogeologických úloh spojených s výstavbou vodných diel na Orave, Váhu a Hornádu, ako aj železničných stavieb a ložiskovej geológie. Od roku 1951 do roku 1959 jeho vedecká práca je spätá hlavne s výskumom rudne najpotencionálnejšej oblasti – Spišsko-gemerského rudohoria a priľahlej časti Čiernej hory. Vďaka jeho usilovnosti, cieľavedomej a systematickej práci, spojenej s obdivuhodným a pre neho príslovečným optimizmom nielen prekonával mnohé dobové ťažkosti, ale bol vždy spolutvorcom každej konštruktívnej idey formujúcej sa slovenskej geológie. Ak posudzujeme jubilantovu vedeckú činnosť v tomto kontexte, zaslúžene sa dodnes oceňuje jeho priekopnícka práca o litostratigrafii paleozoika a mezozoika a o tektogenéze spojené s geologickým mapovaním.

Výsledkom týchto výskumov bola prvá publikovaná geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1:100 000, ktorá slúžila ako základ pre ďalšie výskumné práce. Z problematiky Spišsko-gemerského rudohoria obhájil v roku 1962 kandidátsku dizertačnú prácu. Pre svoje rozsiahle skúsenosti z aplikovanej a regionálnej geológie a pre svoju precíznosť v geologickom mapovaní bol jubilant vymenovaný za hlavného redaktora generálnych geologických máp ČSSR v mierke 1:200 000 za územie Slovenska, pričom súčasne bol aj redaktorom listu Vysoké Tatry, Rimavská Sobota a spoluredaktorom listu Zvolen a Trebišov. Zároveň pre uvedený účel zmapoval oblasť Čiernej hory a čiastočne Branisko. Toto kolektívne dielo československých geológov, ktoré po ukončení bolo ocenené Radom republiky a plaketou k 20. výročiu oslobodenia, treba hodnotiť ako významný medzník v rozvoji geologických vied u nás. Preto prínos jubilanta i každého, kto sa svojou statočnou prácou a umom o to pričinil, treba aj po dvadsaťročnom časovom odstupe osobitne oceniť. Jubilant Dr. O. Fusán bol v období po ukončení generálnych máp hlavným redaktorom slovenskej časti Geologickej mapy ČSSR 1:500 000 a Tektonickej mapy ČSSR 1:1 000 000.

Ďalší významný prínos člena korešpondenta O. Fusána pre slovenskú geológiu je predovšetkým vo výskume substrátu terciérnych sedimentov a štúdiu hlbších častí zemskej kôry. Aj v tejto sfére sa vypracoval vďaka jeho zmyslu pre tímovú prácu na popredného československého interpréta s fundovanou znalosťou problematiky nielen z regionálnej geológie, ale aj z geofyzikálnych metód. Výsledkom úzkej a príkladnej spolupráce kolektívu geológov a geofyzikov bola práca, v ktorej podali obraz o morfoštruktúrach a geologickej stavbe podložia stredoslovenských neovulkanitov; tie sú najmä v poslednom desaťročí predmetom intenzívneho výskumu v súvislosti so stanovením prognóz nerastných surovín. Túto tematiku podrobne spracoval v doktorskej dizertačnej práci, po obhájení ktorej roku 1970 dostal hodnosť doktora vied (DrSc.). V posledných rokoch sa jubilant venuje hlbinnej a blokovej stavbe Západných Karpát. Výsledky týchto výskumov (spojené s mapou substrátu a reliéfu) sú zhrnuté v kolektívnej syntetizujúcej monografickej práci. Jubilantov prínos k poznaniu geológie Karpát je odbornej verejnosti doma i v zahraničí známy z takmer 80 publikácií, z ktorých viaceré svojím dosahom presahujú regionálny rámec. Na druhej strane nemenej záslužná je i jeho popularizačná a spoločenská práca. Z tejto sféry osobitnú zmienku si zasluhuje „Geológia Slovenska", v ktorej zrozumiteľnou formou sprístupnil širokej verejnosti geologickú stavbu Západných Karpát v diele „Slovensko II – Príroda". Veľký podiel má aj na zostavení hesiel do „Encyklopédie Slovenska".

Pracovný profil dr. O. Fusána by bol veľmi zúžený, keby sme nespomenuli aj jeho vedecko-organizačnú činnosť. Hneď po oslobodení, keď sa na širokej báze začala budovať geologická služba na Slovensku, aktívne a účinne sa zapojil prakticky do všetkých organizačných činností, ktorými u nás geológia prešla. V Geologickom ústave D. Štúra prešiel všetkými stupňami hierarchie počnúc od radového pracovníka cez vedúceho oddelenia (ktoré bolo vybudované najmä jeho zásluhou), ďalej vedúceho sektora regionálneho výskumu (1964–1968), námestníka riaditeľa (1968–1969) až po riaditeľa (1969–1976). Je členom rôznych odborných a vedeckých komisií a inštitúcií v ústave, ako aj v národných i celoštátnych orgánoch.

V rokoch 1964 až 1966 bol tajomníkom Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie za ČSSR. Po krátkom prerušení v roku 1968 opäť preberá túto funkciu a zastáva ju dodnes, pričom v rokoch 1973–1977 bol jej prezidentom. Je predsedom československého národného geologického komitétu (od r. 1980) a predsedom problémovej komisie (od r. 1981) IX. mnohostrannej spolupráce akadémií socialistických štátov. Je dlhoročným členom kolégia Slovenskej i československej akadémie vied a viacerých vedeckých a redakčných rád. Je dlhoročným aktívnym členom Slovenskej geologickej spoločnosti. V rokoch 1978 až 1981 bol jej predsedom.

Popri výskumnej a organizačno-vedeckej práci venoval sa výchove odborných kádrov. V rokoch 1958–1961 prednášal ako externý učiteľ na Prírodovedeckej fakulte univerzity Komenského historickú geológiu, viedol študentov pri diplomových prácach. Je školiteľom ašpirantov z odboru geológie a predsedom komisie pre obhajobu kandidátskych dizertačných prác i členom komisie pre obhajobu doktorských prác.

Za vedeckú a organizačnú prácu bol jubilant poctený viacerými štátnymi i rezortnými vyznamenaniami: „Rad červenej zástavy práce" (1968), „Najlepší pracovník geologickej služby" (1980), „Za zásluhy o výstavbu" (1970), „Plaketu Dionýza Štúra SAV" (1975) a iné; ako popredný slovenský vedec bol v roku 1978 zvolený za člena korešpondenta Slovenskej akadémie vied.

Výraznou a príkladnou črtou člena korešpondenta Ota Fusána je skromnosť a optimizmus, neustále sprevádzaný príslovečným úsmevom, zmysel pre čestnosť a kolektívnu prácu. Svoje bohaté odborné skúsenosti plným priehrštím odovzdáva kolegom, pričom je na druhej strane tolerantný ku každému racionálnemu názoru. Výsledkami svojej práce sa zaraďuje medzi významných znalcov Západných Karpát a platí za popredného geofyzikálneho interpréta. Vyššie spomínané osobné vlastnosti túto skutočnosť umocňujú do takej roviny, že nám môže byť vzorom nielen ako vedecký pracovník, ale aj ako človek so zmyslom pre spravodlivosť, humánnosť a kolektívnosť.

Priatelia, kolegovia, spolupracovníci a celá geologická verejnosť mu želajú do ďalších rokov veľa zdravia, osobnej pohody a mnoho tvorivých i organizačných úspechov.

O. Samuel

Zoznam publikovaných prác

1. Fusán, O. 1950: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika gemeríd. Geol. Zbor. 1, 2–4, Bratislava, 106–109.
2. Bystrický, J.–Fusán, O.–Kantor, J. 1952: Výskyty sedimentárnych železných rúd vo werfene Spišskogemerského rudohoria. Uhlí a rudy, 2, 1, Praha, 29–30.
3. Fusán, O. 1953: Práca Dionýza Štúra o Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Zbor. 4, 1–2, Bratislava, 73–75.
4. Fusán, O.–Šalát, J. 1953: Výskyty mladšieho paleozoika v oblasti Hodruše–Vyhne. Geol. Zbor. 3, 1–2, Bratislava, 165–170.
5. Fusán, O.–Kamenický, J.–Kuthan, M. 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. 4, 1–2, Bratislava, 163–220.
6. Bystrický, J.–Fusán, O.–Kantor, J. 1953: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo verféne Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zbor. 3, 1–2, Bratislava, 135–151.
7. Fusán, O. 1954: Poznámky ku geológii juhovýchodnej časti pohoria Čiernej hory. Geol. Zbor. 5, 1–4, Bratislava, 111–115.
8. Fusán, O. 1954: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 1, Bratislava, 38–40.
9. Fusán, O.–Kantor, J. 1954: Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár (4465/4). Geol. Práce, Správy 1, Bratislava, 40–42.
10. Fusán, O.–Záruba, Q.–Hromada, J. 1954: Geologický výskum údolia Hornádu pre štúdia vodných diel medzi Margecanmi a Kysakom. Geol. Práce, Geotechnika 7, Bratislava, 1–48.
11. Bystrický, J.–Fusán, O. 1954: Geologické pomery Hrádku pri Štítniku. Geol. Zbor. 5, 1–4, Bratislava, 140–145.
12. Fusán, O.–Máška, M.–Zoubek, V. 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 2, Bratislava, 3–15.
13. Bystrický, J.–Fusán, O. 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. Věst. Ústř. Úst. Geol. 30, Praha, 28–29.
14. Fusán, O.–Máška, M. 1956: K stratigrafii gotlandu (?) v gemeridách. Geol. Práce, Správy 7, Bratislava, 65–74.
15. Fusán, O. 1957: Paleozoikum Gemeríd. Geol. Práce, Zošit 46, Bratislava, 17–37.
16. Fusán, O. 1957: Bindt-rudnianské zlepence v lome východne od Mária huty. Geol. Práce, Zošit 46, Bratislava, 138–139.
17. Fusán, O. 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. Práce, Správy 12, Bratislava, 34–42.
18. Fusán, O. 1958: Geológia územia medzi obcou Kociha na rieke Rimave a obcou Zelené na rieke Ipli. Geol. Práce, Správy 13, Bratislava, 3–10.
19. Fusán, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. Práce, Zošit 55, Bratislava, 171–180.
20. Fusán, O. 1959: Über die Entwicklung des Jungpaleozoikums in den Westkarpaten. Annales instituti geologici publici Hungarici, 49, 2, Budapest, 409–416.
21. Fusán, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej Hory. Geol. Práce, Správy 18, Bratislava, 31–37.
22. Fusán, O. 1960: Význam diela D. Štúra. In: Práce Dionýza Štúra, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 7–14.
23. Fusán, O. 1961: Entwicklung des Banes des Gebirges Spišskogemerské rudohorie. Geol. Práce, Zošit 60, Bratislava, 57–64.
24. Bystrický, J.–Fusán, O. 1961: O sádrovcovo-anhydritových ložiskách Slovenského krasu. Geol. průz. 3, 8, Praha, 225–227.
25. Fusán, O. 1962: Stratigrafické postavenie karbonátového súvrstvia medzi Tuhárom a Ružinou, severne od Lučenca. Geol. Práce, Zošit 62, Bratislava, 219–222.
26. Fusán, O. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Rimavská Sobota (Paleozoická a tektonická časť), Bratislava, 1–124.

27. Fusán, O. 1963: Développement de la structure géologique du gisement minier Spisco-Ghemerc. Association géologique carpato-balkanique V^e Congres, Bucarest, 61–68.
28. Fusán, O. 1963: Kratkij geologičeskij očerk centralnoj zony Zapadnych Karpat. Nekotoryje rudnye mestoroždenija Zapadnych Karpat. Maršrutnij putevoditeľ, Praha, 9–16.
29. Fusán, O. 1963: A brief outline of the Western Carpathians. Guide to excursion, Praha, 9–15.
30. Fusán, O. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Zvolen (paleozoická a tektonická časť). Bratislava, 1–132.
31. Fusán, O. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Trebišov–Čierna (paleozoická a tektonická časť). Bratislava, 1–110.
32. Fusán, O, 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry (paleozoická a tektonická časť), Bratislava, 1–216.
33. Fusán, O.–Snopko, L. 1963: Bauelemente der Gemeriden. Geol. Práce, Správy 28, Bratislava, 89–102.
34. Fusán, O. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Košice (časť Spišsko-gemerské rudohorie, Branisko, Čierna hora). Bratislava, 1–254.
35. Fusán, O.–Ilavský, J.–Kotásek, J.–Krs, M.–Smíšek, M.–Uhman, J. 1965: Geologická interpretace tíhových a aeromagnetických měření ve Spišsko-gemerském rudohoří. Sbor. geol. vied, Rada Západné Karpaty 4, Bratislava, 7–28.
36. Biely, A.–Fusán, O. 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Ľubeník – Margecany Linie. Carpatho-Balkan Geological Asociation, VII. Congres, Reports, Part I, Sofia, 143–147.
37. Ďuratný, S.–Fusán, O.–Kuthan, M.–Plančár, J.–Zbořil, L. 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpathen durch geophysikalische Methoden. Geol. Práce, Správy 36, Bratislava, 173–197.
38. Fusán, O. 1967: Spišskogemerské paleozoikum. In: Regionální geologie ČSSR, Díl II. Západní Karpaty, sv. 1. Praha, 373–411; 442–444; 457–458.
39. Fusán, O. 1967: Dimitrij Andrusov 70 ročný. Geol. Práce, Správy 41, Bratislava, 7–9.
40. Fusán, O. a kol.: 1967: Geologická mapa ČSSR (české a anglické vydanie). Měřítko 1:500 000. Vyd. Ústř. Úst. geol. Praha.
41. Fusán, O.: in: A. Biely 1967: Geologická mapa ČSSR (odkrytá; české a anglické vydanie). Měřítko 1:1 000 000. Vyd. Ústř. Úst. geol. Praha.
42. Fusán, O.: in: A. Biely 1967: Tektonická mapa ČSSR (české a anglické vydanie). Měřítko 1:1 000 000. Vyd. Ústř. Úst. geol. Praha.
43. Biely, A.–Fusán, O. 1967: Zum problem der Wurzelzonen der substatrischen Decken. Geol. Práce, Správy 42, Bratislava, 51–64.
44. Ďuratný, S.–Fusán, O.–Kuthan, M.–Plančár, J.–Zbořil, L. 1967: Sviaz glubinnogo strojenia s razvitiem subsekventnogo vulkanizma v strednej Slovakii. In: Nekotorije problemy geologii i metalogenii Zapadnych Karpat. Bratislava, 78–91.
45. Fusán, O.–Ďuratný, S.–Kuthan, M.–Plančár, J.–Zbořil, L. 1968: Relation of deep-seated structure to the development of subsequent volcanism in central Slovakia. Geol. Práce, Správy 44–45, Bratislava, 73–89.
46. Biely, A.–Bystrický, J.–Fusán, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Carpates occidentales internes. Rep. of XXIII sess. Int. Geol. Congr. Czechoslovakia 1968, Proc. of sect. 3, Orogenic Belts, Praha, 87–92.
47. Biely, A.–Bystrický, J.–Fusán, O. 1968: Zur Problematik der „subtatrischen Decken" in den Westkarpaten. Geol. Zbor. (Geol. carpathica) 19, 1, Bratislava, 295–296.
48. Fusán, O.–Gorek, A.–Mišík, M. 1968: Geologická stavba čs. Karpát. In: Československá vlastivěda, I. Příroda, sv. 1, Praha, 155–242.
49. Vass, D.–Marková, M.–Fusán, O. 1968: Dependence of the development of tertiary basins in the inner side of the west-carpathian arch upon the structure of the substratum. Geol. Práce, Správy 44–45, Bratislava, 137–147.
50. Fusán, O. 1969: Päťdesiatročné jubileum Ústredného ústavu geologického. Geol. Průzk. 11, 6, Praha, 162–163.
51. Fusán, O.–Kuthan, M.–Ďuratný, S.–Plančár, J.–Zbořil, L. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zbor. geol. vied, Rad Záp. Karpaty 10, Bratislava, 1–160.

52. Fusán, O.–Ibrmajer, D.–Plančár, J.–Slávik, J.–Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, Rad Záp. Karpaty 15, Bratislava, 1–173.
53. Bystrický, J.–Fusán, O.–Slávik, J. 1971: Razvitie geologii i rezuľtaty geologičeskich issledovanij v Slovakii. Geol. Zbor. (Geol. carpathica) 22, 2, Bratislava, 177–188.
54. Fusán, O. 1972: Geológia, Slovensko, 2. Príroda, Bratislava, 19–122.
55. Fusán, O. 1972: Má Slovensko dostatok podzemných vôd? Svet vedy 19, 7, Bratislava, 361–364.
56. Fusán, O. 1973: Grundzüge des Tiefenbaues der Westkarpaten. In: Dokumenty X. sjezdu KBGA, Bratislava, 109–116.
57. Fusán, O.–Andrusov, D. et al. 1973: Stratigrafičesko-tektoničeskaja charakteristika geologičeskogo strojenia Zapadnych Karpat. Putevoditeľ exkurzii P. X. kongr. Karpato-Balkanskoj geol. asociacii, Bratislava, 1–70.
58. Fusán, O.–Samuel, O. 1973: History of the Carpathian Balkan Geological Association, Bratislava, 1–309.
59. Fusán, O.–Samuel, O. 1973: Geologický ústav Dionýza Štúra (monogr.), Bratislava, 1–182.
60. Fusán, O.–Samuel, O. 1973: Prof. dr. Karel Zapletal (18. 5. 1903–29. 12. 1972). Geol. Práce, Správy 60, Bratislava, 5–6.
61. Fusán, O.–Samuel, O. 1973: Akademik dr. Vladimír Zoubek, DrSc. 70-ročný. Geol. Práce, Správy 60, Bratislava, 7–8.
62. Fusán, O.–Samuel, O. 1973: Doc. dr. Alois Matějka, DrSc. 75-ročný. Geol. Práce, Správy 60, Bratislava, 9–10.
63. Fusán, O.–Samuel, O. 1973: Za profesorem dr. Jánom Šalátom. Geol. Práce, Správy 61, Bratislava, 5–6.
64. Andrusov, D.–Fusán, O. et al. 1973: Stratigraphical-tectonical characteristics of the Geological Structure of the West Carpathians Mts. Guide to excursion P. X. Congr. of Carpathian-Balkan Geol. Assoc., Bratislava, 1–64.
65. Andrusov, D.–Bystrický, J.–Fusán, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-Book for geol. excursions. X. Congress of Carpathian-Balkan geological Association, Bratislava, 1–44.
66. Andrusov, D.–Bystrický, J.–Fusán, O. 1973: Obzor geologičeskogo strojenija Zapadnych Karpat. X. kongr. Karpato-Balkanskoj geol. asociacii, Bratislava, 1–50.
67. Franko, O.–Forgáč, J.–Fusán, O.–Zbořil, L. 1973: Zhodnotenie Žiarskej intravulkanickej depresie vzhľadom na vyhľadávanie hypertermálnych vôd. Geol. Práce, Správy 61, Bratislava, 15–32.
68. Fusán, O. 1975: Príspevok Geologického ústavu Dionýza Štúra pri riešení problémov základného geologického výskumu na Slovensku. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie, Bratislava, 44–50.
69. Fusán, O.–Samuel, O. 1975: Za Ing. J. Slávikom, DrSc. Geol. Práce, Správy 63, Bratislava, 9–17.
70. Fusán, O.–Samuel, O. 1975: Doc. dr. Zdeněk Roth, DrSc. šesťdesiatročný. Geol. Práce, Správy 63, Bratislava, 19–20.
71. Fusán, O.–Samuel, O. 1975: Rozvoj a úspechy Geologického ústavu Dionýza Štúra. Geol. Práce, Správy 64, Bratislava, 7–41.
72. Fusán, O.–Samuel, O. 1975: Zomrel Ing. Ján Slávik, DrSc. Geol. Průzk. 17, 1, Praha, 26.
73. Fusán, O.–Samuel, O. 1975: Zomrel Ing. Ján Slávik, DrSc. Věst. Ústř. geol. 50, 4, Praha, 247–248.
74. Fusán, O.–Samuel, O. 1976: Akademik Michal Maheľ 55-Jährig. Geol. Zbor. Geologica carpath. 27, 1, Bratislava, 213–219.
75. Fusán, O.–Samuel, O. 1976: Dr. Ján Gašparik's 50th birthday. Geol. Zbor. Geologica carpath. 27, 1, Bratislava, 220–223.
76. Fusán, O.–Samuel, O. 1976: Report of 10th session. Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association. Geol. Zbor. Geologica carpath. 27, 1, Bratislava, 222–223.
77. Fusán, O.–Samuel, O. 1976: Recenzia knihy K. Szepesházyho: A Tiszantúl északnyugati részének felsökreta es paleogén képzödményei. Geol. Práce, Správy 65, Bratislava.
78. Fusán, O.–Samuel, O. 1975: Odhalenie pamätníka Vsevoloda Čechoviča z príležitosti jeho nedožitých 75. narodenín. Geol. Práce, Správy 67, Bratislava, 13–15.

79. Fusán, O.–Plančár, J. 1977: K šesťdesiatinám akademika Tibora Kolberheyera. Západ. Karpaty, Sér. Geol. 2, Bratislava, 5–6.
80. Biely, A.–Fusán, O. 1977: Geologická stavba Západných Karpát s ohľadom na akumuláciu geotermálnych zdrojov. In: Zbor. prednášok z celoštát. konfer. „Výskum, prieskum, využitie a ochrana podzemných horúcich vôd v ČSSR. Vyd. Slov. vedeckotechnická spoločnosť, Bratislava, 24–32.
81. Fusán, O.–Samuel, O. 1978: K nedožitým osemdesiatinám akad. D. Andrusova. Geol. Práce, Správy 70, Bratislava, 9–27.
82. Fusán, O.–Samuel, O. 1978: K šesťdesiatinám RNDr. Bartolomeja Leška, Geol. Práce, Správy 70, Bratislava, 29–33.
83. Fusán, O.–Samuel, O. 1978: Recenzia knihy Fülöp, J.: The Mesozoic basement horst block of Tata. Geol. Práce, Správy 70, Bratislava, 261.
84. Fusán, O.–Samuel, O. 1978: Zomrel doc. dr. Alois Matějka, DrSc. Geol. Práce, Správy 71, Bratislava, 9–10.
85. Fusán, O.–Samuel, O. 1978: Na jubileum prof. Valentiny Andrusovovej. Mineralia slov., 10, 6, Bratislava, 569–570.
86. Gamkrelidze, P. D.–Gamkrelidze, M. P.–Biely, A.–Fusán, O. 1978: Základné črty tektoniky Kaukazu a Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 69, Bratislava, 227–260.
87. Fusán, O.–Ibrmajer, J.–Plančár, J. 1979: Neotektonic Block of the West Carpathians. In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia, Bratislava, 187–192.
88. Bystrický, J.–Biely, A.–Fusán, O. 1979: K článku akademika M. Maheľa: Kriticky o názvoch.... Mineralia slov., 11, 2, Bratislava, 181–182.
89. Fusán, O.–Samuel, O. 1980: XXIII. celoštátna geologická konferencia – historický prehľad. In: Konferencie, sympózia, semináre – Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti, Bratislava, 7–14.
90. Fusán, O.–Samuel, O. 1980: Životné jubileum RNDr. Edity Brestenskej. Geol. Práce, Správy 74, Bratislava, 11–13.
91. Fusán, O. 1981: On the 50th birthday of RNDr. Ondrej Samuel, DrSc. Geol. Zbor. Geol. carpath. 32, 4, Bratislava, 510–512.
92. Fusán, O. 1981: RNDr. Laurenc Snopko, CSc. päťdesiatročný. Miner. slov., 13, 5, Bratislava, 477–478.
93. Fusán, O.–Ibrmajer, J.–Kvitkovič, J.–Plančár, J. 1981: Block dynamics of the West Carpathian. In: Geophysical syntheses in Czechoslovakia, Bratislava, 153–157.
94. Fusán, O.–Samuel, O. 1981: On the 50th birthday of RNDr. A. Biely, CSc. Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, Bratislava, 381–384.
95. Fusán, O.–Samuel, O. 1981: On the 50th birthday of Ing. Jozef Plančár, CSc. Geol. Zbor. Geol. carpath. 32, 5, Bratislava, 637–638.
96. Fusán, O.–Kvitkovič, J.–Plančár, J.: Dinamika blokov Zapadnych Karpat (v tlači; Sofia).
97. Fusán, O.–Ibrmajer, J.–Plančár, J.: Bloki Zapadnych Karpat i ich svjaz s glubinnym strojeniem (v tlači; Sofia).

552.55 (437.67)
551.761.2+ 551.762.3 (437.67)
563.143 (116.1/.2: 437.67)

Geologické práce, Správy 77, s. 17–28, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

BILATERAL COOPERATION
GÚDŠ Bratislava IGG București
PROGRAMME

Paulian Dumitrică – Ján Mello

On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo, Slovak Karst, ČSSR)

3 text-fig., 4 plates (I–IV), Slovak summary

Abstract. Illyrian–Fassanian age of Držkovce radiolarites from the Meliata Group and Callowey–Oxford age of Bohúňovo radiolarites from the Silica nappe have been established by means of radiolarians. These first founds are extremely valuable from the stratigraphical, paleogeographical and tectonical points of view. Moreover *Cinguloturris carpatica* Dumitrică, n. gen., n. sp. from suborder Nassellaria is described.

Introduction

Radiolarites belong among characteristic rocks of the Meliata Group and the Silica nappe in the Slovak Karst (compare e.g. J. Bystrický 1964).

While the Jurassic, most probably Dogerian age of radiolarites from the Silica nappe have been deduced from superposition, no data were so far obtained on the age of the Meliata Group radiolarites. Their age was forecasted differently – from Scythian to Jurassic.

On such a situation 5 samples of radiolarites from different localities of the Meliata Group and the Silica nappe (Honce, Držkovce, Bohúňovo, Lúčka and Drnava) were elaborated with the aim to extract radiolarians for paleontological and biostratigraphical determination. Two samples from below described localities were positive.

The samples, crushed in centimetric fragments, have been treated with dilute hydrofluoric acid (about 5 %) for three to five days, after the now already known method developed by one of the authors (P. Dumitrică 1970). It is based on the selective dissolution of the biogenic silica as compared to the silica of the matrix.

Dr. P. Dumitrică, Institutul de Geologie si Geofizica, Str. Caransebes 1, R-78344, București, Romania
RNDr. J. Mello, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, ČSSR

Radiolarites of the Meliata Group from locality Držkovce

Radiolarites of the Meliata Group are aboundly distributed and known from many places (J. Kantor – M. Maheľ 1954, M. Maheľ 1954, J. Bystrický 1959, A. Began 1963, J. Mello in J. Mello et al. 1976) in the vicinity of Držkovce (Fig. 1, 2).

Fig. 1 Situation map of localities Držkovce and Bohúňovo

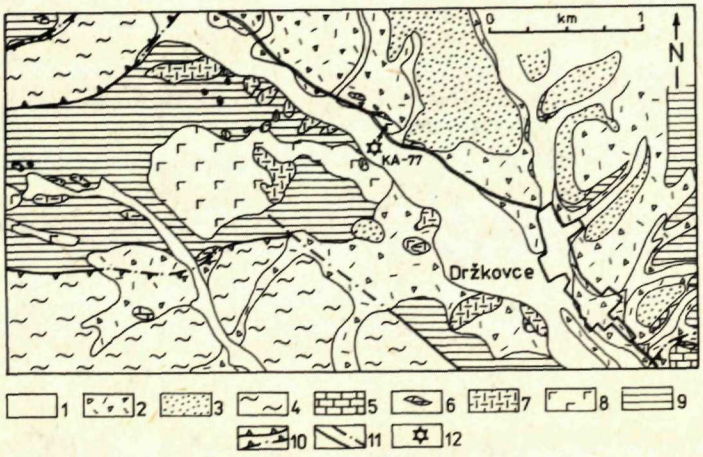


Fig. 2 Geological map of Držkovce Vicinity (J. Mello 1981)
Quaternary sediments: 1–fluvial sediments (Holocene), 2–deluvial, partly also proluvial and fluvial terraces sediments (Pleistocene); Tertiary sediments: 3–Poltár Formation (Dacian); The Silica Nappe: 4–Werfen Formation (Scythian), 5–Gutenstein limestones (Lower Anisian), 6–Gutenstein dolomites (Lower Anisian); The Meliata Group: 7–light coarse-grained limestones (Anisian), 8–radiolarites (Anisian–Ladinian), 9–dark shales (? Ladinian–? Carnian); 10–overthrust plane; 11–normal faults; 12–locality KA-77 with determined radiolarians

Positive sample KA-77 was collected in the cut of the road Šafárikovo–Rákoš, 1.5 km NW from village Držkovce. Recently it is a small meadowed outcrop of red radiolarites with small cap of light coarse grained limestones in the uppermost part.

As thin-section shows radiolarians are abundant but very poorly preserved (Pl. I, Figs. 1, 2). Poorly preserved sponge spicules were also found by means of the method described above.

Due to their poor preservation most radiolarian shells, especially when spongy or rather delicate, have been dissolved by diagenesis, the only remains being represented by solid radial spines and robust shells. In this situation only the following species could be recognized (Pl. II, Figs. 1–10, 13):

Oertlispongus inaequispinosus Dumitr., Kozur et Mostler
Falcispongus calcaneum Dumitrică
Baumgartneria trifurcata Dumitrică
Eptingium manfredi Dumitrică
Triassocampe scalaris Dumitr., Kozur et Mostler
"*Cenosphaera*" sp.

The last three species are long ranged, all of them being recorded from Middle Anisian to Carnian or Norian. Much more important for age determination are the first three species recently studied from systematic and biostratigraphic point of view (P. Dumitrică, in press) and represented only by solid spines. *Oertlispongus inaequispinosus* was recorded in the uppermost Illyrian–Langobardian interval and especially in the uppermost Illyrian–Lower Fassanian, whereas *Falcispongus calcaneum* and *Baumgartneria trifurcata* seem to be restricted to the uppermost Illyrian–Fassanian. They have been found so far only in the Buchenstein Formation of the Southern Alps and in the synchronous deposits of the Transylvanian nappes from the East Carpathians (the Rarău and Perşani Mountains).

The same uppermost Illyrian–Lower Fassanian age is supported by the presence of some long spindle-shaped spines (Pl. II, Figs. 11, 12), of some three- and four-bladed spines of peculiar shape (Pl. II, Figs. 15–20), and of a two-spined spumellarian (Pl. II, Fig. 13), the occurrence of which were also recorded in the deposits listed above. The first are spines of a species having a many-layered spongy shell related to the family *Oertlispongidae* Kozur et Mostler (in P. Dumitrică et al. 1980), while the second belong probably to *Spongopallium* Dumitr., Kozur et Mostler.

This is, without doubts, a very valuable datum,perhaps the most significant after finding of Triassic conodonts in Meliata (H. Kozur – R. Mock 1973). The age of Držkovce radiolarites was namely forecasted differently up to this time without paleontological data (Upper "Seisian" – V. Homola 1951, V. Čekalová, 1954, Lower "Seisian" – J. Bystrický 1959; "Campilian" – M. Maheľ 1954; Middle – Upper Triassic – J. Mello in J. Mello et al. 1976). Views on the Jurassic age of the Meliata Group radiolarites also appeared recently (J. Mello in T. Gregor et al. 1976, H. Kozur 1979, A. Modrová 1980, R. Mock 1980).

It must be said that the Jurassic age of some Meliata Group radiolarites from different localities cannot be excluded even after the Držkovce finding.

Radiolarites of the Silica Nappe from locality Bohúňovo

The Silica nappe in the Slovak Karst is composed prevailingly of Triassic rocks. Jurassic sequences are known only from four small occurrences. Radiolarites occur as the highest member there.

Of several samples from the Silica nappe radiolarites (Drienkova hora, Lúčka, Bohúňovo), sample PL-723 Bohúňovo (N slope of the side-walley 1 km SE from village, Fig. 3) was positive.

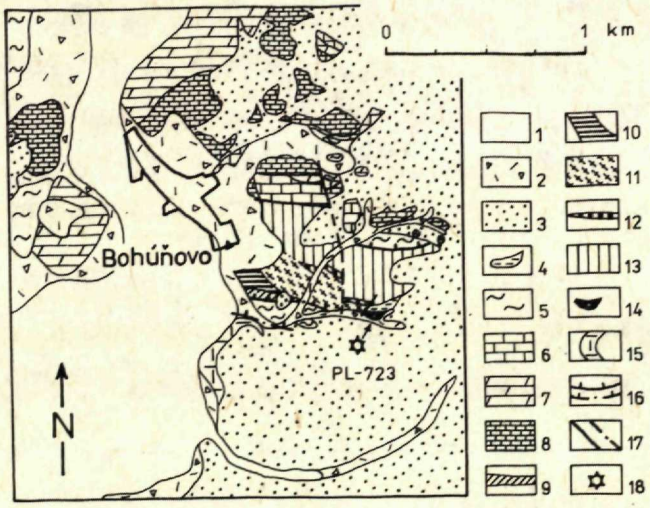


Fig. 3 Geological map of Bohúňovo Vicinity (after unpublished map of J. Bystrický 1959, partly modified)
Quaternary sediments: 1–fluvial sediments (Holocene), 2–deluvial sediments (Pleistocene); Tertiary sediments: 3–Poltár Formation (Dacian), 4–marly silts – "Schlier" (Egerian); The Silica Nappe: 5–Werfen Formation (Scythian); 6–Gutenstein limestones (Lower Anisian), 7–Gutenstein dolomites (Lower Anisian), 8–Steinalm limestones (Pelsonian–Illyrian), 9–Tisovec limestones (Carnian), 10–Hallstatt limestones (Norian), 11–Zlambach Beds (Upper Norian–Rhaetian), 12–Hierlatz and Adnet limestones (Liassic), 13–Allgäu Beds (Liassic–Doggerian), 14–radiolarites (Callovian–Oxfordian); The Meliata Group: 15–light coarse-grained limestones (Anisian); 16–reverse faults; 17–normal faults; 18–locality PL-723 with determined radiolarians

Yellowish-green radiolarites are abundant on poorly and moderately preserved radiolarians (Pl. I, Figs. 3, 4, Pl. III, IV, Figs. 1–8). Some species are difficult to be determinated either due to their preservation or to the fact that they are not yet described. The following ones could be recognized:

Acanthocircus variabilis (Squinabol) (sensu Pessagno, 1977)
Acanthocircus cf. *amissus* (Squinabol) (= *Acanthocircus* sp. *A* in Pessagno, 1977)
Archaeospongoprunum imlayi Pessagno
Pantanellium cf. *ultrasincerum* Pessagno et Blome
Gorgansium cf. *silviesense* Pessagno et Blome
Triactoma cf. *blakei* (Pessagno)
"*Cenosphaera*" sp.
Parvicingula procera Pessagno
Parvicingula sp.
Hsuum maxwelli Pessagno
Archaeodictyomitra directiporata (Rüst)
Archaeodictyomitra cf. *directiporata* (Rüst)
Cinguloturris carpatica Dumitrică
Cinguloturris n. sp.
Canutus sp.
Eucyrtidium ? *ptyctum* Riedel et Sanfilippo
Zhamoidellum ovum Dumitrică
Hemicryptocapsa capita Tan Sin Hok
Saitoum sp.
Podobursa triacantha (Fischli)
Podocapsa cf. *guembeli* Rüst

All these species are known in the Callovian–Oxfordian radiolarites of the East Carpathians studied by one of us (P. Dumitrică, unpublished data). It results that the age of this assemblage is quite probably Callovian–Oxfordian, too. This determination is in very good accordance with that of the previous authors and especially with the determination of M. Mišík – M. Sýkora (1980) obtained by different methods.

Consequently, the radiolarites of the Silica Nappe from Bohúňovo can be correlated with those of the East Carpathians, known also as "Jasper Beds" and represent, it seems, the moment of maximum development of the Jurassic radiolarian faunas along the Carpathians.

Geological conclusions

It may be concluded that these two first stratifications by means of radiolarians (Illyrian–Fassanian age of Držkovce radiolarites from the Meliata Group and Callowey–Oxford age of Bohúňovo radiolarites from the Silica nappe) are extremely valuable from the paleogeographical and tectonical points of view.

Eugeosynclinal character of the Meliata Group in the Middle Triassic was confirmed. It allows correlation with the Southern Alps, some units of Dinarids and East Carpathians.

On the other hand maximal deeping of the Silica nappe sedimentation area was in Callovian–Oxfordian time. Then followed shallowing of the sea – through Oxfor-

dian pelagic cherty limestones to Kimmeridgian and Tithonian shallow water limestones, as M. Mišík – M. Sýkora (1980) have proved from pebbles of Tertiary rocks.

This allows correlation of the Silica nappe with more northern Carpathian units (the Hronic, Fatric, Pieninic) and with the Ostalpin of the Eastern Alps.

If these two units, derived without doubts from different and remote geotectonic zones, are now in Slovak karst in a tectonic superposition (the Silica nappe over the Meliata Group), an enormous shortening of the space and great distance nappes transport must be taken into account.

Systematics

As the following taxon is one of the commonest and characteristic of the Jurassic radiolarian fauna in the sample PL-723 Bohúňovo, as well as in almost all Callovian–Oxfordian radiolarites from East Carpathians, one of the authors (P. D.) considered necessary to describe it with this occasion.

Subclass Radiolaria
Order Polycystina
Suborder Nassellaria
Genus *Cinguloturris* new genus
Type species. *Cinguloturris carpatica* Dumitrică, n. sp.

Diagnosis. Test multisegmented, conical, elongate. Cephalis and thorax conical, imperforate, without or with a slight collar constriction. Postthoracic chambers convex in outline and commonly poreless on the middle part. All strictures between joints, beginning with the lumbar one, with pores irregularly arranged and marked outside by more or less evident constrictions in the earlier stages but gradually thickened and convex in outline toward the middle and terminal parts. The thickening is due to appearance of a spongy-like network. Inner walls separating the joints imperforte and T-shaped around the central circular opening.

Remarks. *Cinguloturris* n. g. is probably more or less related to *Pseudodictyomitra* Pessagno, from which it differ in having a spongy-like network or irregularly arranged pores within the zone of stricture between segments rather than two rows of pores. Although the middle part of segments is commonly poreless, the pitted surface suggests an origin of the genus in a form with completely lattice segments. *Cinguloturris* could also be related to the Xitidae Pessagno that have also thickenings of the sutural zones.

Etymology. The name comes from the Latin nouns cingulum – belt and turris – tower. Feminin gender.

Known range. Callovian to possible Kimmeridgian. The lower limit of the genus not yet known.

Cinguloturris carpatica Dumitrică n. sp.
Pl. IV, Figs. 7–11

Description. Test as with the genus, made of seven to eight, possible more segments. Diameter of segments increases rapidly up to the third segment and slower in the following ones. The spongy network between segments very well developed beginning especially with the fourth or fifth constriction which becomes convex in outline and tends to reach the diameter of the adjoining segments from which it is separated by rather deep strictures. In other specimens these strictures are less obvious, the spongy network filling completely the space between segments. Although the last segment is generally not preserved in our specimens, it seems that it is inverted conical.

Dimensions. Length of specimens with seven segments 240–290 μ, maximum diameter 125–145 μ.

Holotype. Pl. IV, Fig. 9, Lower Oxfordian probably, Bîrsa Tămaşa valley, Piatra Craiului Mountains, East Carpathians, Romania.

Occurrence. A common element in the Callovian–Oxfordian radiolarites from East Carpathians, as well as in the radiolarites at Bohúňovo (Slovak Karst, West Carpathians).

Reviewed by J. Bystrický.

References

BEGAN, A. 1963: Ročná správa o geologickom výskume medzi Držkovcami, Rákošom a Rybníkom, Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. 1959: Beitrag zur Stratigraphie des Gebirges Slovenský kras (Über das Alter der „Meliata Serie"). Geol. Práce, Správy 15, Bratislava, 19–25.

BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovenský kras. Ústr. Úst. geol., Bratislava, 1–204.

ČEKALOVÁ, V. 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 48–49.

DUMITRICĂ, P. 1970: Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania. Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol., 14, 1, Bucharest, 45–124, pl. 1–21.

DUMITRICĂ, P. – KOZUR, H. – MOSTLER, H. 1980: Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. Geol. Paläont. Mitt., 10, 1, Innsbruck, 1–46.

DUMITRICĂ, P. (in press): Triassic Oertlisponginae (Radiolaria) from Eastern Carpathians and Southern Alps. D. S. Inst. Geol. Geofiz., 67, 3, Bucharest.

GREGOR, T. a kol. 1976: Vysvetlivky k listu Jelšava 1:25 000. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HOMOLA, V. 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sbor. Ústř. Úst. Geol. 18, Praha, 153–200.

KANTOR, J. – MAHEĽ, M. 1954: Záverečná správa o výskume Držkoviec. Geofond, Bratislava.

KOZUR, H. 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt., 9, 4, Innsbruck, 155–170.

KOZUR, H. – MOCK, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. Geol. Zbor. Geol. carpathica, 24, 2, Bratislava, 365–374.

MAHEĽ, M. 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria – poznámky k územiu jv. od Železníka. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49–53.

MELLO, J. a kol. 1976: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list Kameňany. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MIŠÍK, M. – SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica–Einheit, rekonstruiert aus Geröllen, und Oberkretazische süsswasserkalke des Gemerikums. Geol. Zbor. Geol. carpath. 31, 3, Bratislava, 239–261.
MOCK, R. 1980: Triassic of the West Carpathians, Field Trip D. Abh. Geol. Bundesanst., 35, Wien, 129–144.
MODROVÁ, A. 1980: Mikrofosílie z nerozpustných zvyškov mezozoických a terciérnych hornín. Dipl. práca, Archív Katedry geológie a paleontológie PFUK, Bratislava.
PESSAGNO, E. A., Jr. 1977: Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. Micropaleontology, 23, 1, New York, 56–113, pl. 1–12.
PESSAGNO, E. A., Jr. – BLOME, C. D. 1980: Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia. Micropaleontology, 26, 3, New York, 225–273, pl. 1–11.
PESSAGNO, E. A., Jr. – WHALEN, P. A. (in press): Lower and Middle Jurassic multicyrtid Nassellariina from California, East-Central Oregon, and the Qeen Charlotte Islands, B. C.

Explanation of plates

Plate I

Fig. 1, 2 Radiolarite from the Meliata Group (Illyrian–Lower Fassanian). Cut of the road 1.5 km NW from village Držkovce. Sample N° KA-77, thin-section N° 51–451; 30× (Fig. 1); 55× (Fig. 2).

Fig. 3 Radiolarite from the Silica Nappe (Callovian–Oxfordian) with poorly to moderately preserved Radiolaria. 1 km SE from village Bohúňovo. Sample N° PL-723, thin-section N° 51–249; 30×.

Fig. 4 Detail from thin-section N° 51–249 (locality and sample as Fig. 3). In the center cut of a Nassellaria similar to *Lithocampe constricta* Rüst 1885 but probably an *Archaeodictyomitra* sp., 170×.

Plate II

Radiolaria and sponge spicule from locality KA-77 Držkovce, Illyrian–Fassanian, the Meliata Group

Fig. 1, 2 *Oertlispongus inaequispinosus* Dumitr. – Kozur et Mostler, 160× (1), 120× (2);
3 *Falcispongus calcaneum* Dumitrică, 120×;
4, 5 *Baumgartneria trifurcata* Dumitrică, 80× (4), 120× (5);
6, 7 *Eptingium mafredi* Dumitrică, 80×;
8, 9a, 9b *Triassocampe scalaris* Dumitr. – Kozur et Mostler, 120× (8), 80× (9a), 300× (9b);
10 "*Cenosphaera*" sp., 120×;
11, 12 Spindle-shaped spines from *Oertlispongidae*, 80× (11), 120× (12);
13 *Spumellaria* gen. et sp. indet. with tubular spines, 120×. The same species occurs in the Buchenstein Formation;
14 Sponge spicule of hexactine type, 120×;
15, 16, 17, 18 Three bladed spines probably related to *Spongopallium*, 160× (15, 16), 120× (17, 18);
19, 20 Four-bladed spines similar to some occuring in Lower Fassanian, 160× (19), 120× (20).

Plate III

Radiolaria from locality PL-723 Bohúňovo, Callovian–Oxfordian, the Silica Nappe

Fig. 1, 2 *Podobursa triacantha* (Fischli), 160× (1), 120× (2);
3 *Hemicryptocapsa capita* Tan Sin Hok, 240×;
4 *Triactoma* cf. *blakei* (Pessagno), 120×;
5 *Archaeospongoprunum imlayi* Pessagno, 160×;
6 *Podocapsa* cf. *guembeli* Rüst, 200×;
7, 8 *Parvicingula procera* Pessagno, 120× (7), 160× (8);
9, 10 *Eucyrtidium* ? *ptyctum* Riedel et Sanfilippo, 240×;
11 *Pantanellium* cf. *ultrasincerum* Pessagno et Blome, 200×;
12 *Cinguloturris* n. sp. 120×;

13 *Zhamoidellum ovum* Dumitrică, 160×;
14 *Parvicingula* sp., 200×;
15 *Pantanellium* cf. *ultrasincerum* Pessagno et Blome, 240×;
16 *Saitoum* sp., 240×;
17 *Archaeodictyomitra directiporata* (Rüst), 160×;
18 *Acanthocircus* cf. *amissus* (Squinabol) (= *Acanthocircus* sp. *A* in Pessagno, 1977), 160×;
19 *Canutus* sp., 240×;
20 *Acanthocircus variabilis* (Squinabol) (sensu Pessagno 1977), 160×.

Plate IV
Radiolaria from locality PL-723 Bohúňovo, Callovian–Oxfordian, the Silica Nappe
Fig. 1–3 *Hsuum maxwelli* Pessagno, 160×;
4 *Archaeodictyomitra* cf. *directipora* (Rüst), 160×;
5a, 5b "*Cenosphaera*" sp., 120× (5a); 1000× (5b);
6 *Gorgansium silviesense* Pessagno et Blome, 200×;
7, 8 *Cinguloturris carpatica* Dumitrică n. sp., 160×.
New described taxon from Bîrsa Tămaşa walley, Piatra Craiului, East Carpathians, Romania:
9 *Cinguloturris carpatica* Dumitrică n. gen.; n. sp., holotype, Oxfordian;
10 *Cinguloturris carpatica* Dumitrică n. gen.; n. sp., paratype, Oxfordian;
11a, 11b *Cinguloturris* cf. *carpatica* n. sp.

Paulian Dumitrică – Ján Mello

Vek rádiolaritov meliatskej skupiny a silického príkrovu z lokalít Držkovce a Bohúňovo (Slovenský kras)

Resumé anglického textu

Medzi charakteristické horniny meliatskej skupiny i silického príkrovu v Slovenskom krase patria rádiolarity (porov. napr. J. Bystrický 1964). Pokým na jurský, pravdepodobne dogerský, vek rádiolaritov silického príkrovu sa usudzovalo zo superpozície, o veku rádiolaritov meliatskej skupiny neboli dosiaľ žiadne údaje. Ich vek odhadovali rôzni autori rôzne – od skýtu až po juru.

Za takejto situácie bolo v roku 1976 v rámci dobre sa rozbiehajúcej bilaterálnej spolupráce medzi GÚDŠ Bratislava a IGG Bukurešť dohodnuté o i. spoločné riešenie problému veku radiolaritov, najmä meliatskej skupiny, ale i z iných jednotiek. Začiatkom roku 1977 postúpil J. Mello P. Dumitricovi na spracovanie 5 vzoriek rádiolaritov (silicitov) z lokalít Honce, Držkovce, Bohúňovo, Lúčka a Drnava. Zemetrasenie v marci roku 1977 zapríčinilo, že sa vzorky dočasne stratili a mohli byť spracované až v roku 1980. Z nich boli pozitívne vzorky z dvoch nižšie opísaných lokalít.

Vzorky rozdrvené na centimetrové fragmenty boli spracované podľa metódy P. Dumitricu (1970).

Rádiolarity meliatskej skupiny z lokality Držkovce

V okolí Držkoviec sú rádiolarity meliatskej skupiny hojne rozšírené a známe z viacerých miest (J. Kantor – M. Maheľ 1954, M. Maheľ 1954, J. Bystrický 1959, A. Began 1953, J. Mello in J. Mello a kol. 1976). Ich výskyty a vzťah k ostatným členom meliatskej skupiny sú znázornené na obr. 2. Rádiolarity sú roztrúsené podobne ako svetlé kryštalické vápence v podobe bradiel v tmavých bridliciach. Niektoré bradlá sú tvorené tak vápencami ako i rádiolaritmi, iné sú len z vápencov alebo len z rádiolaritov. Zastúpené sú rádiolarity rôznych farieb (červené, zelené, žlté, hnedé a čierne) a zrejme i rôzneho veku.

Pozitívna vzorka KA-77 pochádza zo zárezu hradskej Šafárikovo–Rákoš, 1,5 km sz. od obce Držkovce. Ide o neveľký, dnes už takmer zarastený odkryv červených rádiolaritov, v najvyššej časti s čiapočkou svetlých kryštalických vápencov.

Ako vidno z výbrusu (tab. I obr. 1, 2) rádiolarit nie je homogénny, pozorovať usporiadanie do 1–6 mm svetlejších i tmavších lamín s náznakmi gradačného zvrstvenia. Tmavšie laminy majú jemnozrnnejšiu až afanitickú základnú hmotu. Rádiolarit je hojne prežilkovaný mladšími kremennými a kremeň-karbonátovými žilkami.

Rádiolarie sú hojné, ale veľmi zle zachované. Boli tiež nájdené zle zachované ihlice húb. Za tejto situácie boli identifikované nasledovné formy (tab. II obr. 1–10, 13):

Oertlispongus inaequispinosus Dumitr. – Kozur et Mostler
Falcispongus calcaneum Dumitrică
Baumgartneria trifurcata Dumitrică
Eptingium manfredi Dumitrică
Triassocampe scalaris Dumitrică – Kozur et Mostler
„*Cenosphaera*" sp.

Najdôležitejšie pre určenie veku sú prvé tri druhy. *O. inaequispinosus* bol dosiaľ zaznamenaný v intervale najvyšší ilýr–langobard, ale najmä v najvyššom ilýre–spodnom fasane (P. Dumitrică in press; P. Dumitrică et al. 1980). Rozpätie *F. calcaneum* a *B. trifurcata* sa obmedzuje na najvyšší ilýr–spodný fasan. Všetky tieto tri druhy boli dosiaľ nájdené v buchensteinskom súvrství Južných Álp a v pravdepodobne synchrónnych sedimentoch transylvánskych príkrovov vo Východných Karpatoch (pohorie Perşani a Rarău).

Za vrchnoilýrsky–spodnofasanský vek hovorí i prítomnosť ihlíc a ostňov zvláštneho tvaru (tab. II obr. 11, 12, 15–20), ktoré boli tiež zistené vo vyššie uvedených sedimentoch.

Je to nepochybne cenný údaj, azda najvýznamnejší po nájdení triasových konodontov v Meliate (H. Kozur – R. Mock 1973). Vek rádiolaritov v okolí Držkoviec bol totiž doteraz bez paleontologických dôkazov posudzovaný rôzne (vrchný seis – V. Homola 1951, V. Čekalová 1954; spodný seis – J. Bystrický 1959; kampil – M. Maheľ 1954; stredný až vrchný trias – J. Mello in J. Mello a kol. 1976). V poslednej dobe sa objavili tiež názory o jurskom veku rádiolaritov meliatskej skupiny (J. Mello in T. Gregor a kol. 1976, H. Kozur 1979, A. Modrová 1980, R. Mock 1980).

K tomu treba povedať, že vrchnotriasový a jurský vek rádiolaritov meliatskej skupiny z iných lokalít na základe nálezu strednotriasových rádiolaritov v Držkovciach nemožno vylúčiť. Každý výskyt rádiolaritov treba hodnotiť osobitne. Avšak pokým ide o rádiolarity späté so svetlými kryštalickými vápencami možno po skúsenostiach z Držkoviec a Meliaty usudzovať i bez paleontologických dôkazov na ich strednotriasový vek poblíž hranice anis/ladin.

Rádiolarity silického príkrovu z lokality Bohúňovo

Silický príkrov v Slovenskom krase je budovaný predovšetkým triasovými horninami. Jurské horniny sú známe iba zo štyroch výskytov menšieho rozsahu – j. od Meliaty, Bohúňovo, Drienkova hora – Lúčka a Miglinc. Na posledných troch výskytoch sa ako najmladší člen jurského vrstevného sledu vyskytujú rádiolarity. Objavili sa však i názory o inom než jurskom veku rádiolaritov.

Z viacerých zaslaných vzoriek rádiolaritov silického príkrovu (Drienkova hora, Lúčka, Bohúňovo) bola pozitívna vzorka PL-723 Bohúňovo.

Rádiolarity vystupujú na povrch 1 km jv. od Bohúňova na j. svahu chrbátika, 400 m v. od rozdvojenia údolia. Ide o neveľké plošné okryvy a balvany žltozelených rádiolaritov na lúke poblíž hranice s poľom (obr. 3).

Rádiolarity sú hojné na slabo až stredne dobre zachované rádiolárie (tab. I obr. 3, 4, tab. III, IV obr. 1–8). Niektoré druhy sú ťažko určiteľné pre zlé zachovanie a niektoré ešte dosiaľ neboli popísané. Určené boli nasledovné (zoznam pozri v anglickom texte, s. 00). Všetky uvedené druhy sú známe z kelovej–oxfordských rádiolaritov Východných Karpát študovaných P. Dumitricom (zatiaľ nepublikované). Z toho vychádza, že vek spoločenstva z Bohúňova je tiež kelovejsko–oxfordský. Toto datovanie je vo veľmi dobrom súlade s určením veku rádiolaritov starších autorov, ale najmä M. Mišíka – M. Sýkoru (1980), ktorí k veku kelovej–oxford došli odlišnými metódami.

Geologické závery

Z už samoosebe cenného faktu, že pomocou rádiolárií bol preukázaný strednotriasový (ilýr–fasan) vek rádiolaritov meliatskej skupiny na lokalite Držkovce a vrchnojurský (kelovej–oxford) vek rádiolaritov silického príkrovu na lokalite Bohúňovo, vyplývajú ďalšie cenné paleogeografické a tektonické závery.

Preukázalo sa, že meliatska skupina mala eugeosynklinálny a hlbokovodný charakter, na rozdiel od silického príkrovu, už v strednom triase. Možno ju teda porovnávať s južnoalpskými, niektorými dinaridnými a východokarpatskými vývojmi.

Kelovejsko–oxfordské obdobie je obdobím maximálneho prehĺbenia sedimentačného priestoru silického príkrovu. Po ňom došlo opäť k splytčovaniu – cez pelagické rohovcové vápence oxfordu až k plytkovodným vápencom kimeridžu a titónu, čo preukázali z valúnov terciérnych hornín M. Mišík – M. Sýkora (1980). Toto umožňuje koreláciu silického príkrovu so severnejšími karpatskými jednotkami (hronikum, fatrikum, pieninikum) a s ostalpínom Východných Álp.

Ak sa tieto dve jednotky, pochádzajúce bezpochyby z dvoch rôznych a vzdialených geotektonických zón, teraz v Slovenskom krase nachádzajú v tektonickej superpozícii (silický príkrov nad meliatskou skupinou), musíme uvažovať s enormným skrátením priestoru a s ďalekosiahlym transportom príkrovov.

Systematická časť

Opísaný je nový rod a druh naselárie *Cinguloturris carpatica* Dumitrică n. gen. n. sp. (tab. IV obr. 7–11). Je to jedna z najhojnejších a charakteristických foriem zo vzorky PL-723 Bohúňovo. Vyskytuje sa hojne aj v kelovejsko–oxfordských rádiolaritoch Východných Karpát.

Vysvetlivky k obrázkom

Obr. 1 Situačná mapka lokalít Držkovce a Bohúňovo

Obr. 2 Geologická mapa okolia Držkoviec J. Mello 1981
Kvartérne sedimenty: 1–fluviálne sedimenty (holocén), 2–deluviálne, čiastočne i proluviálne sedimenty terás (pleistocén); terciérne sedimenty: 3–poltárska formácia (dák); silický príkrov: 4–verfénske súvrstvie (skýt), 5–gutensteinské vápence (spodný anis), 6–gutensteinské dolomity (spodný anis); meliatska skupina: 7–svetlé kryštalické vápence (anis), 8–rádiolarity (anis–ladin), 9–tmavé bridlice (? ladin–? karn); 10–plocha príkrovového nasunutia; 11–zlomy; 12–lokalita KA-77 s určenými rádiolériami.

Obr. 3 Geologická mapa okolia Bohúňova (podľa rukopisnej mapy J. Bystrického 1959, čiastočne upravené)
Kvartérne sedimenty: 1–fluviálne sedimenty (holocén), 2–deluviálne sedimenty (pleistocén); terciérne sedimenty: 3–poltárska formácia (dák), 4–slienité silty–šlíry (eger); silický príkrov: 5–verfénske súvrstvie (skýt), 6–gutensteinské vápence (spodný anis), 7–gutensteinské dolomity (spodný anis), 8–steinalmské vápence (pelsón–ilýr), 9–tisovské vápence (karn), 10–hallstattské vápence (nor), 11–zlambašské vrstvy (vrchný norik–rét), 12–hierlatzké a adnetské vápence (lias), 13–allgauské vrstvy (lias–doger), 14–rádiolarity (kelovej–oxford); meliatska skupina: 15–svetlé kryštalické vápence (anis); 16–prešmyky; 17–zlomy; 18–lokalita PL-723 s určenými rádiolériami.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tabuľka I
Obr. 1, 2 Rádiolarit meliatskej skupiny (ilýr–spodný fasan).
Zárez hradskej 1,5 km sz. od Držkoviec, vz. KA-77, výbr. č. 51–451; Zv.: 30× (obr. 1); 55× (obr. 2).
Obr. 3 Rádiolarit silického príkrovu (kelovej–oxford).
1 km jv. od Bohúňova, vz. PL-723, zv. 30×.

Obr. 4 Detailný záber z výbr. č. 51–249 (lokalita a vz. ako obr. 3).
V strede prierez naselárie podobnej *Lithocampe constricta* Rüst 1885, pravdepodobne však *Archaeodictyomitra* sp., 170 ×.
Foto: J. Mello

Tabuľka II–IV
Pozri anglický text
Foto: Tab. II, III, IV, obr. 1–8 K. Šebor SEM JSM-U3, GÚDŠ Bratislava
Obr. 9–11 P. Dumitrică

Geologické práce, Správy 77, s. 29–48, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

551.761 (437.64)
552.541 (116.1 : 437.64)

Ľudovít Gaál

Stratigrafia a faciálne vzťahy triasových vápencov silického príkrovu v Driencanskom krase

4 obr. v texte, 8 fotogr. tab. (V–XII), anglické resumé

Abstract. The Driencany karst in the southern part of the Slovenské rudohorie Mts., west of the Slovak Karst is characterized by almost complete sequence of the Silica nappe Triassic. The Gutenstein, Steinalm, Nádaska, Reifling, Wetterstein (fore-reef, reef, and lagoonal), Tisovec, Hallstatt and Dachstein reef limestones contain plentiful microfossils and they are favourable for microfacies analysis.

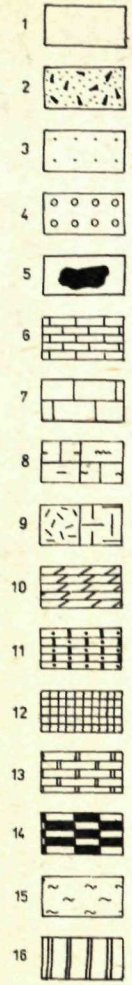
Úvod

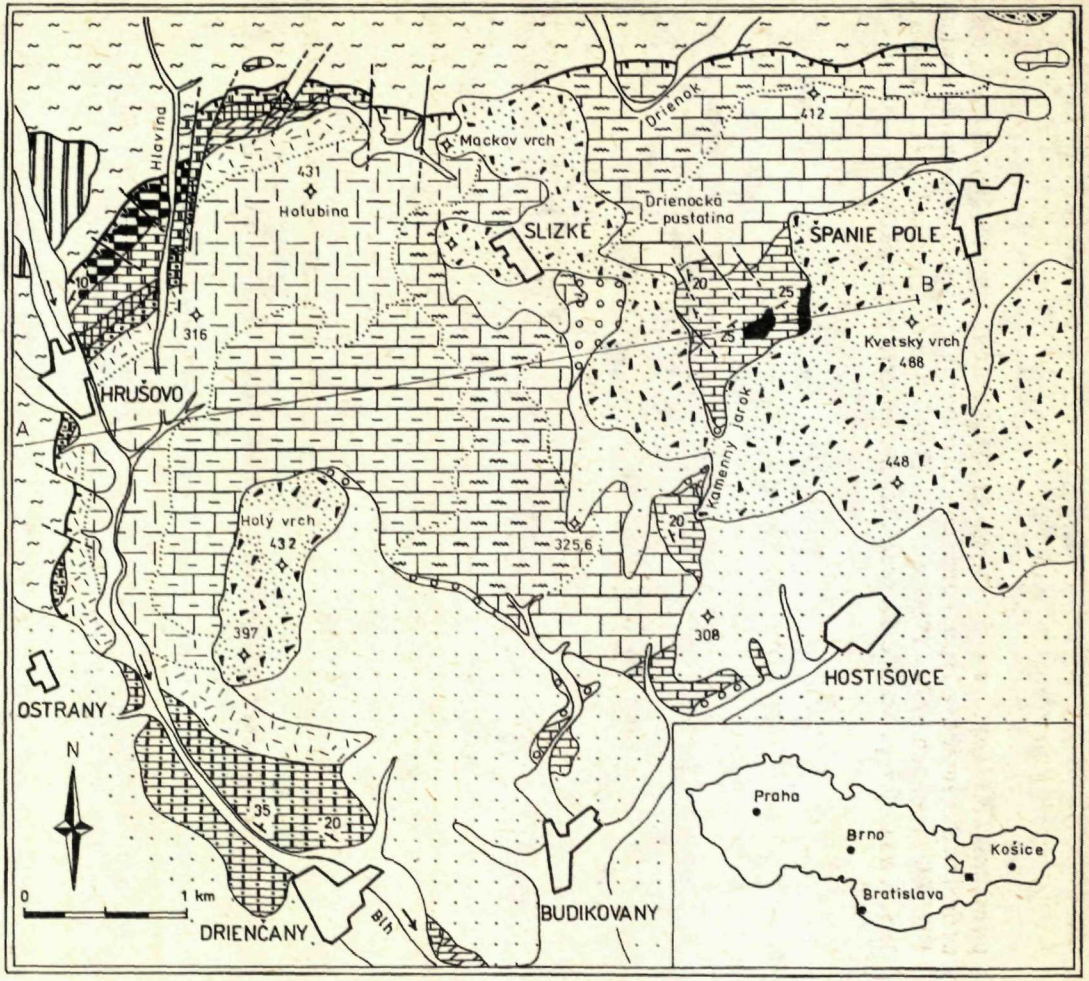
V rokoch 1978–1980 boli v západnej a juhozápadnej časti silického príkrovu študované niektoré výstupy triasových vápencov, ktoré tu tvoria jadrá synklinálnych pásem, resp. sa vyskytujú vo forme vyšších čiastkových štruktúrnych jednotiek. Väčšina z nich podľahla pomerne silnej rekryštalizácii, avšak v oblasti tzv. Driencanského krasu (v zmysle Ľ. Gaála 1979) v širšom okolí obce Slizké (okres Rimavská Sobota) je na ploche 16 km^2 zachovaná vápencová kryha s takmer kompletným vrstevným sledom triasu (obr. 1). V litostratigrafických jednotkách sú pomerne dobre zachované mikroorganizmy, ktoré majú čiastočne i stratigrafický význam.

Študované územie medzi obcami Driencany, Hrušovo, Španie Pole, Hostišovce a Budikovany sa orograficky pričleňuje k Revúckej vrchovine v južnej časti Slovenského rudohoria.

Predchádzajúce výskumné a mapovacie práce sa vápencov týkali len okrajovo. V roku 1951 I. Vaškovský v rámci diplomovej práce zmapoval časť územia. V r. 1962 J. Bystrický v doline potoka Drienok a severne od obce Budikovany robil výskum vápencov a opísal nové dasycladacey (*Macroporella spectabilis* n. sp. a *Andrusoporella fusani* n. sp. – J. Bystrický 1962, 1964). V literatúre sa stala známejšou lokalita pri Budikovanoch. Svetlé, šedé a červenkasté norické vápence tejto lokality boli považované za juru, čo upútalo pozornosť viacerých geológov (F. Fötterle 1867, M. Marková 1959). Až K. Borza–A. Began–M. Kochanová

RNDr. Ľ. Gaál, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16


Hlavina
Mackov vrch
431
Holubina
Drienok
412
Drienocká pustatina
SLIZKÉ
ŠPANIE POLE
B
A
316
HRUŠOVO
Kvetský vrch
488
Kamenný jarok
448
Holý vrch
432
325,6
397
308
HOSTIŠOVCE
OSTRANY
N
35
20
0
1 km
DRIENČANY
Blh
BUDIKOVANY
Praha
Brno
Košice
Bratislava

v r. 1965 na základe halóbií dokázali norický vek odkryvu, čo v roku 1974 H. Kozur–R. Mock upresnili na spodný sevat.

V roku 1971 v tejto oblasti mapoval I. Varga a I. Dianiška (Geologický prieskum, GO Rožňava – I. Varga 1971). Triasové vápence nerozčlenili, avšak podrobnejšie zmapovali spodnotriasové súvrstvia. Geologické mapovanie v mierke 1:25 000 v rokoch 1978–1980 prinieslo niekoľko nových poznatkov (Ľ. Gaál et al. 1980), z ktorých podstatnejšie predkladáme v tomto príspevku.

Gutensteinské a steinalmské vápence

Miestami silne dolomitizované gutensteinské vápence vystupujú severozápadne od Hrušova v úzkom pruhu. V dôsledku násunu karbonátovej kryhy Drienčanského krasu je ich značná časť odstránená tektonicky, na povrch vystupujú často v podobe tektonických brekcií. Smerom do nadložia cez červenkasto- a ružovo fľakaté vápence pozvoľne prechádzajú do svetlých, miestami mierne ružovkastých alebo hnedastých steinalmských vápencov. Tieto tvoria priemerne 200 m široký pruh, ktorý je na ľavom brehu doliny Hlavina (východne od Hrušova) niekoľkokrát dislokovaný severojužnými zlomami smerom k severu.

Mikroskopicky ide o riasové alebo riasovo-foraminiferové biopelmikrity, často s prechodom k riasovým stromatolitom, prípadne loferitovým zlepencom (v zmysle A. G. Fishera 1964) s útržkami riasových stromatolitov veľkosti 1 mm až 5 mm. Obsahujú hojnú faunu a flóru. Z dasykladaceí, ktoré tu jednoznačne dominujú, J. Bystrický určil druhy *Physoporella pauciforata* cf. var. *undulata* Pia (tab. VI obr. 1), *Ph. pauciforata* cf. var. *gemerica* Bystrický a *Ph. varicans* Pia (vzorka RS-155, 700 m severovýchodne od Hrušova obr. 2). Z foraminifer, z ľavého brehu potoka v doline Hlavina (vz. RS-288 a RS-290) O. Jendrejáková určila *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantič, *M. insolita* Ho, *Diplotremina austrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Endothyra badouxi* Zan. et Brön., *E. kuepperi* Oberh. a *Erlandinita* sp., ale vo výbrusoch sa vyskytujú aj ostrakódy, bioklasty lamelibranchiátov, ojedinele kolumnálie krinoidov a globochéty. Zistené fysoporely a meandrospíry signalizujú pelsonsko–ilýrsky vek steinalmských vápencov.

←

Obr. 1 Geologická mapa Drienčanského krasu.

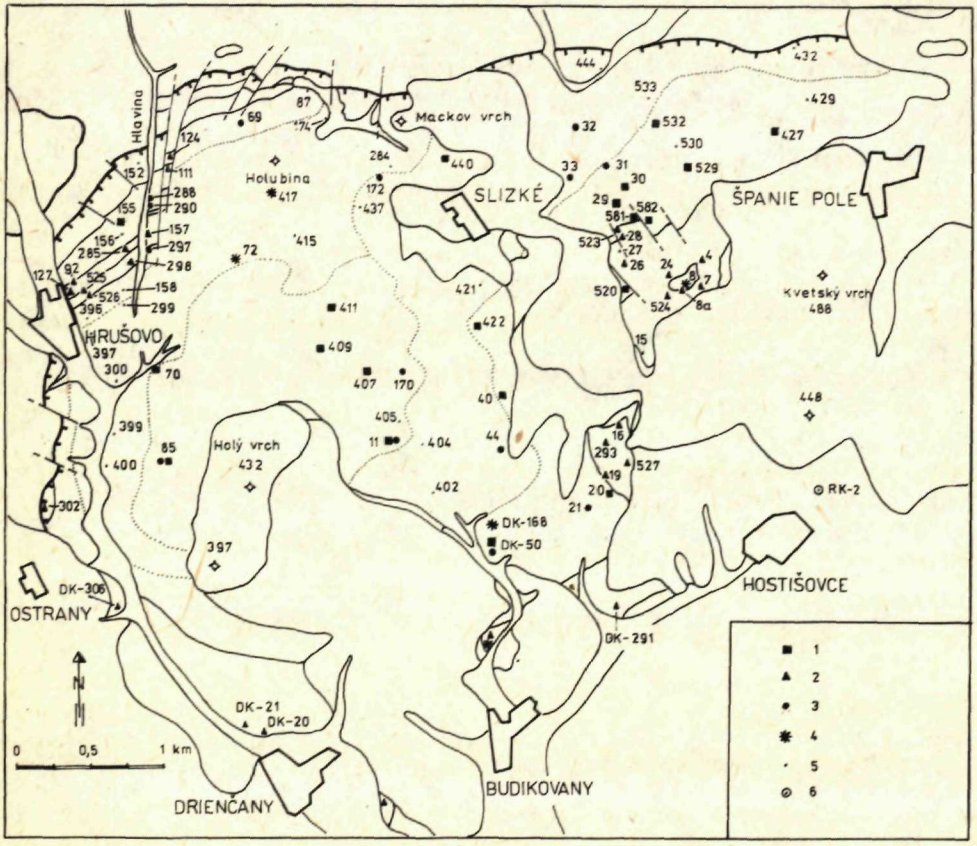
Zostavil Ľ. Gaál. Vysvetlivky: 1–kvartér nečlenený; 2–vulkanoklastiká andezitov (báden–sarmat); 3–íly, šlíry (eger); 4–pieskovce, zlepence, organodetritické vápence (eger); 5–dachsteinské biohermné vápence (norik); 6–hallstattské vápence (vrchný karn–norik); 7–tisovské vápence (stredný–vrchný karn); 8–wettersteinské vápence (kordevol): a) lagunárna fácia s *Dasycladaceae*, b) fácia riasových strómatolitov; 9–wettersteinské vápence (kordevol): a) predrifová fácia, b) biohermná fácia; 10–svetlosivé dolomity; 11–reiflinské vápence (vrchný ladin); 12–nádašské vápence (vrchný ilýr?–spodný ladin); 13–steinalmské vápence (pelson–ilýr); 14–gutensteinské vápence (spodný anis); 15–bridličnato-slienité súvrstvie (spodný trias); 16–nerozlíšené sedimenty meliatskej série.

Vápence panvovej fácie ladinu a kordevolu

Medzi steinalmskými a wettersteinskými vápencami pri Hrušove na povrch vystupuje približne 50–80 m hrubý súbor vápencov panvovej fácie. Ich spodnú časť predstavujú nádašské vápence, vrchnú vápence reiflinské.

Nádašské vápence, ako ich vymedzil S. Kovács (1979), tvoria bezprostredné nadložie steinalmských vápencov. Vyznačujú sa pestrou farbou, s častou variabilitou odtieňov šedej, svetlošedej, červenej a ružovej farby, ako aj ich kombináciami. Ich charakteristickým znakom je aj prítomnosť sivých, drúzovými kalcitmi vyplnených dutín, tzv. stromataktov, rohovce však v tejto oblasti neobsahujú. Väčšie odkryvy chýbajú, preto nie je možné zistiť vrstevnatosť (lavicovitosť). Snáď by o nej miestami svedčilo lineárne usporiadanie škráp.

Mikroskopický obraz nádašských vápencov vhodne odráža ich makroskopickú variabilnosť. Časté sú rôzne typy pelagických mikrofácií aj v rámci jedného výbrusu



Obr. 2 Mapa lokalít.
1–nález dasykladaceí; 2–konodonty; 3–foraminifery; 4–makroskameneliny (lastúrniky, ulitníky, brachiopódy); 5–iné významné dokumentačné body; 6–vrt.

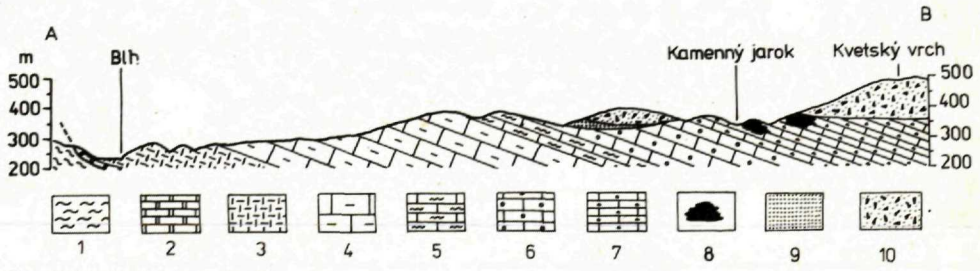
(tab. VI obr. 3) s ich pozvoľnými a ostrými hranicami, mikrostylolitmi a znakmi bioturbácie. Ide najčastejšie o filamentovo-globochétový biopelmikrit, gradačný mikrit až mikrosparit, často s tenkostennými bivalviami, globochétami, ostrakódmi, s prierezmi ihlíc húb, zriedkavejšie s kolumnáliami echinoderm, pravdepodobne aj s kalcifikovanými rádiolériami.

Obsahujú aj bohatú konodontovú mikrofaunu. Asociácia *Gondolella excelsa* (Mosher) – (tab. XI obr. 1, 2, 3), *G. mombergensis* Tatge (tab. XI obr. 4, 6) a *Gladigondolella tethydis* (Huckriede) – (tab. XI obr. 5, 7), ktorá v odobratých štyroch vzorkách (RS-92, RS-127 a RS-285 východne od Hrušova a RS-124 z ľavej stráne doliny Hlavina) sa často vyskytuje masovo, poukazuje na vrchnoilýrsky až spodnoladinský vek* (zóny *Paraceratites trinodosus, Aplococeras avisianus, „Protrachyceras" reitzi,* prípadne i *„P." curionii*). Bolo tu zistené aj bohaté spoločenstvo stratigraficky menej významných ozúbkovaných konodontov: *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *suevica* (Tatge), *H.* (*Metaprioniodus*) *pectiniformis* (Huckriede), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (Tatge), *P.* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede), *Lonchodina hungarica* Kozur et Mostler, *Neoplectospathodus muelleri* Kozur et Mostler, *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Chirodella dinodoides* (Tatge) a iné.

Nádašské vápence v tejto oblasti sú dobre koralovateľné s podobnými vápencami Slovenského krasu (viď napr. J. Mello–P. Reichwalder 1978, J. Mello et al. 1979) alebo maďarskej časti Dolného vrchu (S. Kovács 1979). Sú im podobné nielen vekom ale i farbou, mikrofáciou a pozíciou.

Nadložné reiflinské vápence majú šedú až tmavošedú farbu, rohovce obsahujú len miestami. Ich lavicovitosť sa dá odhadovať taktiež len podľa usporiadania škráp. Vystupujú v hrúbke 50–70 m.

Mikroskopicky ide prevažne o biopelmikrit, miestami so zvýšeným obsahom sparitového ortochému s výskytom intraklastov. Obsahujú tenkostenné lastúrniky,



Obr. 3 Geologický rez A–B.
Zostavil Ľ. Gaál. Vysvetlivky: 1–spodný trias; 2–reiflinské vápence; 3–wettersteinské biohermné vápence; 4–wettersteinské lagunárne vápence; fácie s dasykladaceami; 5–wettersteinské vápence, fácia riasových stromatolitov; 6–tisovské vápence; 7–hallstattské vápence; 8–dachsteinské biohermné vápence; 9–sedimenty egeru; 10–vulkanoklastiká andezitov.

* Pri vekovom zaradení konodontov sme sa opierali hlavne o prácu S. Kovácsa–H. Kozura 1980.

globochéty, *Gemeridella minuta* Borza et Mišík a fragmenty z kalcifikovaných rádiolárií.

Konodontová mikrofauna je oveľa chudobnejšia než u nádašských vápencov. Z bázy reiflinských vápencov (vz. RS-525 pri Hrušove) boli získané len fragmenty *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede), *Enantiognathus petraeviridis* (Huckriede) a ďalších neidentifikovaných ozúbkovaných konodontov. Ich vrchná časť však popri tom istom spoločenstve, ako aj popri článkoch krinoidov, ihlíc húb a skleritov holotúrií vo vzorke RS-526 (290 m na VSV od kostola v Hrušove) obsahuje aj *Metapolygnathus mungoensis* (Diebel) – (tab. XI obr. 12), *Gondolella* aff. *foliata* (Budurov) a vo vzorke RS-157 (pri krasovom prameni v doline Hlavina) *Metapolygnathus mostleri* (Kozur) – (tab. XI obr. 10, 11). Tieto druhy poukazujú na vyšší longobard až kordevol (vrchná časť zóny s *Protrachyceras archelaus* až *Trachyceras aon*).

Tmavé reiflinské vápence v nadloží nádašských alebo schreyeralmských vápencov sú v Slovenskom krase bežné (napr. J. Bystrický 1964, 1972, J. Mello 1974, 1975). Miestami chýba charakteristická hľuznatosť a rohovce. Takéto partie boli označené ako pseudoreiflinské (V. Kollárová-Andrusovová–J. Bystrický 1974, J. Mello 1974, 1975).

Reiflinským podobné vápence vystupujú severne od Drienčan a v menších tektonických útržkoch južne od Hrušova. Pri Drienčanoch sú doskovité až tenkolavicovité, šedé, miestami hnedošedé. Obsahujú svetlé, „nedokončené" rohovce, často s koncentrickými kruhmi (podobné rohovce s prstencovou štruktúrou uvádza napr. M. Mišík z lokality Turík pri Lúčkach – M. Mišík 1972, str. 114). Dominantnou mikrofáciou týchto vápencov je biopelmikrit; miestami zvýšený obsah sparitovej základnej hmoty s mierne zaoblenými intraklastmi však poukazuje na plytkovodnejšie prostredie s blízkosťou zóny s dosahom vĺn. Vo výbruse boli zistené foraminifery, globochéty, ostrakódy, ojedinele i kalcifikované rádiolárie. Na konodonty sú veľmi chudobné (obsahujú len fragmenty ozúbkovaných konodontov). Podľa skleritov holotúrií predpokladáme, že sú kordevolského veku. Zo vzorky DK-20 z Drienčan (ľavý breh Blhu južne od kameňolomu) R. Mock určil *Theelia köveskallensis* Kozur et Mostler, *Th. gümbeli* Kristan-Tollmann, *Th. immisorbicula* Mostler, *Eocaudina cassianensis* Frizzel et Exline a problematikum *Irinella canalifera* (Kristan-Tollmann).

Karnické plytkovodné vápence

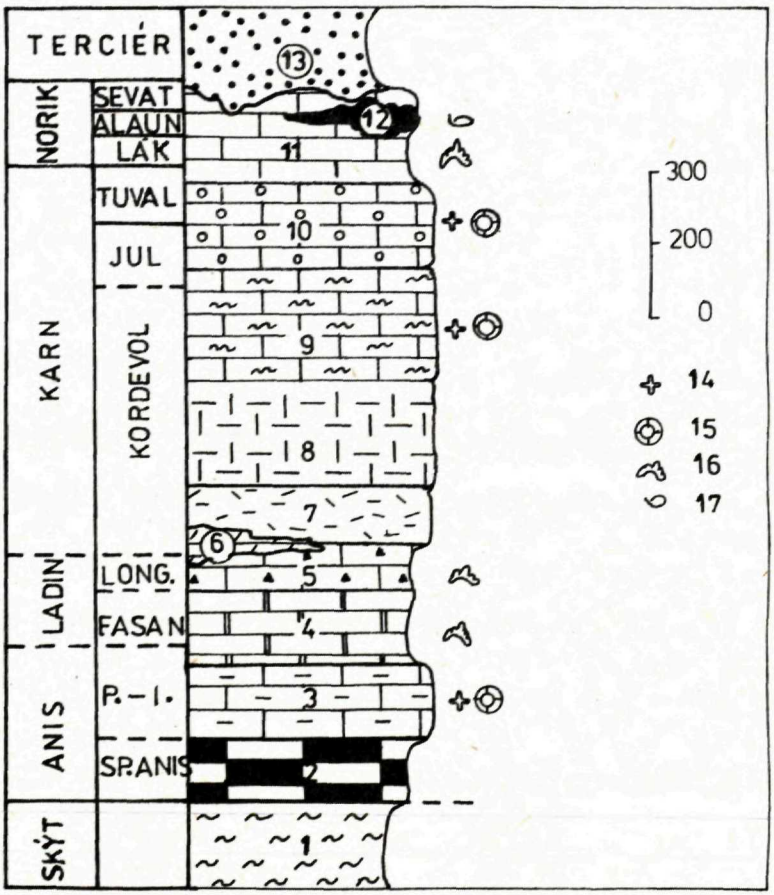
V nadloží reiflinských vápencov je rozšírený približne 400–600 m hrubý súbor svetlosivých masívnych vápencov (obr. 3), ktoré tvoria prevažnú väčšinu územia Drienčanského krasu s bohatým povrchovým a podpovrchovým krasovým fenoménom.

Ich spodná hranica s reiflinskými vápencami je pri Hrušove dobre slovateľná, smerom k SV (severne od kóty 431 Holubina) je však tektonizovaná, s výstupom svetlých dolomitov. Nakoľko sú reiflinské vápence zastúpené vo vyššom ladine, prípadne aj v spodnom kordevole, pravdepodobne ani spodná hranica svetlosivých

(wettersteinských) vápencov nesiaha nižšie od spodného kordevolu (zóna s *Frankites sutherlandi*). Vrchnú hranicu kladieme do stredného až vrchného tuvalu, kde nastupujú paleontologicky doložené hallstattské vápence. K tomu intervalu zhruba zodpovedajú aj dasykladacey a foraminifery svetlosivých vápencov.

Mikrofaciálnou analýzou sa v nich dajú rozlíšiť nasledovné faciálne zóny: predrifová fácia, biohermná fácia, fácia lagunárnej plošiny a vyššie energetické prostredie zarifovej fácie. Posledné pásmo patrí už pravdepodobne k tisovským vápencom.

Predrifovú fáciu možno mikrofaciálne charakterizovať ako zle triedený biointrasparit, čiastočne s obsahom mikritu, so zhlukmi peletov a neusporiadanými



Obr. 4 Schematický profil Drienčanského krasu.
Vysvetlivky: 1–bridličnato-slienitý súbor; 2–gutensteinské vápence; 3–steinalmské vápence; 4–nádašské vápence; 5–reiflinské vápence; 6–svetlosivé dolomity; 7–wettersteinské vápence, predrifová fácia; 8–wettersteinské vápence, biohermná fácia; 9–wettersteinské vápence, lagunárna fácia; 10–tisovské vápence; 11–hallstattské vápence; 12–dachsteinské biohermné vápence; 13–sedimenty terciéru; 14–foraminifery; 15–dasykladacey; 16–konodonty; 17–brachiopódy.

alochémami (tab. VI obr. 2). Sparitový ortochém spravidla prevláda nad mikritom, ktorý je prítomný prevažne vo forme hniezd, ako základná hmota peletových zhlukov alebo vnútri organických dutín. V zmysle klasifikácie R. J. Dunhama (1962) zodpovedajú „packstonu". Intraklasty sú najčastejšie malé, mierne zaoblené, ale vyskytujú sa aj väčšie hrudy (lumps), lokálne i mikrobrekciovité úlomky. Ich ďalším charakteristickým znakom je prítomnosť bioklastov sesílnych biohermných organizmov. Boli zistené sfinktozoy, inozoy, ďalej *Ladinella porata* Ott, *Tubiphytes obscurus* Maslov a iné problematické riasy, *Plexoramea cerebriformis* Mello, ostrakódy, foraminifery, bivalvie, echinodermy a *Aeolisaccus* sp.

Na povrch vystupujú v dobre sledovateľnom pruhu od Hrušova až k vodojemu Močidlá, sz. od Slizkého. Sú situované v bezprostrednom nadloží reiflinských a v podloží biohermných wettersteinských vápencov.

Svetlosivé biohermné vápence, na navetranom povrchu s charakteristickými rifovými organizmami sa tiahnu od Hrušova cez kótu 431 (Holubina) k andezitovému kopcu Mackov vrch (700 m sz. od Slizkého). Vyskytujú sa aj južne od Hrušova na oboch brehoch riečky Blh, pri Drienčanoch však prechádzajú do hnedošedých vápencov.

Vo vnútornej časti ich môžeme podrobnejšie klasifikovať ako „framestone" alebo „bindstone" (v zmysle A. F. Embryho–J. E. Klovana 1971). Pod mikroskopom sú časté veľké sparitové polia (dutiny), na okrajoch s radiaxiálnym kalcitovým tmelom, „evinospongie" a rôzne sesílne organizmy, medzi ktorými sú hniezda rifového detritu, pelsparitu, nepravidelných i zaoblených intraklastov (coated grains – hornina nadobúda charakter „grainstonu") a rôznych organizmov, bioklastov (tab. VII obr. 1). Hustota usporiadania alochémov je rôzna, miestami sú len roztrúsené v sparitovej základnej hmote. Rifové telesá sú tvorené prevažne sfinktozoami (tab. VII obr. 2), *Tubiphytes obscurus* Maslov (tab. VII obr. 5), inozoami, koralmi a organizmami „incertae sedis", ako *Ladinella porata* Ott, ale vyskytuje sa aj *Plexoramea cerebriformis* Mello (tab. VII obr. 4), *Baccanella floriformis* Pantić, *Muranella sphaerica* Borza, *Pycnoporidium* ? *eomesozoikum* Flügel (tab. VII obr. 3), *Solenoporaceae, Codiaceae, Bryozoa, Microtubus communis* Flügel. Z ostatných živočíchov, ktoré obývali biohermné telesá boli zistené foraminifery, ostrakódy a lamelibranchiáty. Z južnej časti kóty 431 (Holubina) pochádza aj nález makroskameneliny; určenej M. Kochanovou ako *Chlamys* (*Praechlamys*) cf. *reticulata* (Schlotheim). Ďalšie nedostatočne zachované lastúrniky boli zistené pri krasovej vyvieračke Kadlub (RS-72).

Prechod rifových vápencov k lagunárnym je veľmi pozvoľný. Zvyšuje sa obsah peletov, miestami i bioklastov dasykladaceí, ale zvyšky rifových organizmov sa nachádzajú aj ďalej od vnútorného telesa.

V lagunárnej fácii wettersteinských vápencov môžeme rozlíšiť mikrofáciu s dasykladaceami a s riasovými stromatolitmi. Vápence s dasykladaceovými mikrofáciami boli zistené prevažne v okolí severnej časti Holého vrchu (kóta 432). Najčastejšie mikrofácie, biointrasparit, biointrasparudit, biopelsparit, miestami i dismikrit (riasovo-rohožkový loferit) alebo biopelmikrit sa môžu vyskytovať aj v rámci jednej vzorky (napr. RS-85, vchod jaskyne Pri Ridzoňovcoch západne od Holého vrchu). V zmysle klasifikácie R. J. Dunhama (1962) zodpovedajú „packstonu", „peloidal

packstonu", zriedkavejšie až „grainstonu-packstonu". Základná hmota nie je všade sparitová, časté sú hľuzy, akumulácie alebo vrstvičky pelmikritu alebo biopelmikritu, ale vyskytuje sa aj prechod k dismikritu. Z intraklastov, okrem menších, mierne zaoblených „jednoduchých" (od 0,06 do 0,7 mm, najčastejšie 0,15–0,3 mm) sa vyskytujú aj väčšie zhluky (hrudy–„lumps") s rozmermi 0,8–1 mm. Biozložku tvoria hlavne dasykladacey, z ktorých bol však bezpečne identifikovaný len druh *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia (tab. VIII obr. 1) a ojedinele *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystr. Časté sú foraminifery určené O. Jendrejákovou ako *Agathamina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann, *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Glomospira gemerica* Salaj, *Ophtalmidum* sp. (vz. RS-85 západne od Holého vrchu), *Duostomina* sp., *Diplotremina* sp. a ďalšie (vz. RS-11 a RS-170 sv. od Holého vrchu), ako aj lamelibranchiáty, gastropódy, *Aeeolisaccus* a globochéty.

Riasové stromatolity (loferity v zmysle A. G. Fishera 1964) sú rozšírené hlavne južne, ale i západne a severne od Slizkého, v oblasti kóty 326 (Vŕše) a v doline potoka Drienok, no objavujú sa aj východne, smerom na Španie Pole. Podľa členenia A. G. Fishera (l.c.) môžeme tu určiť peletové loferity (pelety sú vo väčšom-menšom množstve prítomné vo všetkých typoch riasových stromatolitov), riasovo-rohožkové loferity, loferitové zlepence a ojedinele homogénne loferity.

V riasovo-rohožkových loferitoch, ktoré sú najrozšírenejšie, podľa ich vnútorného zloženia môžeme rozlíšiť sinicové a taumatoporelové. V prevažnej väčšine vzoriek charakteristicky prevláda jeden alebo druhý typ, avšak môžu sa vyskytovať aj spoločne. V sinicových loferitoch sú rozoznateľné jemné vlákna, úzke trubičky alebo póry (tab. VIII obr. 2), patriace najskôr siným riasam. Sú rozmiestnené slabo usporiadane, alebo nepravidelne medzi sparitovými dutinami, pórmi vysychania. Vo väčšine prípadov je pomer sparitu k mikritu 1:1. Miestami obsahujú aj úlomky dasykladaceí alebo taumatoporel.

Taumatoporelové loferity sa vyznačujú masovým výskytom *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Reineri) – (tab. IX obr. 1), ktoré sú zachované v rôznej miere. Tvoria dominantný podiel sparitových dutín (očká–„birdseyes", póry vysychania–„shrinkage pores"), ktoré sú mnohokrát obklopené spravidla polygonálnymi bunkami (komôrkami) taumatoporelových rias. Časté sú prechody nesúvislých čiar na okrajoch sparitových dutín (birdseyes) k bunkám taumatoporel. Dosvedčuje to, že väčšina očiek (birdseyes) taumatoporelových loferitov predstavuje vlastne vnútornú časť tejto riasy. Bunky však boli zle fosilizovateľné, zachovali sa len v niektorých prípadoch. Výskyty *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Reineri) z riasových stromatolitov uvádza aj J. Mello z planiny Dolný vrch (J. Mello 1976, str. 41).

Loferity obsahujú miestami aj rúrky po lezení červov, foraminifery, ostrakódy, gastropódy a v jednom prípade osteň ježovky a riasu problematickej príslušnosti.

Loferitové zlepence sa vyskytujú 390 m na SSZ od kóty 326 (Vŕše) vo forme „rudstonu". Intraklasty loferitov sú často inkrustované afanitickým lemom. Ďalej sa vyskytujú aj východne od Slizkého, kde bola vo vzorke RS-33 (Drienocká pustatina) zistená mikrosekvencia do homogénneho loferitu. Intraklasty sú tu zložené tak z homogénnych, ako aj z riasovo-rohožkových a peletových loferitov. Ich veľkosť sa pohybuje medzi 0,15 do 3 mm.

Vápence, ktoré vznikli vo vyššie energetickom prostredí zarifovej fácie vystupujú v hrúbke 130–200 m v oblasti Skalica (1,5 km severne od Budikovian) a Drienocká pustatina (východne od Slizkého) v podloží hallstattských a v nadloží lagunárnych wettersteinských vápencov. Sú to vlastne organodetritické vápence, miestami s masovými výskytmi *Andrusoporella duplicata* (tab. IX obr. 2), kým nálezy *Teutloporella herculea* sú len ojedinelé. Stratigraficky sa najpravdepodobnejšie zaraďujú do julu až stredného tuvalu (vo vrchnom tuvale začínajú hallstattské vápence). Nevylučujú to ani nálezy foraminifer na Drienockej pustatine (vzorka RS-31) určené J. Salajom ako *Angulodiscus gaschei praegaschei* (Köhn-Zan.), *Permodiscus pragsoides* Oberh. a *Pilaminella* cf. *gemerica* Salaj alebo *Trochammina* cf. *alpina* Kristan-Tollm., *Agathamina austroalpina* Kristan-Tollmann et Tollmann (vz. RS-21, Kamenný jarok). Ide teda o tisovské vápence.

Mikrofaciálne sú charakterizované ako biointrasparit, biointrasparudit, prípadne oointrasparit, podľa Dunhamovej klasifikácie ako „grainston". Intraklasty sú v prevažnej väčšine malých rozmerov (od 0,06 do 0,7 mm, najčastejšie 0,13–0,3 mm, inde 0,3–0,6 mm), guľaté, oválne alebo nepravidelné, avšak stále dobre zaoblené, opracované. Väčšie zhlukové intraklasty sú zriedkavejšie až ojedinelé, spravidla sú obalené afanitickým lemom. Ooidy majú prevažne koncentrickú stavbu, sú guľaté alebo oválne, vo vnútri často s kryptokryštalickým telieskom. Pelety okrem okrajových, resp. prechodných sedimentov k lagunárnym vápencom, sú veľmi ojedinelé. Bioklasty tvoria hlavne *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystr. (tab. IX obr. 2), foraminifery, gastropódy, lastúrniky, zriedkavejšie články krinoidov, ostne ježoviek a siné riasy v loferitových útržkoch. Z oblasti Skalice severne od Budikovian pochádza aj makrofosília určená M. Kochanovou ako *Coelostylina* sp. (vzorka DK-168). Na malej ploche tu boli zistené aj vápence rifového charakteru. Ide pravdepodobne o lokálne menšie útesové teleso (patch reef).

Tisovské vápence Driencanského krasu sa usadili nesporne v plytkovodných podmienkach (subtidal), avšak veľká vytriedenosť, „zrelosť" opracovaných alochémov a absencia mikritovej základnej hmoty v prevažnej väčšine vzoriek, ako aj nedostatok peletov poukazuje na oblasť stále atakovanú morskými vlnami. Táto sedimentácia na konci tuvalu s miernym prehĺbením morského dna vyústila do usadenia vápencov hallstattskej fácie.

Hallstattské a dachsteinské rifové vápence

Hallstattské vápence sú rozšírené na oboch brehoch potoka Kamenný jarok medzi obcami Hostišovce a Slizké. V severnej časti sa tiahnu až k južnému okraju Drienockej pustatiny, kde prechádzajú do podložných tisovských vápencov. Smerom na juh a východ sú pokryté miocénnymi šlírmi, resp. vulkanoklastikami andezitov, na malých plochách pri Budikovanoch a Driencanoch však vychádzajú na povrch.

Pravdepodobne celé nadložie je odstránené denudáciou, takže ich hrúbka nie je priamo merateľná.

Najspodnejšie známe vrstvy súboru hallstattských vápencov vystupujú na povrch v južnej časti Drienockej pustatiny (1 km východne od Slizkého). Sú doskovité, škvrnité, červenej, šedej, a ružovkastej farby. Rohovce neboli zistené. Mikroskopicky predstavujú lamelibranchiátový „packstone" (biopelmikrit–biopelsparit) s hojným množstvom peletov a schránok bivalvií. Vzorka RS-523 (južná časť Drienockej pustatiny) poskytla nasledovnú konodontovú mikrofaunu: *Gondolella noah* (Hayashi) – (tab. XII obr. 2, 3, 4), *G. nodosa* (Hayashi) – (tab. XII obr. 5, 6) a prechodné formy medzi *G. noah* (Hayashi) a *G. polygnathiformis* Budurov et Stefanov (tab. XII obr. 1), ako aj ozúbkované formy *Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *suevica* (Tatge) a *H.* (*Metaprioniodus*) *muelleri* (Tatge). Prvé dve platničkovité formy hovoria o vrchnotuvalskom veku (podľa S. Kovács–H. Kozur 1980), o zóne *Klamathites macrolobatus*, avšak podľa prechodných foriem *G. noah – G. polygnathiformis* nie je vylúčená ani vrchná časť zóny *Tropites subbulatus*. V nadložných vrstvách (vz. RS-28) sa objavuje *Metapolygnathus primitius* (Mosher) s primitívnymi *M. abneptis abneptis* (Huckriede) a vymizne *Gondolella noah* (Hayashi). Poukazuje to na spodný norik (zóna *Mojsisovicsites kerri*).

Vápence smerom do nadložia postupne nadobúdajú šedú, červenkastošedú, vyššie svetlošedú a slaboružovkastú farbu s vrstvičkami alebo konkréciami svetlých rohovcov. Najväčšiu hrúbku dosahujú svetlošedé doskovité rohovcové vápence, ktoré sa mikroskopicky prejavujú ako biomikrit (mudstone) – (tab. X obr. 2), s globochétami, prierezmi ihlíc húb, menej filamentmi, ostrakódmi, drobnými foraminiferami, kalcifikovanými rádiolériami a fragmentmi echinoderiem (vz. RS-16, RS-4, DK-291 z rôznych miest doliny Kamenný jarok). Konodontová mikrofauna svedčí o veku spodný až stredný norik. Vo všetkých vzorkách sa vyskytuje *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) – (tab. XII obr. 8, 9, 10) a *M. abneptis spatulatus* (Hayashi), vo vzorke RS-4 (vyššia časť doliny) sa objavujú prechodné formy k *M. posterus* (Kozur et Mostler). Dokonale vyvinuté jedince *M. posterus* (Kozur et Mostler) – (tab. XII obr. 12) sa vyskytujú v nadložných vápencoch so slaboružovkastým odtieňom (vz. RS-524, horná časť doliny), čo už signalizuje vek alaun až spodný sevat (zóny *Juvavites magnus* až *Himavatites columbianus*). Z toho (svetlosivého a ružovkastého) súboru H. Kozur–R. Mock (1974) opísali z lokality od Budikovian *Misikella longidentata* n. gen. n. sp. a M. Kochanová určila *Halobia* cf. *halorica* Mojs. (K. Borza–A. Began–M. Kochanová 1965). Boli tu zistené aj norické (resp. vrchnotriasové) mikrofosílie, ako *Praecalpionellites gemeriensis* Borza a *Globochaete tatrica* Radwański (M. Mišík–M. Sýkora 1980, s. 241).

V severnej časti doliny Kamenný jarok, 1 km na západ od kóty 488 (Kvetský vrch), uprostred hallstattských vápencov vyššie opísaného horizontu vystupujú na povrch svetlosivé masívne vápence prevažne biohermného charakteru. V bezprostrednom okolí svetlých vápencov (prechod k hallstattským vápencom, vz. RS-8a) sa našli bližšie neidentifikované halóbie, ako aj konodonty zo stredného až vrchného noriku (zóny *Juvavites magnus* a *Himavatites columbianus*): *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), *M. abneptis spatulatus* (Hayashi), *M. posterus* (Kozur et Mostler) a *Gondolella navicula* Huckriede (tab. XII obr. 7). Vo

svetlosivých vápencoch našiel M. Havrila brachiopód, ktorý J. Pevný určil ako *Pexidella* cf. *leptorhyncha* (Bittner). Podopiera to tiež norický vek vápencov.

Pod mikroskopom sa výrazne prejavuje biohermný charakter, (tab. X obr. 3), často s *Muranella sphaerica* Borza (vz. RS-23), na niektorých (okrajových) miestach však majú organodetritickú štruktúru (biomikrosparit, packstone) s akumuláciami schránok bivalvií (vz. RS-8, tab. X obr. 4). Prechod k hallstattským vápencom je pomerne náhly, ale ich tektonický styk je tu málo pravdepodobný. Ide zrejme o premiestnené biohermné teleso v podobe olistostromu. Tieto vápence sú korelovateľné s dachsteinskými rifovými (furmanskými) vápencami Drienkovej hory v Slovenskom krase.

V strednej, ojedinele vo vrchnej časti doliny Kamenný jarok sú zachované najvyššie členy súboru hallstattských vápencov v Driencanskom krase. Sú to stredno- až tenkodoskovité červenohnedé alebo červenošedé, miestami silne rohovcové vápence. Mikroskopicky sa javia prevažne ako biomikrosparit (wackestone), sú však časté mikrofaciálne zmeny od „mudstonu" až k „packstonu". Frekventované sú schránky bivalvií (tab. X obr. 1), ale vyskytujú sa drobné foraminifery, ostrakódy, zriedkavejšie články krinoidov, fragmenty brachiopódov, globochéty a ostne ježoviek. Mikroskopicky, ale i vývojove, ukazujú úzku spätosť s hallstattskými vápencami pri Silickej Brezovej (porov. M. Mišík–K. Borza 1976).

Z konodontov popri *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) a *M. posterus* (Kozur et Mostler) – (tab. XII obr. 13) sa objavuje *M. bidentatus* (Mosher) – (tab. XII obr. 14), ktorý poukazuje na spodný až stredný sevat (zóna *Himavatites columbianus* až spodná časť zóny *Sagenites giebeli*) – (vz. RS-293, 250 m na JV od odbočky cesty na Slizké a RS-7, 780 m na Z od kóty 488 Kvetský vrch).

Najvyššie známe vrstvy súboru vystupujú vo vyššej časti ľavého brehu stredného úseku doliny (dokumentačný bod 527). V ich farbe dominuje šedý odtieň, pribúda slabá slienitá prímes, čo značí začiatok prechodu k zlambašským vrstvám. Tieto však boli pravdepodobne denudované ešte pred transgresiou miocénneho mora. Svedčí o tom aj vrt RK-2 pri Hostišovciach, kde medzi hostišovskými vrstvami (kišcel, v podloží egerských šlírov lučenského súvrstvia – D. Vass–M. Elečko, v tlači) a hallstattskými vápencami bola navŕtaná kôra zvetrávania pravdepodobne oligocénneho veku (D. Vass 1966).

Poznámky k tektonike územia

Driencanský kras predstavuje kryhu s mierne uloženými karbonátovými vrstvami alebo súbormi so sklonmi 10°–30°. Tvoria brachysynklinálu (špaňopoľská synklinála v zmysle M. Maheľa 1954) s plytkou amplitúdou, so smerom osi V–Z. V axiálnej depresii vystupujú hallstattské vápence. Celá karbonátová kryha je nasunutá na podložné, strmo zvrásnené pieskovcovo-bridličnaté a slienito-vápencové súvrstvie spodného triasu silického príkrovu. V severozápadnej časti územia vystupuje aj šupina meliatskej série, o ktorej však pojednávame v osobitnej práci. V dôsledku násunu sú podstatné časti ramien brachysynklinály Driencanského krasu tektonicky

odstránené, prípadne i denudované. Zachovali sa len severovýchodne od Hrušova, avšak väčšia časť gutensteinských vápencov chýba aj tu, alebo vystupuje v podobe tektonických brekcií. Menšie prešmyky sa dajú predpokladať medzi nádašskými a reiflinskými vápencami, ako aj medzi tisovskými a hallstattskými vápencami v oblasti Drienockej pustatiny. Ďalšími prešmykmi a zlomami je komplikovaná zrejme i južná a juhovýchodná časť územia, ich väčšina je však zakrytá mladšími sedimentmi.

Najpravdepodobnejším sa zdá, že brachysynklinála Driencanského krasu predstavuje najzápadnejší blok plešivsko-brezovskej kryhy v zmysle J. Bystrického (in O. Fusán et al. 1962).

Poďakovanie
Záverom ďakujem prof. Dr. M. Mišíkovi, DrSc., a Dr. J. Mellovi, CSc., za cenné rady; Dr. R. Mockovi a Dr. S. Kovácsovi (Budapest) za pomoc a za revíziu konodontov; Dr. J. Salajovi, CSc., a Dr. O. Jendrejákovej za určenie foraminifer; Dr. J. Bystrickému, DrSc., za určenie dasykladaceí a Dr. M. Kochanovej a Dr. J. Pevnému, CSc., za určenie bivalvií a brachiopódov.

Do tlače odporučil J. Bystrický.

Literatúra

BORZA, K.–BEGAN, A.–KOCHANOVÁ, M. 1965: Poznámky k tzv. jure pri Budikovanoch. Spr. Geol. Výsk. 2, Bratislava, 62–63.

BYSTRICKÝ, J. 1962: Nové Dasycladaceae triasu Slovenského krasu. Geol. Zbor. 13, 2, Bratislava, 227–240.

BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. Úst. geol., Bratislava, 1–204.

BYSTRICKÝ, J. 1972: Faziesverteilung der Mittleren und Oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, Innsbruck, 289–310.

DUNHAM, R. J. 1962: Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. Classification of Carbonate Rocks, a symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 1., 108–121.

EMBRY, A. F.–KLOVAN, J. E. 1971: A late Devonian Reef Tract on Northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bull. Canad. Petrol. Geol., 19, 730–759.

FISHER, A. G. 1964: The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. Kansas Geol. Surv. Bull. 169, 38 Lawrence, 107–149.

FÖTTERLE, F. 1867: Vorlage der geologischen Detailaufnahmskarte der Umgebung von Rimaszombat. Verh. Geol. Reichsanst. Wien.

FUSÁN, O. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Rimavská Sobota. Geofond, Bratislava.

GAÁL, Ľ. 1979: Nové poznatky ku geológii, morfológii a speleológii Driencanského krasu. Slov. kras., 17, Martin, 85–107.

GAÁL, Ľ. et al. 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR, 1:25 000, list Ratkovská Suchá. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1–115.

KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVOVÁ, V.–BYSTRICKÝ, J. 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. Schrift. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, Wien, 147–155.

KOVÁCS, S. 1979: A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése. Őslénytani viták (Discusiones Palaeontologicae, 24, Budapest, 33–58.

KOVÁCS, S.–KOZUR, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. Geol. Paläont. Mitt. 10, 2, Innsbruck, 47–78.
KOZUR, H.–MOCK, R. 1974: Zwei neue Conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. Časop. pro min. a geol. 19, 2, Praha, 135–139.
MAHEĽ, M. 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria – poznámky k územiu juhovýchodne od Železníka. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, 49–53.
MARKOVÁ, M. 1959: Výskyt valúnov jury v terciérnych zlepencoch na jz. okraji Juhoslovenského krasu. Geol. Práce, Zoš. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 267–277.
MELLO, J. 1974: Facial Development and Facial Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern Part of Gemerides). Schrift. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. 2, Wien, 147–155.
MELLO, J. 1975: Pelagic and Reef Sediment Relations of the Middle Triassic in the Silica Nappe and Transitional Strata Nature (the Slovak Karst, West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpathica, 26, 2, Bratislava, 237–252.
MELLO, J. 1976: Faciálne a stratigrafické členenie wettersteinských vápencov čs. územia planiny Dolný vrch. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 37–52.
MELLO, J.–REICHWALDER, P. 1978: Geologická stavba Jasovskej planiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MELLO, J. et al. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Turňa n. Bodvou. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–117.
MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. Acta geol. et geor. Univ. Comen., Geologica 22, Bratislava, 5–154.
MIŠÍK, M.–BORZA, K. 1976: Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). Acta geol. et geogr. Univ. Comen., Geologica 30, Bratislava, 5–47.
MIŠÍK, M.–SÝKORA, M. 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen und oberkretazische Süsswasserkalke des Gemerikums. Geol. Zbor. Geol. carpathica 31, 3, Bratislava, 239–261.
VARGA, I. 1971: Záverečná správa, úloha SGR-juh. Vyhľadávací prieskum Hg, Cu a ostatné farebné kovy. Geofond, Bratislava.
VASS, D. 1966: Vyhodnotenie výsledkov I. etapy výskumu problému „Uhlie v Rimavskej kotline". Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VASS, D.–ELEČKO, M. 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (Južné Slovensko). Geol. Práce, Správy 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
VAŠKOVSKÝ, I. 1951: Geologické pomery územia medzi Rim. Baňou a Kameňanmi. Manuskript – archív FGGV, Bratislava.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám V–XII

Tabuľka V

Obr. 1 Škrapy na tisovských vápencoch 1,5 km severne od Budikovian.
Obr. 2 Selektívne vyvetrané riasové stromatolity v jaskyni Pole Dúbravíc, 1,3 km južne od Slizkého.
Foto: Ľ. Gaál.

Tabuľka VI

Obr. 1 *Physoporella pauciforata* cf. var. *undulata* Pia (určil J. Bystrický) v riasovom biomikrite steinalmského vápenca (RS-155, čv. 9983), × 15.
Foto: Ľ. Gaál.
Obr. 2 *Biointrasparit* (packstone) predrifovej fácie wettersteinských vápencov (RS-87, severne od vrchu Holubina, čv. 4490/79, × 5.
Foto: J. Mello.
Obr. 3 Styky pelagických mikrofácií v nádašskom vápenci (RS-127, Hrušovo, čv. 9988), × 12.
Foto: J. Mello.

Tabuľka VII

Obr. 1 Štruktúra biohermného wettersteinského vápenca južne od Hrušova (tubifitovo–sfinktozoový boundstone) (RS-399, čv. 3821/79), × 5.
Foto: J. Mello.
Obr. 2 *Ceothynella* sp. (určil S. Kovács) v biohermnom vápenci pri Slizkom (RS-174, čv. 9226), × 14.
Foto: Ľ. Gaál.
Obr. 3 *Pycnoporidium ? eomesozoikum* Flügel v biohermnom vápenci pri Hrušove (RS-397, čv. 2827/79), × 5.
Foto: J. Mello.
Obr. 4 *Plexoramea cerebriformis* Mello v biohermnom vápenci (RS-72, čv. 3806/79, krasová vyvieračka Kadlub), × 30.
Foto: J. Mello.
Obr. 5 *Tubiphytes obscurus* Maslov v biohermnom vápenci pri Slizkom (RS-174, čv. 9226), × 30.
Foto: Ľ. Gaál.

Tabuľka VIII

Obr. 1 *Teutloporella herculea* (Stopp.) vo wettersteinskom vápenci, fácia lagunárnej plošiny (RS-11, čv. 10041, východný svah Holého vrchu), × cca 20.
Obr. 2 Sinicový loferit, wettersteinský vápenec 600 m západne od Slizkého (RS-437, čv. 3811/79), × 10.
Foto: J. Mello.

Tabuľka IX

Obr. 1 Taumatoporelový loferit, wettersteinský vápenec v dolinke východne od Holého vrchu (RS-404, čv. 3814/79), × 10.
Foto: J. Mello.
Obr. 2 Dasykladaceový biointrasparit (grainstone) s *Andrusoporella duplicata* (Pia), tisovský vápenec, Drienocká pustatina východne od Slizkého (RS-582, čv. 1967/80), × 5.
Foto: J. Mello.
Obr. 3 Rotaloidná foraminifera v biointrasparite tisovského vápenca (DK-50, čv. 9993, severne od Budikovian).
Foto: Ľ. Gaál.

Tabuľka X

Obr. 1 Biomikrit so schránkami tenkostenných lastúrnikov. Červenošedý hallstattský vápenec, sevat (RS-7, čv. 878/80, vrchná časť doliny Kamenný jarok), × 5.
Obr. 2 Biomikrit s globochétami, ostrakódmi a prierezmi ihlíc húb. Svetlošedý hallstattský vápenec, spodný až stredný norik (RS-16, čv. 4488/79), × 8.
Obr. 3 Štruktúra dachsteinského biohermného vápenca z Kamenného jarku (RS-23, čv. 470/80), × 10.
Obr. 4 Lamelibranchiátový „packstone" („shell hash"), okraj dachsteinských vápencov – prechod k hallstattským vápencom (RS-8, čv. 2899/79, severná časť Kamenného jarku), × 10.
Foto: J. Mello.

Tabuľka XI

Obr. 1 *Gondolella excelsa* (Mosher). Nádašský vápenec z doliny Hlavina (RS-285), × 55.
Obr. 2 *Gondolella excelsa* (Mosher), pohľad zhora. Nádašský vápenec zo západného svahu Holubiny (RS-124), × 100.
Obr. 3 dtto, pohľad zboku.
Obr. 4 *Gondolella mombergensis* Tatge, juvenilná forma. Nádašský vápenec z pravej strany doliny Hlavina (RS-285), × 75.
Obr. 5 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), juvenilná forma, pohľad z boku. Nádašský vápenec zo západného svahu Holubiny (RS-124), × 55.
Obr. 6 *Gondolella mombergensis* Tatge, pohľad zdola. Nádašský vápenec z pravej strany doliny Hlavina (RS-285), × 80.
Obr. 7 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), pohľad zboku. Báza nádašských vápencov pri Hrušove (RS-92), × 90.

Obr. 8 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), pohľad zhora. Reiflinský vápenec, ľavý breh doliny Hlavina (RS-157), × 60.
Obr. 9 dtto, pohľad zboku.
Obr. 10, 11 *Metapolygnathus mostleri* (Kozur). Reiflinský vápenec, ľavý breh doliny Hlavina (RS-157), × 100.
Obr. 12 *Metapolygnathus mungoensis* (Diebel). Reiflinské vápence, vrchná časť súboru, Hrušovo (RS-526), × 70.
Foto: Karol Šebor.

Tabuľka XII
Obr. 1 *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, prechod ku *G. noah* (Hayashi). Báza hallstattských vápencov, Drienocká pustatina východne od Slizkého (RS-523), × 90.
Obr. 2 *Gondolella noah* (Hayashi), pohľad zhora. Lokalita ako predošlá, × 80.
Obr. 3 dtto, × 75.
Obr. 4 dtto, pohľad zdola, × 90.
Obr. 5 *Gondolella nodosa* (Hayashi), pohľad zhora. Lokalita ako predošlá, × 100.
Obr. 6 dtto, pohľad zdola, × 75.
Obr. 7 *Gondolella navicula* Huckriede. Hallstattské vápence, blízko k okraju dachsteinských rifových vápencov v Kamennom jarku (RS-8/a), × 50.
Obr. 8 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), pohľad zboku. Svetlosivé hallstattské vápence (RS-16), × 100.
Obr. 9 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), pohľad zhora.
Svetlosivé hallstattské vápence v ústí doliny Kamenný jarok (DK-291), × 80.
Obr. 10 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), juvenilná forma. Svetlosivé hallstattské vápence v severnej časti Kamenného jarku (RS-4), × 60.
Obr. 11 *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi). Hallstattský vápenec, vrt RK-2 pri Hostišovciach, × 90.
Obr. 12 *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), pohľad zhora. Ružovošedý hallstattský vápenec, severná časť doliny Kamenný jarok (RS-524), × 100.
Obr. 13 *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), pohľad zboku. Červenošedé hallstattské vápence, vrchná časť Kamenného jarku (RS-7), × 110.
Obr. 14 *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), pohľad zhora. Červenošedé hallstattské vápence (RS-293), × 110.
Foto: Karol Šebor.

Ľudovít Gaál

Stratigraphy and facies relations among Triassic limestones of the Silica Nappe in Drienčany karst

Summary

The Drienčany karst in the Revúcka vrchovina Mts. (the southern part of the Slovenské rudohorie Mts., west of the Slovak Karst), extends over an area of 16 sqkms. It is characterized by almost all types of Triassic limestones known in the Slovak Karst.

The bed succession commences with Gutenstein limestones near the village Hrušovo. From the most part they were removed tectonically. They crop out frequently in the form of tectonic breccia and pass slowly into light-grey, partly pink Steinalm limestones whose Pelsonian–Illyrian age is evidenced by

physoporelles (Pl. VI, Fig. 1) and meandrospires in biopelmicrite microfacies with transition into algal stromatolites.

Overlying variegated (mostly grey, red, pink and brownish) Nádaska limestones near the village Hrušovo are vaguely sheety, with stromatacts. Microfauna of conodonts is indicative of Upper Illyrian–Lower Ladinian age (the zone of trinodosus to curionii – *Gondolella excelsa* (Mosher) (Pl. XI, Fig. 1, 2, 3), *G. mombergensis* Tatge (Pl. XI, Fig. 4, 6), *Gladigondolella tethydis* (Huckr.) – (Pl. XI, Fig. 5, 7). Their microscopical image is very variable; sharp and vague microfacial boundaries are frequent (Pl. VI, Fig. 3), as well as microstylolites and bioturbation marks. They are most frequent in the form of filament–globochaete biomicrite, graded micrite and microsparite. Microfossils: thin-walled pelecypods, globochaetes, ostracods, sections of sponge spicules, columnals of echinoderms, and perhaps also calcified radiolarians, and plentipul ramiform conodonts. The Nádaska limestones are overlain by an approximately 50–70 m thick belt of dark-grey Reifling limestones, with occasional cherts. Microscopy shows mostly biopelmicrite, occasionally increased sparite matric with intraclasts. They contain thin-walled pelecypods, globochaetes, fragments of calcified radiolarians, and *Gemeridella minuta* Borza et Mišík. Conodont microfauna is much poorer than that of the Nádaska limestones. In the base – besides ramiform conodonts – only fragments of *Gladigondolella tethydis* (Huckriede) were found. The upper parts contain *Metapolygnathus mungoensis* (Diebel) – (Pl. XI, Fig. 12), *M. mostleri* (Kozur) – (Pl. XI, Fig. 10, 11), *Gladigondolella tethydis* (Huckriede) – (Pl. XI, Fig. 8, 9) and *Gondolella* aff. *foliata* (Budurov). They are indicative of the Upper Longobardian–Cordevolian (zones maclearni, sutherlandi, and aon). Limestones resemblant to the Reifling limestones also occur near Drienčany. They are grey to browngrey, sheety, with light, frequently concentric "unaccomplished" cherts. They contain sporadical fragments of ramiform conodonts, but sclerites of holothurians, defined by R. Mock, indicate their probably Cordevolian age (*Theelia köveskallensis* Kozur et Mostler, *Th. gümbeli* Kristan-Tollmann, *Th. immisorbicula* Mostler, *Eocaudina cassianensis* Frizzel et Exline and a problematic species *Irinella canalifera* (Kristan–Tollmann).

The overlying light-grey massive Wetterstein-Tisovec limestones range to 400–500 m in thickness. Microfacial analysis shows four distinguishable facial zones. The fore-reef facies is represented by poorly sorted biointrasparite, partly with micrite, with pellet clusters, with disordered allochems (packstone; Pl. VI, Fig. 2) and bioclasts of bioherm organisms (*Sphinctozoa, Inozoa, Ladinella porata* Ott, *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Plexoramea cerebriformis* Mello), and also foraminifers, ostracods, pelecypods, echinoderms and *Aeolisaccus* sp.

Besides these organisms, the bioherm limestones also contained corals, *Baccanella floriformis* Pantić, *Muranella sphaerica* Borza, *Pycnoporidium ? eomesozoicum* Flügel, *Microtubus communis* Flügel, *Solenoporaceae, Codiaceae, ? Bryozoa* and a macrofossil *Chlamys* (*Praechlamys*) cf. *reticulata* (Schlotheim), defined by M. Kochanová.

In the facies of lagoonal plain, microfacies with dasycladaceans (mainly biointrasparite, biointrasparrudite with *Teutloporella herculea* (Stopp.), Pl. VIII, Fig. 1., biopelsparite, occasional dismicrite) and with algal stromatolites which also contain a microfacies with *Cyanophyceae* (Pl. VIII, Fig. 2) and with *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) – (Pl. IX, Fig. 1). Here it is presumed that the most part of birds eyes form the inner part of thaumatoporelles, cells (chambers) are only preserved in some cases. Also lopherite conglomerates were found.

The fourth facies zone of light-grey limestones is represented by organodetrital limestones (grainstones) in the basement of the Hallstatt limestones. Mass occurences of *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystr. (Pl. IX, Fig. 2) (finds of *Teutloporella herculea* are scarce) are indicative of the Tisovec limestones of Julian to Middle Tuvalian age. Bioherm organisms were found north of Budikovany.

The Hallstatt limestones, last of the village Slizké, commence with sheets of red, grey, rose limestones in the Middle–Upper Tuvalian (zones subbulatus–macrolobatus) with assemblage of conodonts: *Gondolella noah* (Hayashi) – (Pl. XII, Fig. 2, 3, 4), *G. nodosa* (Hayashi) – (Pl. XII, Fig. 5, 6) and intermediate forms between *G. noah* and *G. polygnathiformis* (Pl. XII, Fig. 1). In the overlier are *Metapolygnathus primitius* (Mosher) and *M. abneptis abneptis* (Huckriede) – (zone kerri). Higher up are grey, partly roseate; cherty limestones with microfacies of mudstone (Pl. X, Fig. 2) with globochaetes, sections of sponge spicules, less filaments, ostracods, small foraminifers, calcifies radiolarians and fragments of echinoderms.

Conodont microfauna is indicative of Lower–Middle Norian age: *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) – (Pl. XII, Fig. 8, 9, 10) and *M. abneptis spatulatus* (Hayashi) – (Pl. XII, Fig. 11).

Higher up is *M. posterus* (Kozur et Mostler) – (Pl. XII, Fig. 12) – indicative of the Alaunian–Lower Sevatian. H. Kozur and R. Mock described *Misikella longidentata* n. gen. n. sp. (H. Kozur–R. Mock 1974) from the locality near Budikovany.

In the northern part of the valley Kamenný jarok (between the villages Hostišovce and Slizké), in the middle of the above mendioned horizon of Hallstatt limestones are light-grey massive limestones of predominantly bioherm character (Pl. X, Fig. 3). On their margins they have organodetrital texture (packstone), frequently with accumulations of pelecypod shells (Pl. X, Fig. 4). It is evidently a migrated bioherm body in the form of an olistostrome. The limestones are correlable with the Dachstein reef (Furmanec) limestone of Drienkova hora in the Slovak Karst.

The uppermost members of the Hallstatt limestones in the valley Kamenný jarok form sheety, red-brown or red-grey cherty limestones. As regards microscopy, there is mostly biomicrosparite (wackestone, Pl. X, Fig. 1). Frequent are, however, microfacial changes from mudstone to packstone. Among conodonts like *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede) and *M. posterus* (Kozur et Mostler) – (Pl. XII, Fig. 13) is also *M. bidentatus* (Mosher) – (Pl. XII, Fig. 14) indicative of the Lower–Middle Sevatian (zone columbianus–lower part of zone giebeli).

The colour of the uppermost beds passes to grey; slightly marly admixture increases to indicate the beginning transition to the Zlambach beds. They are likely to have been denuded prior to transgression of the Miocene sea.

Microscopical and macroscopical analyses, and the development of the Hallstatt limestones in the Drienčany Karst show their close relations to the Hallstatt limestones near Silická Brezová in the Slovak Karst (see M. Mišík–K. Borza 1976).

Explanations of Figures

Fig. 1 Geological map of Drienčany Karst. Compiled by Ľ. Gaál. Explanations: 1–Quaternary undivided; 2–volcano-clastics of andesites (Badenian–Sarmatian); 3–clays, schlieren (Egerian); 4–sandstones, conglomerates, organodetrital limestones (Egerian); 5–Dachstein bioherm limestones (Upper Carnian–Norian); 6–Hallstatt limestones (Upper Carnian–Norian); 7–Tisovec limestones (Middle–Upper Carnian); 8–Wetterstein limestones (Cordevolian): a) lagoonal facies with Dasycladaceae, b) facies of algal stromatolites; 9–Wetterstein limestones (Cordevolian): a) fore-reef facies, b) bioherm facies; 10–light-grey dolomites; 11–Reifling limestones (Upper Ladinian); 12–Nádaska limestones (Upper Illyrian?–Lower Ladinian); 13–Steinalm limestones (Pelsonian–Illyrian); 14–Gutenstein limestones (Lower Anisian); 15–schistose-marly formation (Lower Trias); 16–Meliata Group sediments, undistinguished.

Fig. 2 Map of localities. 1–find of Dasycladaceans; 2–conodonts; 3–foraminifers; 4–macrofossils (lamellibranchiates, gastropods, brachiopods); 5–other significant documentation points; 6–borehole.

Fig. 3 Geological section A–B by Ľ. Gaál. Explanations: 1–Lower Triassic; 2–Reifling limestones; 3–Wetterstein bioherm limestones; 4–Wetterstein lagoonal limestones, facies with Dasycladaceae; 5–Wetterstein lagoonal limestones, facies of algal stromatolites; 6–Tisovec limestones; 7–Hallstatt limestones; 8–Dachstein bioherm limestones; 9–Egerian sediments; 10–volcanoclastics of andesites.

Fig. 4 Schematic profile of Drienčany Karst. Explanations: 1–schistose-marly beds; 2–Gutenstein limestones; 3–Steinalm limestones; 4–Nádaska limestones; 5–Reifling limestones; 6–light-grey dolomites; 7–Wetterstein limestones, fore-reef facies; 8–Wetterstein limestones, bioherm facies; 9–Wetterstein limestones, lagoonal facies; 10–Tisovec limestones; 11–Hallstatt limestones; 12–Dachstein bioherm limestones; 13–Tertiary sediments; 14–foraminifers; 15–Dasycladaceae; 16–conodonts; 17–brachiopods.

Explanation of Plates V–XII

Plate V

Fig. 1 Grikes on Tisovec limestones 1.5 km north of Budikovany.
Fig. 2 Selective-weathered algal stromatolites in the cave Pole Dubravíc, 1.3 km S of Slizké.
Photographed by Ľ. Gaál.

Plate VI

Fig. 1 *Physoporella pauciforata* cf. var. *undulata* Pia (defined by J. Bystrický) in algal biomicrite of Steinalm limestone (RS-155, number of thin section 9983), × 15.
Photographed by Ľ. Gaál.
Fig. 2 *Biointrasparite* (packstone) of fore-reef facies of Wetterstein limestones (RS-87, N of the hill Holubina, 4490/79), × 5.
Photographed by J. Mello.
Fig. 3 Contacts of pelagic microfacies in Nádaska limestones (RS-127, Hrušovo, 9988), × 12.
Photographed by J. Mello.

Plate VII

Fig. 1 Texture of bioherm Wetterstein limestone, S of Hrušovo (tubiphyte–sphinctozoan boundstone, RS-399, 3821/79), × 5.
Photographed by J. Mello.
Fig. 2 Ceothynella sp. (defined by S. Kovács) in bioherm limestone near Slizké (RS-174, 9226), × 14.
Photographed by Ľ. Gaál.
Fig. 3 *Pycnoporidium* (?) *eomesozoicum* Flügel in bioherm limestone near Hrušovo (RS-397, 3827/79), × 5.
Photographed by J. Mello.
Fig. 4 *Plexoramea cerebriformis* Mello in bioherm limestone (RS-72, 3806/79; karst spring Kadlub), × 30.
Photographed by J. Mello.
Fig. 5 *Tubiphytes obscurus* Maslov in bioherm limestone near Slizké (RS-174, 9226), × 30.
Photographed by Ľ. Gaál.

Plate VIII

Fig. 1 *Teutloporella herculea* (Stopp.) in wetterstein limestone, facies of lagoonal plain (RS-11, 10041 eastern slope of Holý vrch hill), × approx. 20.
Fig. 2 Loferite with *Cyanophyceae*, Wetterstein limestone 600 mW of Slizké (RS-437; 3811/79) × 10.
Photographed by J. Mello.

Plate IX

Fig. 1 *Thaumatoporella loferite*, Wetterstein limestone in a valley E of Holý vrch hill (RS-404, 3814/79), × 10.
Photographed by J. Mello.
Fig. 2 Dasycladacean biointrasparite (grainstone) with *Andrusoporella duplicata* (Pia), Tisovec limestone, Drienok waste E of Slizké (RS-582, 1967/80), × 5.
Photographed by J. Mello.
Fig. 3 Rotaloid foraminifers in biointrasparite of Tisovec limestone (DK-50, 9993, N of Budikovany).
Photographed by Ľ. Gaál.

Plate X

Fig. 1 Biomicrite with shells of thin-walled pelecypods red-grey Hallstatt limestone, Sevatian (RS-7, NS 878/80, upper part of the valley Kamenný jarok), × 5.
Fig. 2 Biomicrite with globochaetes, ostracods and sections of sponge spicules. Light-grey Hallstatt limestone, Lower–Middle Norian (RS-16, 4488/79, × 8.
Fig. 3 Texture of Dachstein bioherm limestone from the valley of Kamenný jarok (RS-23, 470/80), × 10.
Fig. 4 Lamellibranchiata packstone ("shell hash"), margin of Dachstein bioherm limestones – transition to Hallstatt limestones (RS-8, 2899/79; northern part of the Kamenný jarok valley); × 10.
Photographed by J. Mello.

Plate XI

Fig. 1 *Gondolella excelsa* (Mosher), Nádaska limestone valley Hlavina, (RS-285), × 55.
Fig. 2 *Gondolella excelsa* (Mosher), view from above. Nádaska limestone from western slope Holubina (RS-124), × 100.
Fig. 3 do; side-view.
Fig. 4 *Gondolella mombergensis* Tatge, juvenile form. Nádaska limestone from right side of the valley Hlavina (RS-285), × 75.
Fig. 5 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), juvenile form; side-view. Nádaska limestone from western slope of Holubina (RS-124), × 55.
Fig. 6 *Gondolella mombergensis* Tatge, botton-view. Nádaska limestone from right side of valley Hlavina (RS-285), × 80.
Fig. 7 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), side-view. Base of Nádaska limestones near Hrušovo (RS-92), × 90.
Fig. 8 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede), view from above. Reifling limestone; left side of Hlavina valley (RS-157), × 60.
Fig. 9 do. Side-view.
Fig. 10, 11. *Metapolygnathus mostleri* (Kozur). Reifling limestone, left side of valley Hlavina (RS-157), × 110.
Fig. 12 *Metapolygnathus mungoensis* (Diebel). Reifling limestones, upper parts, Hrušovo (RS−526), × 70.

Plate XII

Fig. 1 *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, transition to *G. noah* (Hayashi). Base of Hallstatt limestones; Drienok waste east of Slizké (RS-523), × 90.
Fig. 2 *Gondolella noah* (Hayashi), view from above. Locality the same as before, × 80.
Fig. 3 do. × 75.
Fig. 4 do., bottom view, × 90.
Fig. 5 *Gondolella nodosa* (Hayashi) view from above. Locality as before, × 100.
Fig. 6 do., bottom view, × 75.
Fig. 7 *Gondolella navicula* Huckriede. Hallstatt limestones near the margin of Dachstein reef limestones in Kamenný jarok valley (RS-8/a), × 50.
Fig. 8 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), side-view. Light-grey Hallstatt limestones (RS-16), × 100.
Fig. 9 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), view from above. Light-grey Hallstatt limestones in Kamenný jarok valley, (DK-291), × 80.
Fig. 10 *Metapolygnathus abneptis abneptis* (Huckriede), juvenile form. Light-grey Hallstatt limestones in northern part of Kamenný jarok valley (RS-4), × 60.
Fig. 11 *Metapolygnathus abneptis spatulatus* (Hayashi). Hallstatt limestone, borehole RK-2 near Hostišovce, × 90.
Fig. 12 *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), view from above. Rose-grey Hallstatt limestone, northern part of Kamenný jarok valley (RS-524), × 100.
Fig. 13 *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), side-view. Red-grey Hallstatt limestones, upper part of Kamenný jarok valley (RS-7), × 110.
Fig. 14 *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), view from above. Red-grey Hallstatt limestones (RS-293), × 110.
Pl. XI, XII photographed by K. Šebor.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 49–54, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

552.541(116.3 : 437.67)
551.763.33(437.67)

Ján Mello – Jozef Salaj

Nález vápencov gosauskej kriedy v údolí Miglinc (Slovenský kras)

2 obr. v texte, 2 fotogr. tab. (XIII–XIV), francúzske resumé

Abstract. Finding of Gosau Cretaceous Limestones in The Miglinc Valley (Slovak Karst). The Senonian age of the limestone lenses wedged in between two partial structures of the Silica nappe was proved by means of foraminifers and rudists. The Gosau facies was more widespread than supposed till now in the Inner West Carpathians. The find provides evidence about intense Laramide and/or post-Laramide tectonic activity in the southernmost zones as well. The post-Senonian age of the Drieňovec conglomerates results from the finds of Senonian limestone pebbles in them.

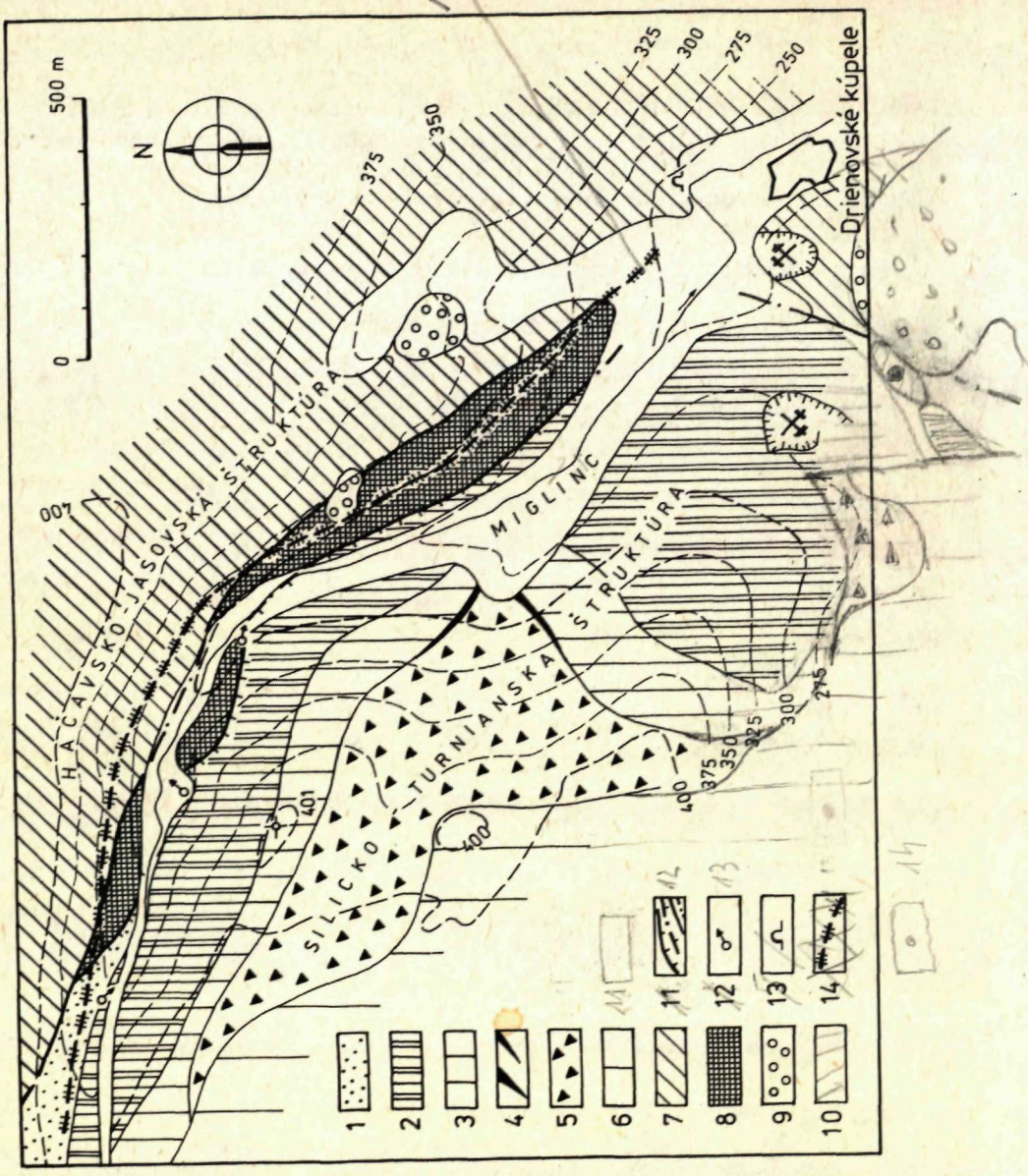
Počas mapovacích prác na liste Turna 1:25 000 (J. Mello–M. Elečko–J. Pristaš et al. 1979) bolo podrobnejšie preskúmané súvrstvie „svetlých mramorovitých vápencov neznámeho veku", ktoré v údolí Miglinc kartograficky vymedzil J. Bystrický (1960).

Obr. 1 Situačná mapka výskytu senónskych vápencov v údolí Miglinc.

Vápence vystupujú v dolnej časti údolia Miglinc sz. od Drieňovských kúpeľov (prístup z dediny Drieňovec 30 km z. od Košíc a 40 km v. od Rožňavy, obr. 1).

Šupina vápencov je zacvíknutá medzi dvoma čiastkovými štruktúrami silického príkrovu – južnejšou silicko-turnianskou a severnejšou hačavsko-jasovskou. Miestami možno sledovať veľmi pekné odkryvy vápencov v dĺžke približne 1,5 km (obr. 2).

RNDr. J. Mello, CSc.–RNDr. J. Salaj, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 2 Geologická pozícia senónskych vápencov v údolí Miglinc; J. Mello 1981.
1–7 Silický príkrov: 1 - verfénske vrstvy (skýt); 2 – gutensteinské vápence (anis); 3 – steinalmské vápence (anis); 4 – schreyeralmské vápence (ilýr); 5 – reiflinské vápence (ladin); 6 – wettersteinské vápence (ladin–kordevol); 7 – wettersteinsko-tisovské vápence (karn); 8 – senónske vápence; 9 – drieňovské zlepence (? paleogén – ? neogén); 10 – kvartérne sedimenty; 11 – prešmyky, zlomy; 12 – pramene; 13 – jaskyne; 14 – chodník po trase bývalej úzkokoľajky.

Ide o hrubolavicovité až masívne vápence svetlej pleťovej farby. Na sv. úpätí chrbta k. 401 tvoria bralá až 15 m vysoké. Vápence sú zrnité, mikroskopicky pripomínajú niektoré variety svetlých kryštalických vápencov meliatskej série. Mikroskopické štúdium prezrádza, že ide o premenené organodetritické vápence zodpovedajúce kalkarenitom, menej kalciruditom. V základnej biomikritickej až biosparitickej hmote sú hojné úlomky rudistov, lamelibranchiátov, ostňov ježoviek, foraminifer, prítomné sú i prierezy rekryštalizovaných stomiosfér.

Vo výbrusoch z vápencov sa našlo pomerne vzácne sa vyskytujúce spoločenstvo bentosových foraminifer: *Anomalina* sp., *Marssonella* cf. *oxycona* (Reuss), *Bolivina* ? sp., *Palmula* sp. a *Textularia* sp.

Planktónové foraminifery sú zastúpené rôznymi prierezmi hedbergel a jedným dobre identifikovateľným prierezom dvojkýlovej globotrunkány – *Globotruncana arca* (Cushman), ktorá jednoznačne potvrdzuje, že vápence sú senónske, najpravdepodobnejšie kampánske.

O vrchnokriedovom veku svedčia okrem foraminifer i hojné úlomky rudistov, čo nám dovoľuje korelovať túto oblasť s gosauskými vývojmi kriedy Horehronia, niektorých oblastí Rakúska, Maďarska a Rumunska i s brezovským vývojom Myjavskej pahorkatiny.

Vo vápencoch prevládajú bentosové prvky (foraminifery, rudisti, lamelibranchiáty, ostne ježoviek) potvrdzujúce sedimentáciu v plytkovodnom prostredí. O komunikácii s otvoreným morom však svedčia sporadicky sa vyskytujúce planktónové foraminifery a stomiosféry.

Treba doplniť, že okrem nálezu týchto vápencov, sa našli valúny senónskych vápencov i v bazálnych častiach drieňovských zlepencov.

Nález vápencov je závažný z viacerých hľadísk:

1. Je to po Šumiaci (J. Bystrický 1959, s. 30; A. Biely–J. Salaj 1966), Gombaseku (J. Mello–P. Snopková 1973), Dobšinskej ľadovej jaskyni (O. Samuel 1977, D. Andrusov–P. Snopková 1976) a Upponyi (K. Balogh 1964) ďalšia lokalita z južnej časti Západných Karpát, kde je paleontologicky preukázaná prítomnosť vrchnej kriedy. Týmto sa potvrdzuje, že rozšírenie morských senónskych fácií je väčšie než sa doteraz predpokladalo (M. Mišík 1978, obr. 3; D. Andrusov 1977).

Prikláňame sa k názoru, že vynorené vnútorné Západné Karpaty v santóne–kampáne boli postupne ponorené až zaplavené morom. Toto more bolo na SZ, S a SV spojené s priestorom hlbokovodného typu pieninsko-manínskym a brezovským. Smerom na juh tento sedimentačný priestor nadväzoval na plytkovodnejšie sedimentačné priestory gosauskej kriedy Maďarska a Rumunska.

2. Skutočnosť, že šupina vápencov je zacviknutá medzi dvoma čiastkovými štruktúrami silického príkrovu, poskytuje dôkaz o intenzívnej laramskej, príp. polaramskej tektonickej aktivite i v najjužnejších zónach Západných Karpát (vylučujeme možnosť, že by išlo o erózny zvyšok vápencov zachovaný v pozícii, v ktorej sedimentoval).

Zmysel mladých pohybov (vergenciu) sa však dosiaľ nepodarilo jednoznačne určiť. V spomínaných vysvetlivkách (J. Mello–M. Elečko–J. Pristaš a kol. 1979) je šupina interpretovaná ako teleso uklonené na juh, zapadajúce pod

gutensteinské vápence silicko-turnianskej štruktúry. Táto interpretácia vychádzala zo súhlasného úklonu senónskych a gutensteinských vápencov. Interpretáciu však spochybňuje charakter ich vzájomného styku na sv. chrbte k. 401, z ktorého by vyplýval úklon plochy styku na sever. Otázku bude zrejme možné vyriešiť iba pomocou technických prác.

Rozsah laramskej fázy vo vnútorných Západných Karpatoch možno v súčasnosti pre obmedzený počet výskytov senónskych a spodnopaleogénnych sedimentov veľmi ťažko interpretovať. Na rozsah dán–mont by bolo možné usudzovať podľa hiátu, ktorý zistili v Brezovskom pohorí O. Samuel–J. Salaj–A. Began (1980).

3. Nálezy obliakov senónskych vápencov v bazálnych častiach drieňovských zlepencov poukazujú na to, že drieňovské zlepence nie sú senónske, tak ako doteraz predpokladala väčšina autorov (porov. napr. geologickú generálnu mapu, list Rimavská Sobota) ale mladšie – paleogénne alebo neogénne.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1977: Vrchnij mel v gozauskom razvitii v oblasti vnutrennich Zapadnych Karpat. Mat. XI. Kongr. KBGA, Kijev, 7–8.

ANDRUSOV, D.–SNOPKOVÁ, P. 1976: Trouvaille d' une palynoflore sénonienne dans le membre à conglomerats rouges de Dobšinská ľadová jaskyňa (Slovaquie centrale). Geol. Zbor. SAV 27, 2, Bratislava, 231–246.

BALOGH, K. 1964: Die geologischen Bildungen des Bükkgebirges. Annales Inst. Geol. Publ. Hung., 48, 2, Budapest, 245–719.

BIELY, A.–SALAJ, J. 1966: K problematike vrchnokriedových uložení na Horehroní. Geol. Práce, Správy 40, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 172–174.

BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–53.

BYSTRICKÝ, J. 1960: Niekoľko poznámok o jure Slovenského krasu. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39–47.

MELLO, J.–ELEČKO, M.–PRISTAŠ, J. a kol. 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Turna. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MELLO, J.–SNOPKOVÁ, P. 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 239–253.

MIŠÍK, M. 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinné fácie v mezozoiku Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. (Continental, Brackish and Hypersaline Facies in the Mesozoic of the Central Carpathians and the Problem of Emerged Areas). Paleogeogr. vývoj Záp. Karpát, Mat. zo seminára GÚDŠ, Bratislava, 35–48.

SAMUEL, O. 1977: Nález foraminifer z pestrých vrstiev pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93–103.

SAMUEL, O.–SALAJ, J.–BEGAN, A. 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. Západné Karpaty, séria geol., 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81–112.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XIII–XIV

Tabuľka I
Obr. 1, 2 Senónsky vápenec s väčšími úlomkami rudistov a s drobným organickým detritom v základnej mikritickej hmote. Údolie Miglinc (1. TU-269, 52–239, 6×; 2. TU-263/C, 51–1127, 6×).
Obr. 3, 4 Organodetritický vápenec (kalkarenit) s úlomkami lamelibranchiátov, rudistov a foraminifer–senón. Údolie Miglinc (3. TU-100, 51–1007, 8×; 4. TU-81, 51–988, 30×).
Foto J. Mello

Tabuľka II
Obr. 1 Kalkarenit s *Globotruncana arca* (Cushman). Senón, pravdepodobne kampán. Údolie Miglinc (TU-79, 51–986, 120×).
Obr. 2 Biomikritický kalkarenit s hojnými úlomkami lamelibranchiátov, s hedbergelami a stomiosférami–senón. Údolie Miglinc (TU-79, 51–986, 60×).
Obr. 3 Kalkarenit s *Gavelinella* sp. (TU-79, 51–986, 120×).
Obr. 4 Sparitický kalkarenit s *Marssonella oxycona* (Reuss) (TU-79, 51–986, 120×).
Obr. 5 Sparitický kalkarenit s *Palmula* sp.–senón. Údolie Miglinc (TU-142, 51–1075, 120×).
Obr. 6 Sparitický kalkarenit s ? *Quinqueloculina* sp.–senón. Údolie Miglinc (TU-226, 51–238, 120×).
Foto: A. Kullmanová–J. Salaj

Ján Mello–Jozef Salaj

Trouvaille des calcaires du Crétacé développés sous faciès de Gosau dans la vallée de Miglinc (Karst de Slovaquie)

Résumé

Au cours du levé géologique sur la feuille de Turna à l'échelle 1:25 000 (J. Mello–M. Elečko–J. Pristaš et Coll. 1979) les calcaires marbrés, clairs, d'âge inconnu ont été étudiés. Il s'agit de calcaires qui ont été cartographiquement limités dans la vallée de Miglinc déjà par J. Bystrický (1960).

Ces calcaires se trouvent dans la partie basse de la vallée Miglinc au NO de la station balnéaire de Drieňovce (Fig. 1).

Une écaille de ces calcaires est „bloquée" entre deux unités partielles structurales de la nappe Silica. Au Sud c'est l'unité Silica–Turna et au Nord c'est celle de Hačava–Jasov. Par places on peut étudier de très belles affleurements de ces calcaires sur une longueur cca 1,5 km (Fig. 2).

Il s'agit de calcaires clairs, beiges, en gros bancs mal lités ou bien massifs. Ils forment sur le pente NE de la côte 401 m des klippes d'hauteur allant jusqu'à 15 m. Les calcaires sont cristallins, et macroscopiquement très semblables à certaines variétés de calcaires cristallins de la série Meliata du Trias. En se basant sur l'étude microscopique on voit bien qu'il s'agit de calcaires organo-détritiques, non métamorphisés, correspondant surtout aux calcarénites et moins aux calcirudites. Dans la masse basale formée par biomicrite jusqu'au biosparite il y a beaucoup de débris de rudistes, de lamellibranches, d'échinodermes, de foraminifères et on constate également la présence de stomiosphères fortement recristallisées.

En plusieurs lames minces nous avons trouvé des foraminifères benthiques du Sénonien, représentées par les espèces suivantes: *Anomalina* sp., *Marssonella oxycona* (Reuss), *Palmula* sp. et *Textularia* sp. Bien que les foraminifères planctoniques sont assez rare nous avons trouvés plusieurs sections des hedbergelles div. sp. ainsi que des globotruncanes bicarenées, représentées surtout par *Globotruncana arca* (Cushman). Elle confirme sans doute que les calcaires en question sont sénoniens, fort probablement campaniens.

L'âge du Crétacé supérieur de ces calcaires est confirmé non seulement par les foraminifères mais aussi

par la présence des débris abondants de rudistes. Cela nous permet de comparer et de corréler la région de la vallée de Miglinc avec des régions de Horehronie et de la Montagne de Brezová ainsi qu'avec certaines régions d'Autriche, d'Hongrie et de la Roumanie où le Crétacé supérieur est développé sous faciès de Gosau.

Légende:

Fig. 1 Carte de situation de la répartition de calcaires sénoniens dans la vallée de Miglinc.

Fig. 2 Position géologique de calcaires sénoniens dans la vallée de Miglinc.
1–7 Nappe de Silica: 1 – couches werféniens (Skythien); 2 – calcaires de Gutenstein (Anisien); 3 – calcaires de Steinalm (Anisien); 4 – calcaires de Schreyeralm (Illyrien); 5 – calcaires de Reifling (Ladinien); 6 – calcaires de Wetterstein (Ladinien–Cordevolien); 7 – calcaires de Tisovec (= Wetterstein) (Carnien); 8 – calcaires sénoniens; 9 – conglomérats de Drieňovec (?Paleogène–? Neogène); 10 – les assises du Quaternaire; 11 – lignes de chevauchements et de failles; 12 – sources; 13 – grottes; 14 – sentière (l'ancienne voie de chemin de fer).

Les planches photographiques

Légende:
Pl. XIII
Photo 1, 2 Calcaire sénonien formé par grands débris de rudistes ainsi que par fins débris organiques dans la structure basale micritique (1. TU-269, 52–239, 6×. 2. TU-263/C, 51–1127, 6×).
Photo 3, 4 Calcaire organo-détritique (calcarenite) avec débris de lamellibranches, de rudistes et de foraminifères. Sénonien. La vallée de Miglinc (3. TU-100, 51–1007, 8×. 4. TU-81, 51–988, 30×).

Pl. XIV
Photo 1 Calcarenite avec *Globotruncana arca* (Cushman), Sénonien, probablement le Campanien. La vallée de Miglinc (TU-74, 51–986, 120×).
Photo 2 Calcarenite biomicritique formé par débris de lamellibranches, des hedbergelles et stomiosphaeres. Sénonien. La vallée de Miglinc (TU-79, 51–986, 60×).
Photo 3 Calcarenite avec *Gavelinella* sp. (TU-79, 51–986, 120×).
Photo 4 Calcarenite sparitique avec *Marssonella oxycona* (Reuss). (TU-79, 51–986, 120×).
Photo 5 Calcarenite sparitique avec *Palmula* sp. (TU-142, 51–1075, 120×. Sénonien. La vallée de Minglinc).
Photo 6 Calcarenite sparitique avec ?*Quinqueloculina* sp. Sénonien. La vallée de Minglinc (TU-226, 51–238, 120×).
Les clichès ont été faits par J. Mello, J. Salaj et A. Kullmanová.

Traduit par J. Salaj.

Geologické práce, Správy 77, s. 55–74, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

552.48 (437.64)

Mária Šímová

Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepencov bradlového pásma

5 obr. v texte, 4 fotogr., tab. (XV–XVIII), anglické resumé

Abstract. In a studied group of effusive and metamorphosed rocks of pebbles of Cretaceous conglomerates from the western part of the Klippen Belt, in the Klape unit were some pebbles of magmatogenic rocks with signs of eclogitization and glaucophanization.

Primary basic, intrusive-hypabyssal rocks with intense initial eclogitization are intensely glaucophanized.

Texture of rock and modal composition reflect the evolution of magmatic rock in particular variable basic conditions.

Úvod

V záverečnej správe o petrografickom obsahu kriedových zlepencov západnej časti bradlového pásma uvádzame (R. Marschalko–M. Mišík–M. Sýkora–M. Šímová 1980) niekoľko novozistených zvláštností pokiaľ ide o zastúpenie hornín magmatických i metamorfovaných v týchto zlepencoch.

Ako pozoruhodné uvádzame horniny z cenomanských zlepencových polôh klapskej jednotky, z lokality Podvažie (stredné Považie) – obsahujú makroskopicky viditeľný granát.

Analýzou štruktúry a minerálneho zloženia týchto hornín sa zistilo, že ide o eklogitoidnú horninu vyvinutú z magmatickej–bázickej horniny, v najmladšom štádiu svojho vývoja glaukofanizovanú – o glaukofanizovaný metabazaltový porfyrit až metabazalt.

V asociácii valúnov kriedových zlepencov, spolu s eklogitoidnou horninou, v bradlovom pásme vystupujú (l.c.) rôzne metabáziká (i metahyaloklasty typu poduškovitých láv), metaultrabáziká, metaryolity, metapsefity, metapsamity, metapelity, ale i granitoidné horniny so širokou škálou premien, i greisenizované granitoidné i bázické horniny, ako aj mnohé iné premenené i nepremenené horniny. Týmto novozisteným horninám venujeme pozornosť na inom mieste.

Z najnovších kritických prehodnotení výsledkov experimentálnych prác (D. H. Green–A. E. Ringwood et al. 1968, J. S. Genschaft 1977, H. S. Yoder–C.

Doc. RNDr. M. Šímová, CSc., Katedra petrografie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 811 06 Bratislava

E. Tilley 1962, G. W. Ernst 1968 a i.) i z mnohých petrografických údajov (K. Smulikowski 1964, 1972, N. G. Udovkina 1971, V. S. Soboljev 1974 a i.) vyplýva, že rôzne eklogitoidné horniny i eklogity nemôžu vznikať pri bežnom „litostatickom" tlaku. Proces vzniku a vývoja takýchto hornín sa viaže na podmienky vysokých tlakov a stredných teplôt.

Doteraz zistené znaky skúmanej eklogitoidnej horniny potvrdzujú, že jej genéza súvisí s barickou metamorfózou magmatickej, bázickej–živcovej, hypoabysálnej horniny a jej predeklogitoidný, eklogitoidný, i poeklogitoidný vývoj sa viaže na pozíciu v kôre.

Eklogitoidné horniny, ako vysokotlakové, vo všeobecnosti poukazujú na rôzne špecifické geologicko-tektonické súvislosti vývoja oblastí, v ktorých vystupujú. Nález takýchto hornín vo valúnoch kriedových zlepencov bradlového pásma upútal pozornosť navyše aj preto, že ani takéto, ani im podobné horniny neboli doteraz zistené v celej zóne bradlového pásma.

Zastúpenie eklogitoidnej horniny v cenomanských zlepencoch bradlového pásma tak potvrdzuje skutočnosť, že sa v zdrojovej oblasti odohrávali v predstrednokriedovom období procesy podmieňujúce vysokotlakovú metamorfózu.

V predloženej práci podávam charakteristiku eklogitoidnej horniny a niektoré pravdepodobné znaky genézy a vývoja.

Výskyt eklogitoidných hornín

Valúny eklogitoidných hornín našiel prof. M. Mišík, RNDr. M. Sýkora a Ing. R. Marschalko v roku 1977 pri zbieraní bázických vulkanických hornín, v rámci paleogeografického výskumu bradlového pásma.

Na tomto mieste vyslovujem uvedeným poďakovanie za poskytnutie týchto vzoriek na petrogenetický rozbor, spolu s ďalšou skupinou hornín (kyslých i bázických–vulkanických).

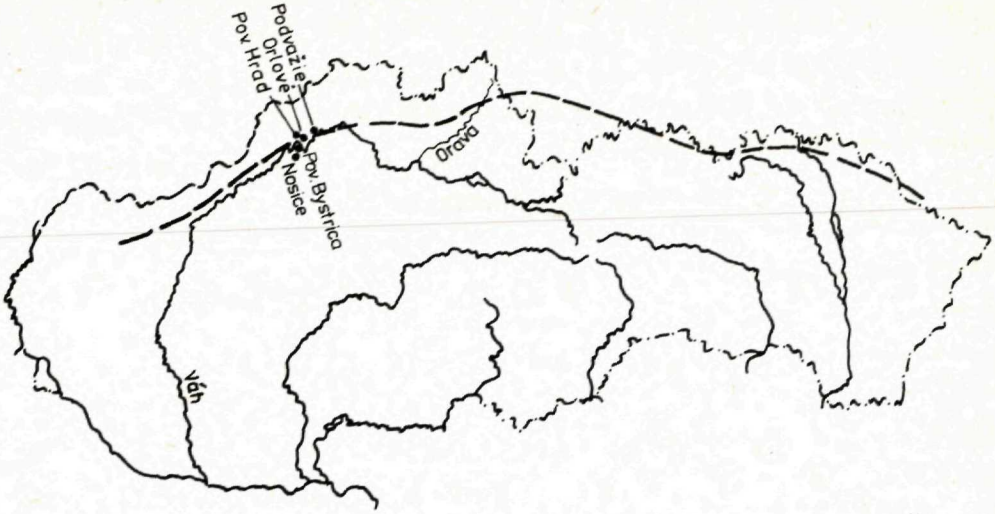
Valúny eklogitoidných hornín pochádzajú z cenomanských zlepencových polôh klapskej jednotky, z okolia dedinky Podvažie, zo stredného Považia.

Na tejto lokalite sa našli i viaceré valúny glaukofanizovaných hornín magmatogénneho–bázického i ultrabázického pôvodu, glaukofanizované horniny sedimentogénne i valúny mnohých iných hornín, ktorých analýza v súčasnosti nie je ešte úplne ukončená.

Makroznaky eklogitoidných hornín

Celkový vzhľad horniny

Valúny eklogitoidných hornín (3 kusy) dosahujú 5 × 8 × 10 cm, sú tmavé s hladkým povrchom, pomerne veľmi tvrdé, rozpadajú sa až po prudkom údere na ostrohranné črepiny a kúsky. Ťažko sa uvoľňujú v zlepencových odkryvoch.



Obr. 1 Miesto nálezu valúnov eklogitoidnej horniny a valúnov glaukofanických hornín v cenomanských zlepencových polohách v klapskej jednotke v bradlovom pásme.

Hornina na lomnej plôške v jednej vzorke (vz. 1) je rovnomerne drobnozrnitá až afanitická, tmavosivozelená. Ojedinele miestami vystupujú červenkasto-okrové, 2 × 2 mm veľké i menšie zrniečka granátovej povahy. Na vzorke nie sú viditeľné znaky po živcovej zložke. Femické minerály nie sú identifikovateľné ani pod lupou (zväčš. 15 ×). Hornina je bez akýchkoľvek náznakov po usporiadaní minerálov. Kde-tu vidieť i zrniečka rudnej povahy – magnetit a chalkopyrit.

Hornina upútala pozornosť granátovými zrniečkami a väčšou váhou (na poťažkanie). Terénne bola označená ako „metabázická" ako „zelenokameň". Na vysušených vzorkách (a to i na všetkých vzorkách s obsahom glaukofánu) sú nápadné dymovosivé povlaky ako nádychy nevýrazne sa viažuce na kryštálové jedince.

V hornine sa na rezných plôškách (po odrezaní častí vzorky na výbrus) rysujú náznaky stĺpikovitých tvarov tmavých kryštálikov, ojedinele i svetlých (akoby živcových), pravidelných obdĺžnikovitých tvarov. Na rezných plôškach je hornina šmuhovitá, farebne i zrnitostne. Tmavosivozelené škvrny zodpovedajú zhluku viacerých zrniečok, svetlejšie sivozelené miesta sú afanitické. Nápadné sú nepravidelné zrniečka rudnej povahy s vysokým kovovým leskom.

V skupine skúmaných valúnov (cca 1000) najrôznejšieho zloženia z kriedových zlepencov západnej časti bradlového pásma (Považie a Orava) ide o jediné vzorky s obsahom makroskopicky viditeľných zrniečok granátu. Ako uvádzam v ďalšom, ide o jediný prípad granátu viacerých totožných magmatogénnych hornín, ktorý sme identifikovali (M. Šímová – E. Šamajová 1980) ako typomorfný, s prevahou almandínovej zložky, viažúci sa na dynamometamorfnú eklogitizáciu.

Mikroznaky eklogitoidných hornín

Štruktúra horniny

Štruktúra horniny je sčasti reliktná – porfyricko-ofitická až porfyricko-poikiliticko-ofitická, ale i poikiliticko-ofitická bez výrazných rozdielov vo veľkosti zrna s naloženou lepidogranonematoblastickou štruktúrou.

V hornine je dobre evidovateľný porfyrický vývoj (vz. 1) idiomorfných, monoklinických i rombických pyroxénov, olivínu, ojedinele i plagioklasu a ofitický vývoj živcov v základnej hmote, miestami i s náznakmi intersertálneho vývoja.

Porfyrické výrastlice olivínu a pyroxénu, podľa zachovaných idiomorfných tvarov, dosahovali až 1 cm × 3 mm; živce boli menšie a jedince živcov v základnej hmote dosahovali iba 8 mm × 0,2 mm, prevažne i menšie rozmery.

Orientácia výrastlíc je prevažne všesmerná, podobne i živcových jedincov v základnej hmote. Na niektorých miestach možno sledovať i subparalelné usporiadanie živcov v základnej hmote (tab. XV obr. 2).

Kryštálové jedince magmatického vývoja, uvedených rozmerov sú zachované len lokálne – mozaikovo. Sú miesta (vo výbruse), kde nevystupujú relikty, ale len produkty rekryštalizácie. Tieto miesta navzájom súvisia.

V prípade zachovaných reliktov magmatického vývoja ide prevažne o „tvarové" relikty. Zachované sú ideálne idiomorfné tvary augitu a olivínu magmatického vývoja i krížové zrasty augitu zvýraznené na okrajoch – po obvode zrniečok – submikroskopickým pigmentom alebo prachom (štruktúrna zvláštnosť pri tomto zložitom vývoji) s intratelurickou i efuzívnou pozíciou v hornine, bez akýchkoľvek náznakov (na jedincoch magmatického vývoja) po prestupných pohyboch.

V centrálnych častiach takýchto tvarových reliktov (fantómoch) pyroxénu a olivínu sú zachované i obsahové relikty, na ktorých sa v niektorých prípadoch dajú určiť i optické znaky. Prevažne sú tieto obsahové relikty chloritizované, serpentinizované so zrniečkami uhličitanov.

Na takto premenené primárne magmatické stĺpikové kryštály narastajú v priestoroch ich magmatických „tvarov" apikálne, terminálne alebo i zonálne produkty rekryštalizácie.

Zo vzájomného vzťahu produktov rekryštalizácie aj z ich vzťahu k reliktom po magmatickom vývoji sa dá vysledovať viacnásobná, postupná rekryštalizácia, čo sa prejavuje v podobe zvláštnych kelyfitových–drúzovitých i koronitových lemoch narastených na reliktoch po magmatickom vývoji (ďalšia štruktúrna zvláštnosť v tejto hornine).

Živcové jedince výrastlíc i základnej hmoty sú úplne rekryštalizované – špeciálne pseudomorfované. Zachované sú len tvarové relikty po živcoch. Produkty rekryštalizácie narastajú v nich geódovite od okraja do stredu alebo ako spleť ihličkovitých a stĺpikovitých kryštálikov v priestoroch živcových jedincov (tab. XV obr. 1).

V intersticiálnych priestoroch živcov základnej hmoty sú na niektorých miestach zachované chloriticko-limoniticko-serpentínové zvyšky (ako zelenohnedasté škvrny) najpravdepodobnejšie po amorfnom vývoji.

Relikty po magmatickom vývoji navzájom súvisia a možno ich v hornine sledovať

na viacerých miestach. Sčasti ich prekrýva rekryštalizovaná granonematolepidoblastická masa horniny.

Produkty rekryštalizácie podľa vzájomných vzťahov jednotlivých kryštálikov nesú znaky následnej, dvojetapovej rekryštalizácie – staršej a mladšej. Produkty mladšej kryštalizácie zatláčajú produkty staršej rekryštalizácie, ale i relikty magmatického vývoja. Na mnohých miestach mladšie kryštály uzatvárajú kryštály predchádzajúcich vývojov, a prenikajú nimi tak, že ako reliktná vystupuje tak časť magmatického vývoja ako i časť staršieho rekryštalizačného vývoja.

Agresivita najmladšej etapy vývoja horniny je ďalším charakteristickým štruktúrnym znakom skúmaných vzoriek.

Pôvodne hrubozrnitá magmatická hornina v dôsledku dvojetapovitej rekryštalizácie (ak nepočítame pomagmatickú) nadobudla drobnozrnitý až celistvý charakter a v dôsledku toho i celistvý vzhľad. Kryštály najmladšieho vývoja sú miestami narastené na reliktoch predchádzajúcich vývojov; miestami tvoria hustú spleť usporiadaných i neusporiadaných kryštálikov akoby obtekajúcich (tektonické tečenie) zvyšky kryštálikov predchádzajúcich vývojov.

Zachovanie reliktov po magmatickom vývoji i takých minerálov ako serpentín, chlorit, limonit a iných, možno vysvetliť náhlou a intenzívnou zmenou podmienok vo vývoji horniny. To sa prejavuje i špeciálnym vzťahom novovyvinutých, rekryštalizovaných minerálov k predchádzajúcim. Geódovitý, drúzovitý i koronitový vývoj mal účinky (ale bol i dôsledkom) bariéry medzi dvoma vývojmi. Zachované zvyšky magmatického vývoja vystupujú ako obrnené relikty.

Na dôkaz takéhoto petroštruktívneho vývoja sa nám doteraz nepodarilo získať jednoznačné výsledky ani pri mikroanalýze pyroxénov, glaukofánov ani granátu, opierame sa prevažne o rozbor horninových štruktúr a o optické znaky minerálov.

Možno predpokladať, že práve zistené petrografické štruktúry sú do značnej miery spoľahlivým ukazateľom vývoja skúmanej horniny.

Modálne zloženie eklogitoidnej horniny

V hornine bola identifikovaná:

1. magmatická asociácia:
   relikty tvarové i obsahové – olivín, rombický pyroxén, monoklinický pyroxén;
   relikty len tvarové – živce, leukoxeniz. ilmenomagnetit, serpentín, limonit, chlorit, kalcit, leukoxén;
2. staršia rekryštalizačná asociácia (= I. kryštaloblastická):
   – granát, monoklinický pyroxén, rombický pyroxén, svetlá sľuda;
3. mladšia rekryštalizačná asocácia (= II. kryštaloblastická):
   – lawsonit, glaukofán, hematit, chalkopyrit, magnetit, epidot.

Ako podstatné sú v hornine zastúpené:

granát	7 %	magnetit, hematit, leukoxén, titanit	8 %
pyroxén	8 %		
glaukofán	49 %		
lawsonit	12 %		
epidot	7 %	iné (i relikty)	6 %
svetlá sľuda	3 %		

Charakter podstatných minerálov

Granát vystupuje v idiomorfných izolovaných zrniečkach i zhlukoch viacerých izometrických zŕn bez kryštalonomického obmedzenia alebo len v drobných, nepravidelných, izolovaných zrniečkach, akoby v kryštaloblastických zárodkoch. Izolované zrniečka nepresahujú 0,5 × 0,5 mm, v zhlukoch 2 × 2 mm. Zrniečka viditeľné v hornine voľným okom zodpovedajú zhlukom viacerých zrniečok. Pravidelné tvary zodpovedajú rombickému dodekaedru (101). Je ružovočervenej farby, vo výbruse krémovoružový i okrovoružový. Prevažná časť zrniečok je neporušená, mikroskopicky rovnorodá, niektoré sú slabo porušené, prestúpené sieťou puklín so zachovanou súdržnosťou. V niektorých zrniečkach popri uzavreninách sú po puklinách i v kryštaloblastických zálivoch narastené glaukofánové povlaky.

Granát (M. Šímová – E. Šamajová 1982) má výrazný pozitívny reliéf vo vzťahu k reliktným rombickým i monoklinickým pyroxénom, k olivínu, glaukofánu, no negatívny vo vzťahu k leukoxénu. Je opticky rovnorodý.

$$N = 1{,}766 \qquad A_0 = 1{,}1617 \pm 0{,}003 \text{ nm}$$

Chemické zloženie granátu odvodené zo vzťahu mriežkovej hodnoty a indexu lomu (V. Bouška et al. 1962): pyr = 28 %, gros. = 29 %, alm. = 43. %.

Glaukofán je dominujúcim minerálom v hornine. Vyvinutý v stĺpikovitých kryštálikoch až 1 cm veľkých i menších. Je všesmerne orientovaný, niekedy (čo je nápadné a charakteristické pri jeho vývoji) je narastený vo vejárovitých zhlukoch menších kryštálikov výrazne obklopujúcich hrubozrnitejšie partie v hornine ako prejav tektonického tečenia. Obyčajne tie najväčšie kryštáliky v hornine uzatvárajú v centre alebo na okrajoch relikty monoklinického i rombického kryštaloblastického pyroxénu a tieto zase relikty magmatického pyroxénu alebo olivínu. Glaukofán je často na ploškách zakalený, alebo má rudný pigment po neúplne zlikvidovaných reliktoch predchádzajúceho vývoja. Inokedy možno vidieť akoby íverovitý vývoj – väčšie kryštáliky glaukofánu sú zložené z množstva menších približne rovnako orientovaných, inokedy odlišne orientovaných s náznakmi rozpadu väčších kryštálikov. Kryštáliky majú výraznú amfibolovú štiepateľnosť a typický glaukofánový pleochroizmus: γ = jasnomodrá až azúrová, β = nafialovelá až fialová, α = modrozelená až číra; c/γ = od −4 do +10°, $N_\gamma = 1{,}639$, ráz dĺžky = +, b = β. Podľa pozície indikatrix zodpovedá glaukofánu s prevažným podielom Na-molekuly, s čiastočnou inklináciou ku crossitu (s Fe-podielom; A. Winchell – G. Winchell 1953).

Lawsonit je vyvinutý v idiomorfných tabuľkovitých kryštálikoch 0,2 × 0,01 mm veľkých, narastených na vnútorných stenách kryštálikov živcov (geódovitý vývoj) i v zhlukoch mikroskopických až submikroskopických zrniečok. Plošky 001 sú nepravidelné šesťuholníky s predĺženými hranami priziem – 001/100. V iných valúnoch, v asociácii s metapelitmi, sú tieto plochy lawsonitu nápadne štvoruholníkové. Plošky 100 majú nápadné, pravouhlé, lištovité tvary. Kryštáliky majú vysoký reliéf, pozitívny vo vzťahu ku glaukofánu. $N_\gamma = 1{,}680 - 1{,}683$. Na týchto lištovitých tvaroch zhášajú rovnobežne, ráž dĺžky = −, $N_\gamma - N_\alpha = 0{,}018$, $2V = 81+$. Má nápadné, oranžovožlté interferenčné farby bez anomálií.

Je vyvinutý v celej skupine hornín nájdených glaukofanických exotík, v rôznych asociáciách a čiastočne i s odlišnými optickými vlastnosťami.

Pyroxény v hornine sú zastúpené ako reliktné – magmatické a ako kryštaloblastické.

Reliktné magmatické, zachované v centrách mladších pyroxénov a amfibolov, podľa štiepateľnosti i uhlu zhášania majú znaky rombických i monoklinických pyroxénov. Sú zatláčané serpentínovo-chloritovo-limonitovo-kalcitovou hmotou. Relikty nepresahujú 0,5 × 0,5 mm, zachované sú ako nepravidelné kúsky. Na reliktoch magmatických pyroxénov sú narastené prevažne rombické kryštaloblastické, stĺpkovité pyroxény 1 × 0,1 mm veľké i menšie. Majú povahu hypersténu–eulitu. Sú výrazne pleochroické, svetlozelených farieb. Ojedinele boli pozorované i monoklinické, kryštaloblastické pyroxény. Tieto sú zelenopleochronické, $c/_{\gamma} = 35°$, $N_{\gamma} = 1{,}670$, $2V = 73$ a dvojlom 0,016. Podľa doteraz zistených vlastností ide najpravdepodobnejšie o typ diopsidického akmitu (l.c.). Vo viacerých prípadoch je zrejmé úplné prekrývanie monoklinických pyroxénov glaukofánom.

Epidot v izometrických zrniečkach i v zhlukoch zrniečok a v stĺpikovitých kryštálikoch je žltozelenkavý s vysokým pozitívnym reliéfom, s indexom lomu veľmi blízkym lawsonitu a s anomálnymi interferenčnými farbami. Jeho pozícia vo vzťahu ku glaukofánu ukazuje, že ide asi o poglaukofánový vývoj epidotu, ale bez prejavov zatláčania lawsonitu.

Svetlá sľuda nepresahuje v hornine 3 %. Šupinky má 0,5 × 0,2 mm veľké, podľa vzťahov k minerálom sú mladšie než pyroxény a spadajú do vývoja glaukofánovej asociácie minerálov alebo tesne predeň. Na šupinkách v smere predĺženia ($N_{\gamma} = b$), $N_{\gamma} = 1{,}603$, $2V = 39-$, $N_{\gamma} - N_{\alpha} = 0{,}031$. Skúšky na Na a K zatiaľ neboli robené. Zo sprievodných minerálov leukoxén nesie znaky sekundárneho minerálu po kostrovitom vývoji ilmenitu a ilmenomagnetitu a hematit znaky po vývoji magnetitu. Titanit – ojedinelé zrniečka – patrí do kryštaloblastického štádia vývoja horniny. Všetky sekundárne minerály sa mohli vyvinúť prevažne v štádiu glaukofanizácie.

Niet žiadnych znakov po prípadnom vývoji rutilu. V hornine nebol zistený metamorfogénny živec, ani kremeň, ani analcím.

Chemické zloženie horniny

SiO_2	= 45,73	TiO_2	= 2,79
Al_2O_3	= 13,38	CaO	= 8,27
MgO	= 10,39	Na_2O	= 1,96
FeO	= 6,80	K_2O	= 0,38
Fe_2O_3	= 6,14	suš.	= 0,80
MnO	= 0,21	žíh.	= 2,43

Normy CIPW

		CPX			OPX	
Q	= 1,31					
OR	= 2,24					
AB	= 16,53	EN	FS	WO	EN	FS
AN	= 25,59	6,29	0,61	6,90	27,99	2,71

DI	= 11,37		
HY	= 23,81	OL	
WO	= 0,00		
OL	= 0,00	FO	FA
MT	= 8,91	0,00	0,00
IL	= 5,17		
Σ	= 100,00		

Normy K. Smulikowského

J = 15,34	doplňujúce	Q	= +5,21
G = 46,31	symboly:	Al	= 9,17
D = 38,34			
Σ = 99,99			

Fyzikálne vlastnosti horniny

$h = 3{,}1\ g/cm^3$

Stručná charakteristika doplňujúcich vzoriek

Pri opakovaných doplnkových zberoch pre získanie eklogitoidných hornín bolo na lokalite Podvažie nájdených niekoľko ďalších valúnov, ktorých horniny sú obdobné hornine eklogitoidnej. Majú znaky magmatického vývoja, bázickej intruzívnej hrubozrnitej horniny, niektoré znaky intenzívnej saussuritizácie, iné znaky eklogitizácie i glaukofanizácie.

Prevažná časť týchto vzoriek je glaukofanizovaná so znakmi rôzneho stupňa i druhu predglaukofánovej eklogitizácie. Jediná vzorka bez glaukofánu i bez znakov po eklogitizácii (vz. 10) je výrazne chloritizovaná, so znakmi pochloritového vývoja albitu, zeolitov, prehnitu, aktinolitu a špeciálneho vývoja turmalínu (M. Šímová–E. Šamajová 1980) pri prevažnom zachovaní magmatogénnych štruktúr.

U niektorých vzoriek sú znaky magmatického vývoja podobné magmatickému vývoju v eklogitoidnej hornine. V niektorých vzorkách možno identifikovať i magmatické živce, An_{63}, monoklinické pyroxény, rombické pyroxény, olivín (serpentinizovaný i magnetitizovaný). Štruktúra týchto je poikiloofitická – rovnomerne zrnitá. Na viacerých vzorkách je evidentné zatláčanie tejto asociácie asociáciou glaukofánovou.

V niektorých vzorkách (vz. 6, 7, 8, 9) je zastúpený granát obdobný ako v eklogitoidnej hornine, ale len v ojedinelých zrniečkach, prevažne v podobe kryštaloblastických zárodkov. Niet pochýb, že tento granát nemá nič spoločného s magmatickým vývojom, že ide o granát metamorfogénny. Okrem granátu sú v týchto vzorkách charakteristické metamorfogénne pyroxény. Sú narastené ako koronitové i drúzovité lemy na magmatických olivínoch, pyroxénoch i živcoch. Sú celé glaukofanizované. Zvyšky magmatických kryštálov sú ako obrnené relikty; staršie rekryštalizačné štádium je pseudomorfované mladšími rekryštalizačnými pochodmi bez zachovaných zvyškov.

V inej vzorke sa eklogitoidné štádium prejavuje len vývojom pyroxénov. Pyroxény sú prevažne stĺpikovité kryštáliky, výrazne pleochroické v zelených odtieňoch, kosoštvorcové. Sú narastené na plôškach magmatických pyroxénov. Nie sú zatláčané glaukofánom. V niektorých vzorkách bol identifikovaný skapolit (poukazuje na metasomatické zásahy do vývoja horniny), metamorfogénny andezín i kremeň.

Všetky vzorky (1 – 10) potvrdzujú počiatočnú a postupnú, pozvoľnú, ale i skokovitú premenu magmatickej horniny.

Mnohé vzorky z týchto vyžadujú okrem už rozpracovaných ďalšie doplňujúce i preverovacie skúšky, ako aj špeciálne analýzy predovšetkým pyroxénov a granátu. Podmienky vývoja týchto minerálov sú rozhodujúce pri určení podmienok vývoja hornín v pomagmatických–metamorfogénnych štádiách.

Interpretácia genézy a vývoja skúmanej horniny

Modálne zloženie a štruktúra horniny odrážajú polygénny i polymetamorfný vývoj magmatickej bazaltovej horniny s olivínom, monoklinickým pyroxénom, rombickým pyroxénom i plagioklasom.

V hornine bola identifikovaná:
magmatická asociácia,
staršia rekryštalizačná asociácia (I. kryštaloblastická),
mladšia rekryštalizačná asociácia (II. kryštaloblastická).

Charakteristické modálne minerály horniny sú granát, glaukofán, lawsonit. Charakteristickým znakom vývoja horniny je úplne porušená stabilita magmatických živcov.

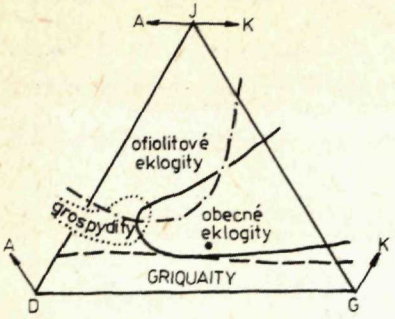
Zo štruktúrnych znakov i minerálneho obsahu skúmanej horniny a čiastočne i zo znakov doplňujúcich vzoriek vyplýva, že počiatky vývoja granátu sa viažu na úplné likvidovanie magmatických živcov a že glaukofán s lawsonitom predstavujú pogranátovú asociáciu.

Zatiaľ (čiastočne) preverené výsledky skúšky na obsah Mn – zložky v granáte, vývoj lawsonitu i glaukofánu, ako aj vývoj metamorfogénnych pyroxénov, vylučujú paragenézu glaukofánu s granátom.

S ohľadom na podstatné znaky horniny (i na novonavrhovanú klasifikáciu pre vulkanické horniny z roku 1978) za najadekvátnejšie a najstručnejšie označenie považujem – metabazalt až metabazaltový porfyrit. Na vyjadrenie určitého podielu kryštaloblastickej asociácie možno horninu označiť i názvom glaukofanizovaný metabazaltový porfyrit, prípadne metabazalt, ale i glaukofanizovaná eklogitoidná hornina alebo glaukofanizovaná apoeklogitoidná hornina, resp. glaukofanit po eklogitoidnom apobazalte a pod.

Hornina v diagrame K. Smulikowského (1972) obr. 2 – jej pozícia neodráža podmienky vzniku. Spadá do poľa obecných eklogitov. Genézou sa však preukazateľne viaže na magmatické, bázické – živcové horniny.

Nízky podiel jadeitovej normy a vysoký podiel granátovej normy odrážajú nižší podiel alkálií a vyšší podiel Al. Hodnoty týchto kysličníkov zodpovedajú hodnotám kysličníkov nasýtených bázických hornín bez zásahu metasomatózy do ich vývoja.



Obr. 2 Pozícia eklogitoidnej horniny v systéme JGD-diagramu K. Smulikowského (1974). Vyjadruje podiel zložiek – nezodpovedá genéze.

Pretože toto isté zloženie zahrňuje i glaukofanizáciu, oba procesy, eklogitizáciu i glaukofanizáciu by bolo možné označiť za procesy izochemické vo vzťahu k magmatickej hornine a oba metamorfné procesy závislé predovšetkým na -P- podmienkach formovania. Viaceré znaky horniny však naznačujú, že pri vývoji obdobných hornín v zdrojovej oblasti pre zlepence bradlového pásma mohla zohrávať určitú úlohu metasomatóza i zvýšená teplota. Všetky tieto otázky však vyžadujú ďalšie sledovanie a skúmanie konkrétneho materiálu.

Skutočnosť, že v hornine je nízky podiel modálneho granátu (ani zďaleka nie maximálne možný podľa normy) potvrdzuje, že P-podmienky nedosiahli maximálne hodnoty, ktoré by podmienili vývoj takéhoto maximálneho podielu granátu a že rekryštalizácia bola veľmi nízka.

Nízky podiel jadeitovej normy (nedosahuje ani najnižší podiel pre eklogity podľa K. Smulikowského) potvrdzuje práve tak len kryštaloblastickú neomineralizáciu bez prínosu a uplatnenia maximálne možných tlakových podmienok.

Mikromozaikový vývoj nevylučuje (a doplnkové vzorky to potvrdzujú), že môže ísť o širšie rozpätie modálneho obsahu granátu i pyroxénov, ktoré striedavo raz chýbajú a inokedy dominujú pri vývoji tej istej bazaltovej horniny za kolísavých podmienok v zdrojovej oblasti.

Nie je vylúčené, že v hornine pred eklogitovým štádiom vývoja a po postmagmatickom štádiu prebehla anchimetamorfóza, a najnižšia metamorfóza (tak ako sa jej vývoj prejavuje v niektorých doplnkových vzorkách) a že táto bola prekrytá vyššou metamorfózou. Niet však o tom žiadnych evidentných dôkazov ani v štruktúre, ani v modálnom zložení. Mozaikový vývoj a drúzovitý i geódovitý vývoj niektorých minerálov v hornine potvrdzujú, že pred I. rekryštalizačným procesom došlo k zvláštnemu stavu, počiatočnému nataveniu – k plasticite – na styčných plôškach zrniečok magmatického vývoja.

Produkty II. rekryštalizačného štádia (potvrdzuje to hlavne vývoj glaukofánu) odrážajú rekryštalizáciu maltovitého prostredia v období pred vývojom glaukofánu, čo by znamenalo, že glaukofanizácia je syn- až postkinematická.

Počiatočný vývoj granátu sa viaže na tlak vyšší než 700 MPa, keď strácajú stabilitu živce. Bol prerušený po zvýšení tlaku do 1300 MPa, keď granát dosiahol 7 %-ný podiel (sensu W. Fyffe et al. 1962 i J. Genschaft 1979).

Normatívne zloženie eklogitoidnej horniny zodpovedá kremitému tholeitu (H. S.

Yoder–C. E. Tilley 1962, G. A. Macdonald–T. Katsura 1964) s normatívnym hypersténom a kremeňom. Neobsahuje normatívny olivín.

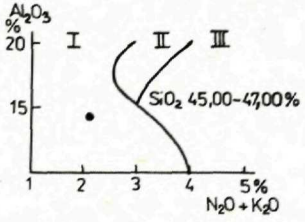
Bázická tavenina, z ktorej vznikla magmatická hornina a neskoršie hornina čiastočne eklogitoidná – ako kremitý tholeit, má charakter diferencovanej taveniny z bázickej až alkalicko-bázickej magmy; na úrovni bazálnych častí kôry, ešte v štádiu tekutom, najpravdepodobnejšie v dôsledku špeciálnych podmienok bola obohacovaná (ako to potvrdzuje štruktúra základnej hmoty horniny) hlavne o živcovú časť.

Od nediferencovanej taveniny, za akú sa považuje magma oceánskych bazaltov (l.c.) líši sa hlavne obsahom Na, Al, Mg, (obr. 4).

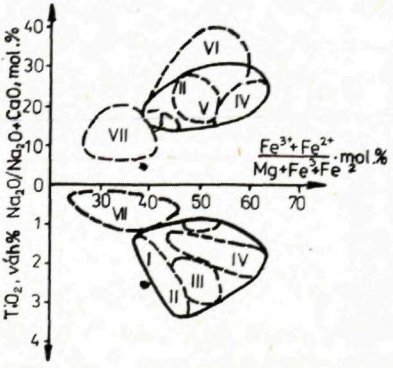
Pre ideálnu eklogitovú normu CIPW–46 % –Gr,
50 % –Pyrox,
4 % –Ilm

alebo 46 % –Gr-Pyrox
49 % –Pyrox
3 % –Ol
2 % –Rtl ale aj $Pyr_{47}Di_{47}En_3Fo_3$,

podľa D. H. Greena et al. 1968 je najvhodnejší olivinický tholeit s podielom 20 % normatívneho olivínu. Len olivinické tholeity považujú uvedení autori za bazalty nediferencovaných magiem, ktoré podmieňujú vznik typických oceánskych alkalických bazaltov. Tholeitové bazalty, ktoré obsahujú menej než 12 % norm. olivínu, chápu (l.c.) ako produkty odštiepených magiem viažúce sa na hĺbky s menším tlakom než 1000 MPa, čo zodpovedá hĺbke 15–35 km.

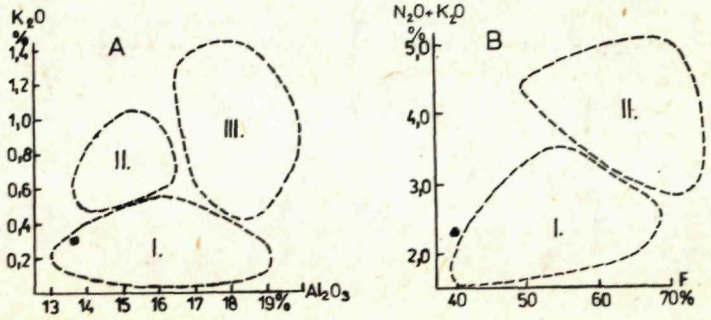


Obr. 3 Pozícia eklogitoidnej horniny v systéme Al_2O_3: $Na_2O + K_2O$. I–bazalty tholeitové, II–bazalty superalumíniové, III–bazalty alkalické s Na + K<Al.



Obr. 4 Pozícia eklogitoidnej horniny v diagrame alkaličnosti, železitosti i obsahu TiO_2. I–bazalty tholeitové, oceánske, II–bazalty alkalické, oceánske, III–bazalty alkalické, kontinentálne, IV–bazalty trapov, V–bazalty andezitovobazaltových formácií ostrovných oblúkov, VI–spility, VII–pikrity.

Obsahom alkálií, Al a Ti i vzájomnými pomermi týchto aj ďalších (obr. 4, 5) je skúmaná hornina najbližšia oceánskym bazaltom–tholeitom, ktoré sú charakterizované: $Na/K \leqq 5:1$ a súčasne $Na+K<Al$. Obsahom Ti sa približujú oceánskym bazaltom – alkalickým.



Obr. 5 Pozícia eklogitoidnej horniny v diagrame závislostí
A. $K_2O:Al_2O_3$ B. $Na_2O+K_2O:F$

$$F=\frac{Fe_2O_3+FeO}{MgO+Fe_2O_3+FeO}$$

Poznámky k vekovému zaradeniu

Hoci ide o horninu valúnu zatiaľ neznámeho pôvodu, uvediem niektoré údaje, ktoré by mohli prísť do úvahy pri ohraničení vrchnej i spodnej hranice jej vývoja.

Vcelku polygénny i polymetamorfný vývoj eklogitoidnej horniny nemá žiadne znaky väzby na viaceré vývojové cykly, naopak všetky tri hlavné štádiá vývoja, štruktúrou i modálnym zložením horniny poukazujú na pravdepodobný vývoj v jednom vývojovom–geosynklinálnom cykle.

Vrchná veková hranica vývoja horniny ohraničená jej výskytom v cenománskych zlepencoch by bola najpravdepodobnejšie spodnokriedová.

Najmladšia etapa vývoja horniny zodpovedá glaukofanizácii.

M. Mišíkom (1976) zaznamenané glaukofány vyextrahované z urgónskych organogénnych vápencov barému–aptu zo žilinského úseku bradlového pásma by posúvali vrchnú hranicu glaukofanizácie do najspodnejšej spodnej kriedy, prípadne do najvrchnejšej vrchnej jury. J. Kantorom (1978) určený vek glaukofanizovanej poduškovej lávy (zo skupiny vyššie uvedených glaukofanizovaných hornín) – 130 mil. rokov – sa môže vzťahovať na obdobie glaukofánovej metamorfózy.

V skúmanej hornine nie sú žiadne znaky odrážajúce spodnú hranicu vývoja horniny – vývoja magmatizmu.

V glaukofanizovaných poduškových lávach (z ktorých bol určený vek) i v glaukofanizovaných–serpentinizovaných pyroxenitoch (M. Šímová 1980) sú zachytené miniatúrne polohy alebo enklávy zlepencov až kremitých pieskovcov. V ich valúnikoch sú zastúpené fylity, muskovitické svory s turmalínom, rula, angulárny úlomok granitu, živca a kremeňa, bazalty typu melafýrov, valúny kvarcitov, diabázových

tufov i uhličitanových sedimentogénnych hornín a izolované uhličitanové klencotvary a uhličitanový tmel. Valúniky nepresahujú rozmery 0,5 × 0,2 mm a celá miniatúrna poloha 1 × 1 cm. Obsah týchto drobnučkých zlepencov poukazuje na vývoj celého cyklu pred vývojom poduškových láv v zdrojovej oblasti. V tejto miniatúrnej frakcii sú zastúpené obdoby hornín známe z územia Západných Karpát v staršom a mladšom paleozoiku i v triase.

Uvedené miniatúrne zlepence by mohli byť obdobou „detritických vrstiev vystupujúcich na báze liasu pieninskej série ako ojedinelé úseky na Považí a na Orave", ako ich uvádza D. Andrusov (1959) citujúc A. Matějku z roku 1929, bez podrobnejšej charakteristiky obsahu.

Ak bazaltové efúzie, z ktorých sa vyvinula skúmaná hornina, boli súčasťou synsedimentárneho magmatizmu—vulkanizmu, ktorého produkty boli neskôr spolu glaukofanizované, potom magmatizmus pre skúmanú horninu mohol započať už i vo vrchnom triase, tesne pred sedimentogenézou liasových zlepencov, a pokračovať aj v liase (poduškové lávy), súčasne so sedimentogenézou (zachytené miniatúrne polohy a enklávy) a tiež po liase ; magmatizmus a obe metamorfogénne štádiá vývoja skúmanej horniny by sa viazali na obdobie triasu a hlavne jury.

Je to ovšem len jedna z niekoľkých možných alternácií opierajúcich sa o zloženie jedného valúnu. Vyžaduje celý rad ďalších dôkazových údajov. Zatiaľ nie je možné celkom preukazateľne vylúčiť i prípadný viac-cyklický vývoj celej horniny.

Stručné porovnávacie údaje

Eklogitoidné horniny neboli doteraz uvádzané z valúnov zlepencov západnej časti bradlového pásma. Pozoruhodný je nález granulitu v zlepencoch poľskej časti bradlového pásma (T. Wieser 1958, 1975 – ústne oznámenie). Dlhé roky tradovaný údaj V. Zoubka (1931) o „náleze jednej diabázovej horniny, premenenej na horninu s glaukofánom, z paleogénnych zlepencov z Oravy" sa až v posledných rokoch doplňuje novšími nálezmi. Údaje o výskyte glaukofanitov L. Kamenického (1973) zo zlepencov východnej časti bradlového pásma západokarpatského segmentu zatiaľ nie sú doložené žiadnym údajom. Zmienky M. Marschalku a M. Mišíka v literatúre na viacerých miestach za posledných 5 rokov o výskyte eklogitoidných hornín sa dotýkajú i nálezov vzoriek, ktoré sú predmetom štúdia predloženej práce.

V oblasti Západných Karpát glaukofanické eklogity uvádza J. Šalát (1953), citovaný D. Andrusovom (1959 – ide asi o ústne informácie medzi uvedenými autormi) ako „horniny s glaukofánom, granátom, epidotom, zoizitom, klinozoizitom, muskovitom, chloritom, kalcitom, albitom, magnetitom, rutilom, kremeňom z triasu gemeríd". Podľa údajov v prácach J. Kamenického (1957), D. Andrusova (1959) dal by sa výskyt eklogitoidných hornín v gemeridách predpokladať ako možný. J. Kamenický (l.c.) však granát v glaukofanitoch gemeríd v triasovom a karbónskom súvrství považuje za prejav kontaktnej metamorfózy v endozóne. Genézu glaukofanitov považuje za prejav Na-metasomatózy súvisiacej so samotným diabázovým vulkanizmom, z produktov ktorého glaukofanity vznikli (l.c., str. 57).

Skúmaná hornina genézou, štruktúrou, zložením, ale i vývojom v systéme eklogitoidných hornín, nie je nijako ojedinelá. Obdoby sú známe i z franciskánskej formácie z Kalifornie, i z formácie Sambogava z Japonska, tiež z polárneho i južného Uralu a z mnohých iných miest.

P. Bearth uvádza z rakúskych Álp (1969) zastúpenie eklogitov i eklogitoidných hornín všetkých troch skupín K. Smulikowského (l.c.), teda aj predalpínske a alpínske. Tzv. ofiolitové eklogity, zistené predovšetkým vo vnútornom pruhu zóny peninika ako rozšírené v asociácii hornín albitovo-epidotovo-amfibolitovej fácie, vznikli alpínskou metamorfózou z bázických eruptív: gabra, doleritu i diabázu. V ofiolitogénnych eklogitoch vyvinutých z gabra P. Bearth (l.c.) uvádza i nedeformované relikty magmatickej paragenézy s labradórom, diopsidom-augitom i Mg-olivínom, evidentnú postupnú metamorfózu a v dôsledku nej i pestré, novovzniknuté, typické eklogitoidné paragenézy: v jednej omfacit, v druhej glaukofán – raz s granátom, inokedy bez neho – v jednej i v druhej asociácii. Granáty v nich (l.c.) majú povahu almandínovej zložky: Al–39,2 %, Pyr–29,2 %, Gros–22,1 %, Andrad–7,0 %, Spes–2,5 %. Ako predeklogitovú–pomagmatickú – uvádza evidentnú sausuritizáciu s albitom, zoizitom i vývoj mastenca po olivíne.

Podľa množstva zastúpených bázických hornín by, podľa P. Beartha (l.c.), mali byť eklogity vo vnútornom pruhu zóny penninika dominujúce. Sú však retrográdne metamorfované a vystupujú len ako menšie, ale časté telesá v granáticko–gastalditových bridliciach, granátických amfibolitoch, prasinitoch – ako diaftoritických ekvivalentoch eklogitov. Novšie P. Bearth (1970) a iní (napr. Y. Millerová 1974) dokazujú, že v oblasti rakúskych Álp sa vyvinula metamorfná progesívna postupnosť: bazalt–eklogit–granatický glaukofanit–amfibolit–prasinit. Vo viacerých valúnoch nami skúmaných glaukofanických hornín je preukazateľné zatláčanie glaukofánom hornín metamorfovaných za nižších podmienok a v iných zatláčanie i eklogitoidnej asociácie minerálov. Pre eklogitoidný vývoj je glaukofanizácia retrográdnym procesom a granát s glaukofánom (v jednej hornine valúna) patria k dvom geneticky odlišným asociáciám.

Pre obmedzené množstvo materiálu zatiaľ nemožno zaujať jednoznačné stanovisko k mimoriadnej zložitej problematike.

Význam nálezu eklogitoidnej horniny

Eklogitoidná hornina z valúnov cenomanských zlepencov západnej časti bradlového pásma – klapskej jednotky, potvrdzuje výskytom, štruktúrou a zložením predbežne niekoľko geologicko-tektonických skutočností platných pre zdrojovú oblasť.

1. Zdrojovú oblasť okrem iných budujú i bázické hypoabysálne až efuzívne horniny typu bazaltových porfyritov až bazaltov s modálnym olivínom, rombickým pyroxénom, monoklinickým pyroxénom, plagioklasom a normatívnym hypersténom i kremeňom.

2. Skupina hornín s glaukofánom, zistených spolu v zlepencoch s eklogitoidnou horninou, potvrdzuje, že ide o oblasť budovanú i ultrabázickými magmatickými i bázickými abysálnymi i bázickými a kyslými efuzívnymi horninami, ale i sedimen-

tárnymi horninami – psamitmi typu drôb i zmiešanými vulkanicko-sedimentárnymi horninami a mnohými inými.

3. Bazaltový porfyrit až bazalt takto vystupoval ako súčasť magmato-vulkano-sedimentogénneho komplexu v zdrojovej oblasti; nesie podľa všetkého znaky geosynklinálneho vývoja a podľa zastúpených členov i znaky vývoja ofiolitového komplexu.

4. Bazaltový porfyrit–bazalt, ako magmaticky stabilizovaná živcová hornina, bol v prostredí, do ktorého bol eruptovaný, alebo i tesne pred erupciou, serpentinizovaný, dezanortitizovaný i limonitizovaný, leukoxenizovaný, chloritizovaný i kalcitizovaný.

5. Po pretrvávajúcom tektonickom pokoji bazaltový porfyrit–bazalt bol vystavený odlišným vývojovým, tektonickým podmienkam, podmienkam porušenia magmatických živcov, pyroxénu, olivínu, podmienkam redukcie, podmienkam granatizácie i pyroxenizácie. Tieto počiatočné znaky eklogitizácie neboli pozorované na žiadnych iných horninách. Naopak, množstvo ďalších glaukofanizovaných hornín valúnov nesie znaky len subsidenčnej metamorfózy, prebiehajúcej za podmienok zodpovedajúcich vývoju (maximálne) zelených bridlíc, a to pred glaukofanizáciou.

6. Po počiatočnej a neúplnej eklogitizácii bola hornina znova vystavená zmeneným barickým podmienkam – podmienkam uvoľňovania, oxidácie, glaukofanizácie, za sprievodu prestupných pohybov alebo po nich.

7. Dva barické pochody – eklogitizácia a glaukofanizácia, tak ako sú fixované vo valúnoch kriedových–cenomanských zlepencov klapskej jednotky, sa odohrávali v zdrojovej oblasti v pozíciách kôry. Neprekročili hranice podmienok len čiastočného špeciálneho natavenia magmatickej asociácie a neskôr eklogitoidnej asociácie vyvolávaného hlavne zmenenými tlakovými podmienkami.

Generálna glaukofanizácia eklogitoidnej horniny, aj niekoľkých ďalších, ale nie všetkých hornín s glaukofánom, poukazuje na priestorovú vymedzenosť tlakových účinkov.

8. Skutočnosť, že magmatická hornina bola čiastočne eklogitizovaná a potom diaftorizovaná a neskôr povrchovo mechanicky preformovávaná do valúnov, poukazuje na jej existenciu v zdrojovej oblasti.

9. Zloženie granátu a pyroxénu, podiel granátu, merná hmotnosť, vývoj minerálov s podielom štruktúrnej H_2O, porušená stabilita magmatických živcov v hornine poukazujú na to, že procesy súvisiace s vývojom horniny dosahovali tlak 700 MPa, ale neprekročili tlak 1300–1500 MPa.

10. Vývoj rombického pyroxénu, skapolitu a anortitu, vysoký podiel TiO_2, nevyvinutý rutil, kremeň a mnohé iné pomagmatické a predglaukofánové prejavy, no i neprítomnosť týchto prejavov prestupných pohybov v štruktúre horniny pred vývinom granátu a metamorfogénnych pyroxénov i väzba glaukofanizácie na prestupné pohyby potvrdzujú, nielen mozaičnosť vo vývoji eklogitoidnej horniny, ale i zásah viacerých sprievodných javov – kôrových – indikujúcich sprievodný i následný zložitý proces vývoja v zdrojovej oblasti. Vysoký podiel TiO_2 poukazuje i na sekundárno-geosynklinálny vývoj.

11. Viacštádijný a polymetamorfný vývoj magmatickej horniny sa zatiaľ javí ako monocyklický–alpínsky.

Záver

Vo valúnoch cenomanských zlepencov bradlového pásma v klapskej jednotke v okolí dedinky Podvažie bola identifikovaná eklogitoidná hornina – bazaltový porfyrit až bazalt, čiastočne eklogitizovaný a intenzívne glaukofanizovaný.

Základný vývojový trend, fixovaný v štruktúre a modálnom zložení:

bazalt (magmatické štádium) ⟶ eklogit (I. kryštaloblast. št.) ⟶ glaukofanit (II. kryštaloblast. št.)

odráža progresívnu a regresívnu dynamometamorfózu bázickej–živcovej horniny.

Magmatické štádium vývoja horniny nesie znaky postupnej, intratelurickej a efuzívnej kryštalizácie nasýtenej magmy povahy kremitého tholeitu so znakmi oceánskych tholeitov.

Počiatočná eklogitizácia fixuje podmienky porušenia stability magmatickej asociácie živcov úplne. Glaukofanizácia fixuje podmienky porušenia stability eklogitoidných pyroxénov. Eklogitizácia skúmanej horniny reprezentovaná stabilným granátom s prevahou almandínovej zložky má charakter barickej–statickej metamorfózy bez znakov po prestupných pohyboch. Neprebehla do maximálnych možných hraníc. Podiel modálneho granátu nepresahuje 8 %.

Glaukofanizácia má charakter intenzívnej, agresívnej kinetickej dynamometamorfózy so znakmi po prestupných pohyboch. Glaukofanizácia s vývojom lawsonitu, ako najmladší vývojový proces horniny (vo vzťahu k eklogitizácii), fixuje podmienky vývoja lawsonitovo-glaukofánovej fácie; vo vzťahu k vývoju eklogitoidnej minerálnej asociácii je regresívna.

Všetky tri hlavné vývojové štádiá sa viažu podľa doterajších poznatkov na jeden geologický cyklus – alpínsky, pravdepodobne na obdobie trias–jura.

Nález eklogitoidnej glaukofanizovanej horniny vo valúnoch kriedových zlepencov poukazuje na viaceré etapy a na zložitosť stavby zdrojovej oblasti pre kriedové zlepence bradlového pásma. Hornina, hlavne granát v nej, je predstaviteľom najvysokotlakovejších, kôrových, metamorfogénnych podmienok uvádzaných doteraz v bradlovom pásme (ale i Západných Karpatoch vôbec). Súčasne poukazuje na pravdepodobnosť vývoja magmatickej efuzívnej – bázickej, živcovej horniny v krátkych časových úsekoch, jej progresívnu eklogitizáciu a regresívnu glaukofanizáciu.

Do tlače odporučil S. Vrána.

Literatúra

ANDRUSOV, D. A. 1959: Geológia československých Karpát, II, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–374.

BEARTH, P. 1965: Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. Schw. MPM, 45, Zürich, 179–187.

BEARTH, P. 1970: Zur Eklogitbildung in den Westalpen. Forschr. d. Mineral. 47, 1, Stuttgart, 27–33.

BOUŠKA, V.–DROŽĎÁK, K.–JANOUT, T. 1962: Izpoľzovanije razmera elementarnoj jačejky -a_0- a pokazatelija -n- dľa opredelenija chim. sost. nekotorych čechoslovackich granatov. Acta UC, 3, Praha, 131–143.

FYFE, W. S.–TURNER, F. J.–VERHOOGEN, J. 1962: Igneous and metamorphic petrologie. New York, 1–654.
GENSCHAFT, J. 1977: Experimentalnyje issledovanija v oblasti glubinnoj mineralogiji i petrologiji. Izd. Nauka, Moskva, 1–207.
GREEN, D. H.–RINGWOOD, A. E. et al. 1968: Petrologija verchnej mantiji. Izd. Mir, Moskva, 1–400.
KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–108.
KAMENICKÝ, L. 1973: Lithologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des Kristalinikum. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 225–264, 303–313.
KANTOR, J. 1978: Vekové analýzy. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–76.
Mac DONALD, G. A.–KATSURA, T. 1964: Chemical composition of Havaiian lavas. Journ. Petrol. 5, Oxford, 82–133.
MARSCHALKO, R.–MIŠÍK, M.–SÝKORA, M.–ŠÍMOVÁ, M. 1980: Správa o paleogeografickom výskume bradlového pásma za roky 1975–1979 – rozpracované.
MILLEROVÁ, Ch. 1974: On the Metamorphism of the Eclogites and Righ-Grade Blueschits from the Penninic Terraine of the Tauern Window, Austria. Schw. MPM 54, Zürich, 371–384.
MIŠÍK, M. 1976: Bradlové pásmo a globálna tektonika. Zborník – Československá geológia a globálna tektonika. Smolenice, 28–36.
SMULIKOWSKI, K. 1972: Classification of Eclogites and allied rocks. Krystalinikum 9, Praha, 107–130.
ŠÍMOVÁ, M.–ŠAMAJOVÁ, E. 1980: Lawsonit v glaukofanických horninách v zlepencoch bradlového pásma – rozpracované.
ŠÍMOVÁ, M.–ŠAMAJOVÁ, E. 1980: Typomorpher Granat in eklogitoidem Gestein in exotischen Gerollen aus Konglomeraten der Klippenzone, seine petrogenetische und petrotektonische Bedeutung. V tlači Acta, Geol. Geogr. Univ. Comen., 37, Bratislava.
ŠÍMOVÁ, M.–ŠAMAJOVÁ, E. 1980: Prehnit–pumpellyit–albit–zeolitová asociácia v horninách valúnov kriedových zlepencov bradlového pásma – rozpracované.
ZOUBEK, V. 1931: Carakteristique de quelques roches cristalophilliens et éruptives des galets exotiques des conglomerats sénoniens et paleogenes des Carpathes occid. Knihovňa Stát. Geol. Úst., 13, Praha, 353–358.
YODER, H. S.–TILLEY, C. 1962: Origin of basalt magmas. Journ. Petrol. 3, Oxford, 342–532.
WINCHELL, A.–WINCHELL, G. 1953: Optičeskaja mineralogija. Izd. in. lit. Moskva, 1–561.
WIESER, T. 1958: Magmatic and metamorphic exotic rocks from the cretaceous and paleogene of the Pieniny klippen belt (Carpathians) Inst. Geol. biul. 135, Warszawa, 1–35.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XV–XVIII

Tabuľka XV

Obr. 1 Tvarové relikty magmatického vývoja živcov bazaltovej horniny. Zachytené i metamorfogénne granáty. N–P, zväčš. 35×, foto Oswald.

Obr. 2 Tvarové relikty po subparalelnom usporiadaní živcov bazaltovej horniny. Metamorfogénny granát v priestoroch živcových jedincov. N–P, zväčš. 40×, foto Oswald.

Tabuľka XVI

Obr. 1 Glaukofanizovaná eklogitoidná hornina. Relikty magmatickej štruktúry. N–P, zväčš. 40×, foto Oswald.

Obr. 2 Glaukofanizovaná eklogitoidná hornina. Relikty magmatického vývoja zatláčaného kryštaloblastickým vývojom. N–P, zväčš. 40×, foto Oswald.

Tabuľka XVII

Obr. 1 Nevýrazné relikty po magmatickom vývoji. Metamorfogénny granát. Naložená glaukofanizácia. N–P, zväčš. 35×, foto Oswald.

Obr. 2 Ihličky metamorfogénneho pyroxénu a lawsonitu. Vpravo hore glaukofán. N–P, zväčš. 45 ×, foto Oswald.

Tabuľka XVIII

Obr. 1 Relikty po ofitickom usporiadaní živcov magmatického vývoja horniny. Živce zatláčané metamorfogénnymi minerálmi. Vpravo dole glaukofán prekrýva pyroxén magmatického vývoja. N–P, zväčš. 80 ×, foto Oswald.

Obr. 2 Relikty po magmatickom vývoji. Stĺpikovité kryštáliky magmatických pyroxénov prekryté glaukofánom. N–P, zväčš. 30 ×, foto Oswald.

Mária Šímová

Eclogitoid rock in pebbles of Cretaceous conglomerates of Klippen Belt

Summary

Eclogitoid rock–basalt porphyrite to basalt, partly eclogitized and intensely glaucophanized was found in pebbles of Cenomanian conglomerates of the Klippen Belt in the Klape unit near the village Podvažie.

Basical evolutionary trend – as fixed in texture and modal composition –

basalt (magmatic stage) ⟶ eclogite (I. crystalloblast. stage) ⟶ glaucophane II. crystalloblast. stage)

reflects progressive and regressive dynamometamorphosis of basic–feldspar rock.

Magmatic stage of evolution of the rock shows signs of gradual, intratelluric and effusive crystallization of saturated magma with the character of quartzy tholeiite resemblant to oceanic tholeiites.

Initial eclogitization fixed conditions for complete weakening of stability of magmatic association, feldspars. Glaucophanization fixed conditions for weakening of stability of eclogitoid pyroxenes. Eclogitization of the rock under study, represented by stable garnet with dominant almandine component has a character of baric – static metamorphosis without traces of penetrative movements. Eclogitization did not reach the maximal extent possible. The modal garnet content is not higher than 8 %.

Glaucophanization has the character of intense, "agressive" kinetic dynamometamorphosis-with traces of penetrative movements. As the youngest evolution process of the rock – in relation to eclogitization, glauconitization with the evolution of lawsonite fixed conditions for the evolution of the lawsonite–glaucophane facies, and it is regressive in relation to the evolution of eclogitoid mineral association.

According to the existing data, all the three main evolutionary stages are associated with one geological cycle – alpine, most likely with the Triassic-Jurassic period.

Eclogitoid glaucophanized rock in pebbles of Cretaceous conglomerates is indicative of multistage and complicated structure of the source area for Cretaceous conglomerates of the Klippen Belt. The rock, and especially garnet in the rock, is representative of high-pressure, crustal metamorphogenic conditions, so far known in the Klippen Belt (and in the entire West Carpathians).

It is also indicative of possible evolution of magmatic effusive–basic feldspar rock in short time intervals, its progressive eclogitization and regressive glaucophanization.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Locality of pebbles of eclogitoid rock and of pebbles of glaucophane rocks in Cenomanian conglomerates in the Klape unit of the Klippen Belt.

Fig. 2 Position of eclogitoid rock in the IGD system of K. Smulikowski's (1974) diagram showing portions of components. It does not correspond to genesis.

Fig. 3 Position of eclogitoid rock in the $Al_2O_3 : Na_2O + K_2O$ system of H. Kuno (1960). I–tholeiite basalts, II–superaluminium basalts, III–alcalic, basalts with Na + K + Al.

Fig. 4 Position of eclogitoid rock in diagram of alcality of Fe and TiO_2 contents – according to H. Kún (1960). I–tholeiitic, oceanic basalts, II–alcalic, oceanic basalts, III–alcalic, continental basalts, IV–trap basalts, V–basalts of andesite–basalt formations of island arcs; VI–spilites, VII–picrites.

Fig. 5 Position of eclogitoid rocks diagrams of relations
A. $K_2O : Al_2O_3$ B. $Na_2O + K_2O : F$

$$F = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{MgO + Fe_2O_3 + FeO}$$

Explanation of plates XV–XVII

Plate XV
Fig. 1 Form relicts of magmatic evolution of feldspars of gabbro–basalt rock. Metamorphogenic garnets also found. N–P, magn. 35 ×, photographed by L. Oswald.
Fig. 2 Form relicts of subparallel aligument of feldspars in gabbro–basalt rock. Metamorphogenic garnet in areas of feldspar individuals. N–P, magn. 40 ×, photographed by L. Oswald.

Plate XVI
Fig. 1 Apogabbro–diabase–porphyrite glaucophanized eclogite. Relicts of magmatic structure. N–P, magn. 40 ×, photographed by L. Oswald.
Fig. 2 Apogabbro–diabase–porphyrite glaucophanized eclogite. Relicts of magmatic evolution, replaced by crystalloblastic evolution. N–P, magn. 40 ×, photographed by L. Oswald.

Plate XVII
Fig. 1 Relicts of magmatic evolution. Metamorphogenic garnet. Superimposed glaucophanization. N–P, magn. 35 ×, photographed by L. Oswald.
Fig. 2 Needles of metamorphogenic pyroxene and lawsonite. At the right top-glaucophane. N–P, magn. 45 ×, photographed by L. Oswald.

Plate XVIII
Fig. 1 Relicts of ophitic arrangement of feldspars of the magmatic evolution of the rock. Feldspars replaced by metamorphogenic minerals. At the right bottom–glaucophane covering pyroxene of magmatic evolution. N–P, magn. 80 ×, photographed by L. Oswald.
Fig. 2 Relicts of magmatic evolution Columnar crystals of magmatic pyroxenes covered by glaucophane. N–P, magn. 30 ×, photographed by L. Oswald.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 75–86, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

551.781.42/.43 (437.64)

Pavol Gross–Eduard Köhler–Karol Borza

Zlepencové podmorské kužele z vnútrokarpatského paleogénu pri Pucove

5 obr. v texte, 4 fotogr. tab. (XIX–XXII), anglické resumé

Abstract. Coarse-grained and bouldery conglomerates near Pucov, ENE of Dolný Kubín, have so far been referred to as the basal lithofacies of the Inner–Carpathian Paleogene. Their faunal content, pebble analyses and mapped position within the Eocene sea basin prove that the conglomerates form a submarine cut down either into the Mesozoic basement or into sediments of basal transgressive lithofacies, and occasionally into claystone lithofacies.

Jedným z najzaujímavejších problémov v otázke sedimentov vnútrokarpatského paleogénu na Orave je až donedávna diskutovaná pozícia balvanovitých karbonátových zlepencov pri Pucove. Podľa doteraz publikovaných prác (D. Andrusov 1931, 1965; F. Bieda 1957; F. Pícha in M. Maheľ a kol. 1964) boli jednoznačne zaraďované do bazálnej transgresívnej litofácie.

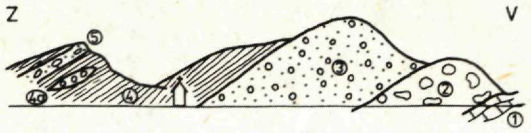
V roku 1965 D. Andrusov píše (str. 237, obr. 41):

„Pri Pucove leží súľovské súvrstvie na triase. Naspodku je vyvinutá až 30 m hrubá poloha zlepenca s červeným pieskovcovým tmelom a valúnmi uhličitanových hornín o priemere 2 m. Vyššie je normálny súľovský zlepenec s valúnmi o priemere až 2 m, o hrúbke 150 m. Tesne nad súľovským súvrstvím je vyvinutý flyš s vložkami drobnozrnných brekcií s faunou priabónskych numulitov a polohami divokého flyša..."

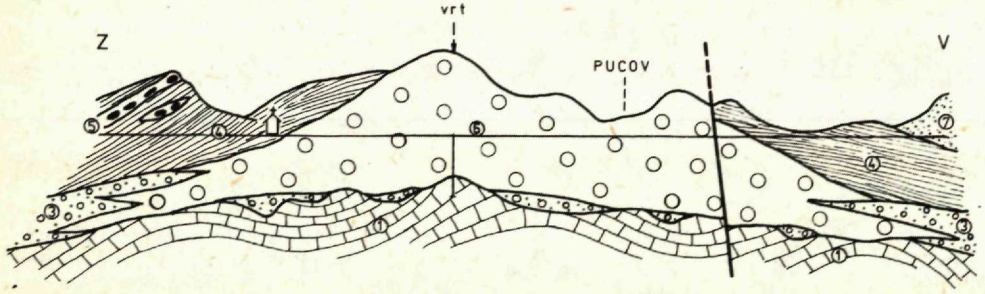
D. Andrusovom opisovaný trias bol hľadaný mnohými geológmi – presne na miestach, kde ho označil v mape. No nik toto avizované podložie bazálnych zlepencov nenašiel. Po podrobnom štúdiu zárezu cesty a dna Pucovského potoka sme zistili, že defilé (str. 237, obr. 41) bolo skonštruované na základe nesprávnej interpretácie veľkého balvanu dolomitu (tento je nesporne súčasťou valúnového materiálu), ktorý bol chápaný ako mezozoické podložie. Potom pozícia zlepencov v jeho nadloží (obr. 1) bola evidentne bazálna; v jej nadloží smerom na západ (ku kaplnke) vystupuje súvrstvie flyšu s prevahou ílovcov.

RNDr. P. Gross, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
RNDr. E. Köhler, CSc., RNDr. K. Borza, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 814 73 Bratislava

Pri štúdiu úložných pomerov pucovských zlepencov a ich okolia sme zistili, že v miestach svojej najväčšej hrúbky ležia takmer horizontálne (v mieste vrtu), pričom v okrajových častiach svojho výskytu na všetky strany mierne upadajú pod flyšové



Obr. 1 Predstava D. Andrusova (1965, str. 237).
1-mezozoické podložie (trias); 2-červený zlepenec s obrovskými blokmi hornín z podložia; 3-šedý normálny súľovský zlepenec s ojedinelými obrovskými blokmi hornín z podložia; 4-priabónsky flyš, 4a-podmorské zosuny (olistostrómy) vo flyši; 5-drobnozrnné brekcie s priabónskymi numulitmi.



Obr. 2 Rekonštrukcia po odvŕtaní mapovacieho vrtu do 150 m.
1-mezozoické podložie; 2-v mieste vrtu slieňovce a prachovce albu krížňanského príkrovu; 3-bazálna transgresívna litofácia, karbonátové zlepence – vrchný lutét; 4-flyšová litofácia s prevahou ílovcov nad pieskovcami – priabón; 5-intraformačné zlepence – podmorské zosuny vo flyši; 6-balvanovité karbonátové pucovské zlepence – sedimenty podmorských náplavových kužeľov – vrchný lutét až spodný priabón.

súvrstvia (obr. 2). Pucovské zlepence spolu s nadložnými súvrstviami vytvárajú antiklinálnu štruktúru s dlhou osou v severojužnom smere.

Zlepence v zárezе cesty (profil v tejto ceste stanovujeme za stratotyp pucovských zlepencov) západne od Pucova vytvárajú vyše 100 m vysoké skalné steny (tab. XIX obr. 1). V najvyšších častiach zárezu sú to strednozrnné a drobnozrnné karbonátové zlepence tmelené karbonátovým tmelom hrúbky piesčitej frakcie.

V nižšej časti cestného zárezu, ako aj v celom profile mapovacieho vrtu až po mezozoické podložie (prevŕtalo sa 104 m zlepencov, pod ktorými sa prešlo do albu krížňanského príkrovu) majú zlepence charakteristické bordovofialové sfarbenie tmelu. Na prvý pohľad tmel pripomínal bauxity, avšak chemické analýzy tento vizuálny dojem nepotvrdili.

Analýza 1 – tmel z povrchovej vzorky; 2 – tmel odobraný v mapovacom vrte z hĺbky 58,00 m.

Analýza:

	1 %	2 %
SiO_2	18,41	51,60
Al_2O_3	6,12	12,52
Fe_2O_3	2,43	4,11
MnO	0,09	0,02
CaO	30,84	6,59
MgO	6,20	5,95
TiO_2	0,24	0,49
P_2O_5	0,12	0,10
FeO	0,42	0,79
K_2O	1,05	2,58
Na_2O	0,09	0,61
SO_3		1,02

Červenofialové sfarbenie tmelu vzniklo rozplavením spodnotriasových bridlíc a prachovcov podobne sfarbených, ktoré sa tu vyskytujú tiež vo forme valúnov.

Priemerná veľkosť valúnov pucovských zlepencov je okolo 35 cm, najväčšie bloky dosahujú vyše dvojmetrovú veľkosť. Ich opracovanie je veľmi premenlivé (tab. XXI obr. 1, 2). Valúny do 2 cm sú takmer celkom ostrohranné, valúny väčšie sú opracované dobre.

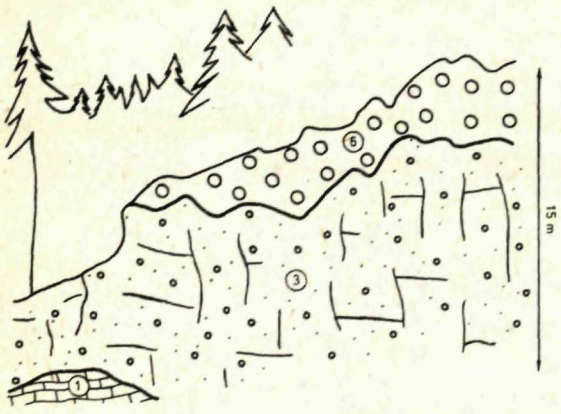
Z triasových hornín sú tu zastúpené sivozelenkasté a červenohnedé jemnozrnné arkózy, červenohnedé piesčité ílovité bridlice, sivé celistvé a jemnozrnné dolomity, sivé a tmavosivé vápence reiflinského typu s *Osteocrinus* sp., sivé celistvé slabo dolomitizované vápence, sivé celistvé vápence s involutínami, hnedasté vápence s dutinkami a pórami zmršťovania (obsahujú *Acicularia* sp., *Halicoryne* sp. a involutíny), stromatolitové vápence, sivé jemnozrnné vápence – intrasparity s involutínami, sivé oolitické vápence s *Triasina hantkeni*, sivé a tmavosivé slabo piesčité lumachelové vápence, hnedasté jemnozrnné vápence s rekryštalizovanými schránkami lamelibranchiátov, krinoidových článkov, Fe-oolitmi a ojedinele aj chamozitovými oolitmi. Z jurských hornín v zlepencoch sú zastúpené nasledovné valúny: tmavosivé vápence s *Vidalina martana*, červenohnedé krinoidové biomikrity s *Involutina liassica*, sivé jemnozrnné a hrubozrnné krinoidové vápence, sivý spongolitový vápenec, červenohnedé celistvé biomikritové vápence s „filamentmi", červenohnedé hľuznaté vápence s „filamentmi" a foraminiferami, zelenkastý rádiolarit s hnedými škvrnami. Najhojnejšie sú zastúpené karbonáty (dolomity a rôzne typy vápencov triasového veku, vápence jurské–liasové), zriedkavejšie až ojedinelé sú valúny sivozelených a červenohnedých pieskovcov (drôb) a červenohnedých ílovitých bridlíc, tiež triasového veku. Uvedené horniny majú nesporne pôvod v chočskom a krížňanskom príkrove, ktorý vystupoval a bol rozrušený južne od výskytov pucovských zlepencov.

Okrem vyššie uvedených valúnov pucovské zlepence obsahujú ojedinelé valúny pochádzajúce nesporne z hornín bazálnej transgresívnej litofácie. Sú to piesčité

a organodetritické vápence a hrubozrnné karbonátové pieskovce s množstvom organických zvyškov (tab. XXII obr. 1, 2). Spoločenstvá veľkých foraminifer sú vrchnolutétskeho veku a tvoria ich *Nummulites perforatus* (Montfort), *N. puschi* d'Archiac, *N. millecaput* Boubée, *N. striatus minor* d'Archiac et Haime, *N. anomalus* de la Harpe, *Assilina exponens* (Sowerby), *Alveolina elongata* d'Orbigny, *A.* aff. *boscii* (Defr.), *Orbitolites complanatus* Lamarck, *Discocyclina* aff. *pratti* (Michelin), *Fabiania cassis* Silvestri a *Asterocyclina* sp.

Veľké foraminifery sa vzácne dajú nájsť aj priamo v tmeli zlepenca (napr. v poľnej ceste jz. od Pucova). Schránky vrchnolutétskych druhov *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. millecaput* Boubée, *Assilina exponens* (Sowerby) a *Operculina* aff. *parva* Douvillé et O'Gorman sú rekryštalizované a silne poškodené, takže niet pochybností o tom, že sú redeponované.

Nález valúnov pochádzajúcich z bazálnej transgresívnej litofácie bol prvým vážnym argumentom spochybňujúcim doterajšiu interpretáciu pucovských zlepencov. Je isté, že počas ich tvorby musela byť bazálna litofácia niekde južnejšie dostatočne litifikovaná, snáď sčasti aj vynorená, potom deštruovaná a úlomky z nej boli redeponované do opisovaných zlepencov. Eocénne valúny organickým obsahom i litológiou veľmi pripomínajú horniny bazálnej transgresívnej litofácie Liptovskej kotliny, ako ich poznáme od Likavky po Ružomberok (porov. P. Gross – E. Köhler a kol. 1980).



Obr. 3 Opustený kameňolom v Medzihradnom.
Erozívny kontakt pucovských zlepencov s podložnými drobnozrnnými zlepencami bazálnej transgresívnej litofácie. V ľavom spodnom okraji vystupujú bridlice albu krížňanského príkrovu. Legenda je pri obr. 2.

Balvanovité a hrubozrnné zlepence pucovského typu sa našli ešte na troch ďalších lokalitách: na východnom okraji Medzihradného, kde sú vrezané do vápencov a drobnozrnných zlepencov bazálnej litofácie pozdĺž nerovnej eróznej plochy tvaru široko roztvoreného písmena V (tab. XIX obr. 2), severne od Predného Krnáča 550 m; severne 500 m od Zadného Krnáča a ssz. od Vyšného Kubína 500 m. Na poslednom výskyte vytvárajú pucovské zlepence skalný chrbát 3 m vysoký a do 200 m dlhý. Veľkosť valúnov tu kolíše od 5 do 50 cm, ojedinelé bloky dosahujú až niekoľko metrov v priemere.

Valúnové analýzy pucovských zlepencov v Medzihradnom a severne od Zadného Krnáča ukázali, že na ich zložení sa podieľajú výhradne iba vápence, dolomity,

ojedinele i kremité pieskovce triasového veku, pochádzajúce z mezozoika vnútorných Západných Karpát.

Pucovské zlepence v záreze cesty do Pucova ležia na horninách albu krížňanského príkrovu; severne od Zadného Krnáča ležia medzi flyšom s prevahou ílovcov a normálnym flyšom; severne od Predného Krnáča sú vrezané do ílovcovej litofácie a v Medzihradnom sú vrezané do sedimentov bazálnej litofácie. V najjužnejšom výskyte severne od Vyšného Kubína je ich podložie zahlinené, ale tvoria ho pravdepodobne slieňovce albského veku.

Horniny ílovcovej a flyšovej litofácie, ktoré tvoria bezprostredné nadložie zlepencov pucovského typu pri Pucove a pri Medzihradnom, obsahujú veľmi často redeponované schránky veľkých foraminifer z bazálnej litofácie (*Nummulites perforatus* (Montf.), *N. puschi* d'Archiac, *Assilina exponens* (Sowerby) a i.), ale aj spoločenstvo vrchnoeocénneho – priabónskeho veku s *Nummulites fabianii* (Prever), *N. incrassatus* de la Harpe, *N. pulchellus* de la Harpe, *N. budensis* Hantken, *Operculina alpina* Douvillé, *Operculinoides nassauensis* Cole, *Grzybowskia multifida* Bieda, *Spiroclypeus granulosus* Boussac, *Discocyclina sella* (d'Archiac), *D. fortisi* (d'Archiac), *D. pratti* (Michelin) a i.

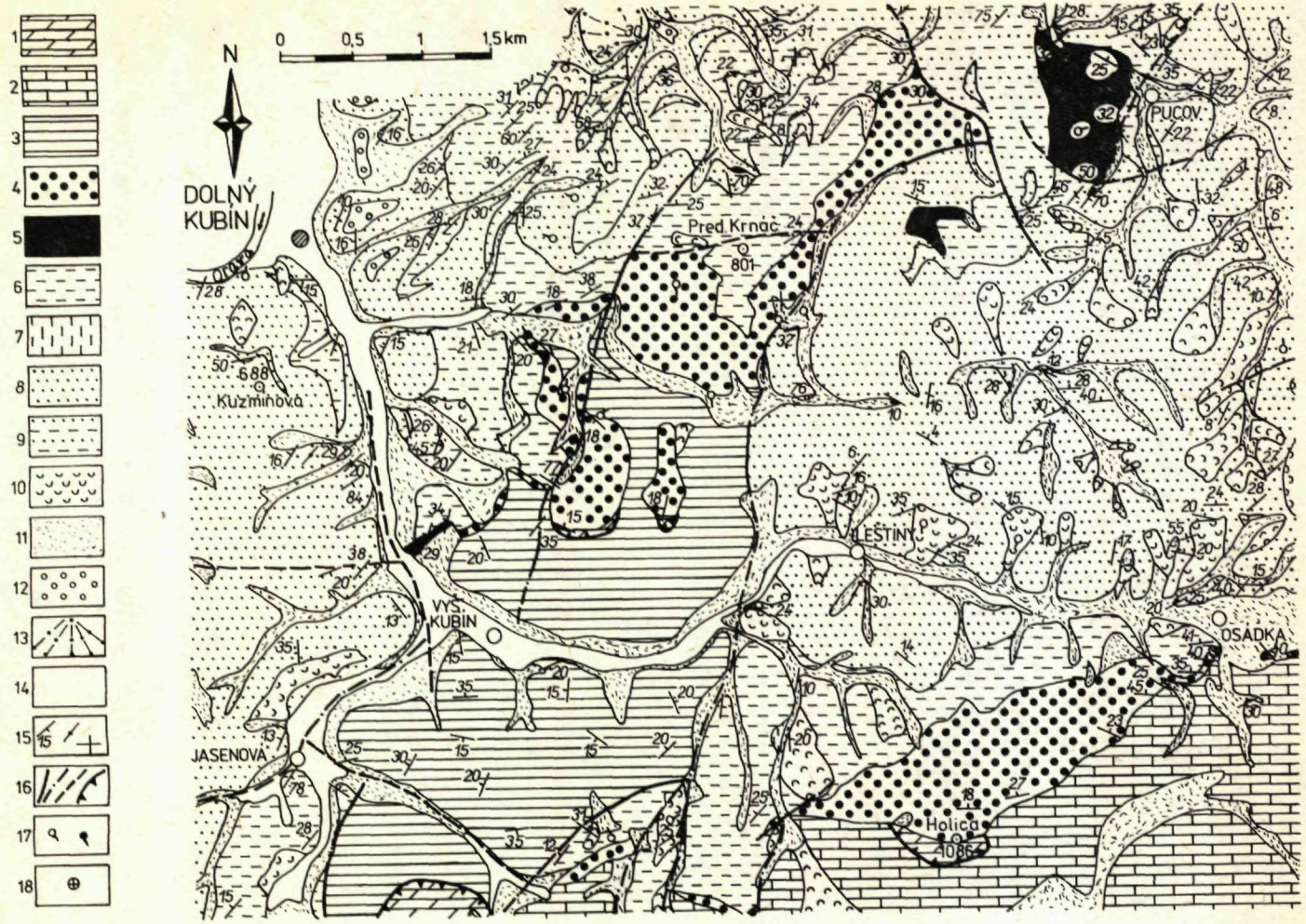
V oblasti Pucova sedimentácia pucovských zlepencov doznieva ešte i v nadložnej flyšovej litofácii ukladaním niekoľkých lavíc zlepencov (tab. XX obr. 1, 2) s valúnovým materiálom takým istým ako v podložnej mase zlepencov.

Analýzou pozície pucovských zlepencov vzhľadom k laterálnym eocénnym litofáciam a k podložiu, ako i rozborom valúnového materiálu jednoznačne prichádzame k záveru, že tieto nie sú súvrstvím bazálnej transgresívnej litofácie vnútrokarpatského paleogénu Oravy.

Diskutované zlepence, pri porovnaní s podobnými fenoménmi ako ich opisuje napr. D. J. W. Piper (1969, 1972, 1974, 1978); D. J. W. Pipper–W. R. Normark (1971); W. R. Normark–D. J. W. Piper (1972); C. H. Nelson–V. Kulm (1973); C. H. Nelson–T. H. Nilson (1974); R. Marschalko (1965); D. J. Stanley–R. Unrug (1972); F. Pícha (in F. Pícha–E. Hanzlíková–J. Cahelová 1978), J. H. McD. Whitaker (1974) a mnohí iní autori, považujeme sedimenty transportované kaňonmi, resp. podmorskými údoliami (kanálmi) 5–10 km na sever, do hlbších častí bazénu, kde vytvorili podmorský náplavový kužeľ do 270 m hrubý.

Mnohé podmorské kaňony boli objavené na recentných okrajoch kontinentov (F. P. Shepard 1973). Niektoré bezprostredne naväzujú na ústia riek, iné však nemajú žiadne viditeľné spojenie s povrchovými tokmi. Od kaňonov vrezaných do starších útvarov kontinentálneho svahu sa odlišujú kanály podmorských kužeľov tým, že erodujú vo vlastných nánosoch a sú pokračovaním kaňonov pod kontinentálnymi svahmi. Podmorské kaňony a kanály majú vo všeobecnosti podstatný význam pri transporte sedimentov z pobreží do hlbších častí bazénov. Podobne ako recentné ekvivalenty, aj staršie kaňony sú situované na okrajoch kontinentov alebo ostrovných zón, ktoré prešli zložitým geologickým vývojom.

Aby mohol vzniknúť podmorský náplavový kužeľ, musia byť splnené nasledovné podmienky: 1. Prísun dostatočného množstva sedimentov prinášaných veľkým riečnym systémom erodujúcim kontinentálnu oblasť, vulkanické ostrovy a karboná-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
0 0,5 1 1,5km
N
DOLNÝ KUBÍN
Pred Krnáč
801
PUCOV.
Kuzmínová
LEŠTINY
VYŠ. KUBÍN
OSADKA
JASENOVÁ
Holica
1086

tové lavice – alebo prísun dostatočného množstva litorálnych driftových sedimentov zachycovaných a transportovaných podmorskými kaňonmi (C. H. Nelson–V. Kulm 1973). 2. Musí byť vytvorený systém podmorských kaňonov transportujúcich sedimenty do hlbokovodnejšieho prostredia. 3. V spodnej časti kaňonu sa sklon svahu musí zmenšovať, čím sa vytvárajú podmienky pre vznik náplavového kužeľa od tohoto miesta smerom do bazénu.

V našom konkrétnom území, kde sa dnes rozprestierajú Chočské vrchy, musel sa už počas lutétu vytvárať podmorský val, ktorého najvyššie časti sa postupným dvíhaním dostali nad morskú hladinu, a takto vytvorili pruh menších i väčších ostrovov. Tieto, budované prevažne karbonátmi krížňanského a chočského príkrovu, boli atakované morským príbojom, ktorý ich deštruoval. Takto hromadený úlomkový a valúnový materiál pod ich okrajmi sa stal základným stavebným materiálom bazálnej litofácie. Istá časť masy blokov a valúnov po dosiahnutí kritického množstva sa stala nestabilnou a dostala sa do pohybu po kontinentálnom (ostrovnom) svahu. Zosúvajúce sa masy balvanov, rútiac sa dolu svahmi kontinentálnej (ostrovnej) terasy postupným vrezávaním vyhlbovali v nej podmorské údolia. Ďalšie zosúvajúce sa klastické horniny boli novovzniknutými systémami podmorských kaňonov transportované do hlbších častí bazénu, kde sa usadili v podobe podmorských náplavových kužeľov.

Kaňony a podmorské náplavové kužele opisované vyššie uvedenými autormi sú vyplnené prevažne pieskovcami, prachovcami a íloprachovcami. Hrubšie polohy brekcií alebo zlepencov bývajú uvádzané len zriedkakedy. F. Pícha et al. (1978) opisuje decimetrové až metrové polohy zlepencov zo spodných horizontov výplne nesvačilského kaňonu (jv. od Brna). Geneticky sú to typické parazlepence (F. J. Pettijohn 1957) až valúnové bahná (pebbly mudstones) opisované tiež z recentných kaňonov (P. R. Carlson–C. H. Nelson 1969). Podľa niektorých autorov vznikajú tieto horniny zosúvaním štrkov nesených riekami po bahnitom dne.

R. Marschalko (1965) opisuje v Šarišskej vrchovine rozsiahle podmorské údolia a náplavové kužele vyplnené pieskovcovo-zlepencovým materiálom. Erózny reliéf takéhoto údolia je zachovaný v pásme 6–8 km širokom v oblasti Klenov – Suchá dolina, kde vidno ostré zrezanie vrchných členov bazálnej a ílovcovej litofácie telesami konglomerátového flyšu pod uhlom 3–5°.

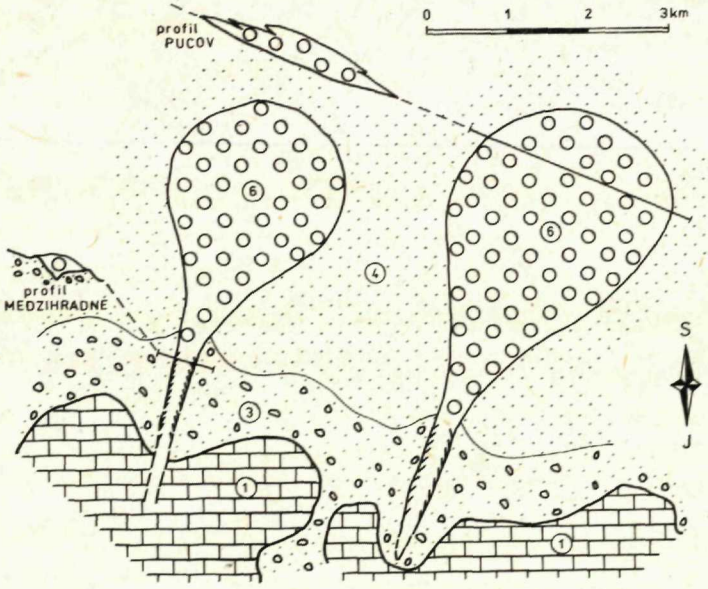
←

Obr. 4 Vysvetlivky ku geologickej mape (P. Gross 1979).
Mezozoikum (1–3): 1-ramsauské dolomity, vrchný anis, chočský príkrov; 2-slienité vápence, slieňovce, berias–barém, krížňanský príkrov; 3-pieskovce a bridlice, alb, krížňanský príkrov. Paleogén (4–9): 4-bazálna transgresívna litofácia, brekcie, zlepence, karb. pieskovce, vápence, vrchný lutét; 5-pucovské zlepence, vrchný lutét – spodný priabón; 6-ílovcová litofácia, ílovce v absolútnej prevahe nad pieskovcami a zlepencami, spodný priabón; 7-ílovce menilitového typu, spodný priabón; 8-flyšová litofácia typická, pieskovce a ílovce, stredný až vrchný priabón; 9-flyšová litofácia s výraznou prevahou ílovcov, stredný až vrchný priabón. Kvartér (10–14): 10-zosuvy; 11-eluviálno-deluviálne sedimenty; 12-terasy rieky Oravy, nečlenené; 13-proluviálne sedimenty, 14-poriečna niva; 15-smer a sklon vrstiev; 16-zlomy zistené odkryté, zistené zakryté, predpokladané, násunové línie; 17-pramene vôd obyčajných, minerálnych; 18-mapovací vrt.

V pucovskom náplavovom kuželi ako na povrchu, tak aj v celom profile mapovacieho vrtu nachádzame hrubozrnné až balvanovité zlepence s navzájom sa dotýkajúcimi valúnmi. Podiel tmelu je na mnohých miestach pomerne nízky.

Silné spodné prúdy pri dne podmorského kaňonu spôsobili, že valiaca sa masa úlomkov, valúnov a blokov z kontinentálnej terasy vytrhávala z jeho dna a stien už čiastočne spevnené kusy hornín bazálnej litofácie, ktoré sa takto stali zaujímavou, i keď nie podstatnou súčasťou valúnového materiálu pucovských zlepencov.

Podmorský kaňon, t. j. prívodovú časť kužeľa, možno vidieť v odkryvoch severne od Vyšného Kubína a v takmer dokonalej podobe v Medzihradnom (tab. XIX obr. 2). Tu vidno erozívne účinky nesených klastických hornín na podložie, do ktorého sa vtedy vrezávali. Samotný náplavový kužeľ predstavujú ostatné uvedené odkryvy, z ktorých je reprezentačný zárez cesty pri Pucove (tab. XIX obr. 1; tab. XXI obr. 1 a 2).



Obr. 5 Schematický mapový pohľad na tvar a možné rozmiestnenie kaňonov a náplavových kužeľov Profil Pucov – pozri obr. 2, profil Medzihradné – pozri obr. 3. Vysvetlivky sú uvedené na obr. 2.

Otvorenou ešte ostáva otázka, či všetky nájdené výskyty pucovských zlepencov náležia jednému náplavovému kužeľu, alebo či tu nachádzame viaceré telesá ležiace vedľa seba a sčasti i nad sebou. Prikláňame sa skôr k druhej alternatíve.

Územie Chočských vrchov malo počas sedimentácie ílovcovej litofácie a flyšu (v priabóne) výslovne stúpajúcu tendenciu, pričom vytváralo pruh ostrovov, cez ktoré existovala iba obmedzená komunikácia medzi liptovskou a oravskou sedimentačnou oblasťou (P. Gross–E. Köhler a kol. 1980). Niektoré zo zlomov ohraničujúcich túto paleogénnu hrasť s veľkou pravdepodobnosťou boli omladené znova

v období popaleogénnom. Za takýto možno považovať zlom chočsko-podtatranský, pozdĺž ktorého trvajú pohyby dodnes (jeho dĺžka je viac než 100 km, sklon strmo na juh).

Na základe podrobných analýz predpokladáme, že pucovské zlepence sedimentovali koncom vrchného lutétu a v spodnom priabóne.

Do tlače odporučil M. Mišík.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech I.–II. Rozpr. St. geol. Úst. VI. Praha, 3–165.

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, III. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 5–392.

BIEDA, F. 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 8, 1, Bratislava, 28–71.

CARLSON, P. R.–NELSON, C. H. 1969: Sediments and sedimentary structures of the Astoria submarine canyon-fan system, NE Pacific: Jour. Sed. Petrology, 37, 1269–1282.

GROSS, P.–KÖHLER, E. a kol. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Geol. Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 5–242.

MAHEĽ, M. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXVI Banská Bystrica, Geol. Úst. Dionýza Štúra, Bratislava, 5–270.

MARSCHALKO, R. 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciach. Geol. Práce, Správy 34, Geol. Úst. Dionýza Štúra, Bratislava, 75–102.

NELSON, C. H.–KULM, L.D. 1973: Submarine fans and deepwater sedimentation. Short Course. Pacific Sect. S.E.P.M. Los Angeles, Calif., 39–78.

NELSON, C. H.–NILSEN, T. H. 1974: Depositional trends of modern deep-sea fans. In R. H. Dott Jr.–R. H. Shaver (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Pal. Mineral., Spec. Publ., 19, Tulsa, 69–91.

NORMARK, W. R.–PIPER, D. J. W. 1972: Sediments and growth pattern of navy deep-sea fan, San Clemente Basin, California borderland. Journal of Geology, 80, Chicago, 198–223.

PETTIJOHN, F. J. 1957: Sedimentary Rocks. Harper-Brothers, New York, 1–718.

PÍCHA, F.–HANZLÍKOVÁ, E.–CAHELOVÁ, J. 1978: Fossil submarine canyons of the Bohemian Massif in southern Moravia. Věst. ÚÚG, R. 53, 5, Praha, 257–272.

PIPER, D. J. W. 1969: Bioturbation of Holocene sediments on La Jola deep-sea fan, California. Jour. of Sed. Petrol., 39, 2, 601–606.

PIPER, D. J. W. 1972: Some notes on the sedimentology of the Paleogene Inner Carpathian Flysch Basin. Manuscript, Dpt. of Geology, Dalhousie University, Halifax, N.S., Canada.

PIPER, D. J. W. 1974: Late Quaternary deep water sedimentation of Nova Scotia and western Grand Banks. Geol. Assoc. of Canada (Mineral. Assoc. of Canada Annual Conv., St. John's, Newfoundland, 195–204.

PIPER, D. J. W. 1978: Turbidite Muds and Silts on Silts on Deep-sea Fans and Abysal Plains. In Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches, Dowden, Stroudsburg, 163–176.

PIPER, D. J. W.–NORMARK, W. R. 1971: Re-Examination of a Miocene Deep-sea Dan-Valley, Southern California, Geol. Soc. of America, Bull. 82, 1823–1830.

SHEPARD, F. P. 1973: Submarine geology (3rd ed.). Harper and Row., Publ., New York, London, 1–517.

STANLEY, D. J.–UNRUG, R. 1972: Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base of slope environments in modern and ancient marine basins. Soc. Econ. Paleon. and Min. Spec. Publ., 16, 287–340.

WHITAKER, J. H. McD. 1974: Ancient submarine canyons and fan valleys. In R. H. Dott Jr.–R. H. Shaver (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Pal. and Mineral., Spec. Publ., 19, Tulsa, 106–125.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XIX–XXII

Tabuľka XIX
Obr. 1 Vyše 50 m vysoké skalné steny tvorené zlepencami v zárezе cesty do Pucova.
Obr. 2 Pucovské zlepence vrezané do sedimentov bazálnej transgresívnej litofácie v opustenom lome v Medzihradnom.

Tabuľka XX
Obr. 1 Intraformačné zlepence – sedimenty podmorských zosuvov vo flyši s prevahou ílovcov západne od Pucova. Súvrstvie tvorí priame nadložie pucovských zlepencov. Na text. obr. 1 sú intraformačné zlepence označené ako vrstva 5.
Obr. 2 Intraformačné zlepence podobné ako vyššie. V pravej časti obrazu vidno poruchu poklesového charakteru o výške skoku 100 cm. Na text. obr. 1 sú označené ako vrstva 4a.

Tabuľka XXI
Obr. 1 Takmer horizontálne uloženie zvetrávajúcich hrubozrnných až balvanovitých zlepencov. Detail zo zárezu cesty západne od Pucova.
Obr. 2 Hrubozrnné až balvanovité zlepence s maximálnou hustotou valúnov. Detail zo zárezu cesty západne od Pucova.

Tabuľka XXII
Obr. 1 Valún vrchnolutétskeho karbonátového pieskovca s prierezmi schránok *Alveolina elongata* d'Orb. a *Assilina exponens* (Sowerby). Pucov, zv. 12×.
Obr. 2 Valún vrchnolutétskeho karbonátového pieskovca s prierezmi schránok *Nummulites perforatus* (Montf.) a *N. striatus minor* d'Archiac et Haime. Pucov, zv. 12×.

Pavol Gross–Eduard Köhler–Karol Borza

Conglomerate submarine fans in Central-Carpathian Paleogene near Pucov

Summary

Coarse-grained and bouldery conglomerates in the Inner–Carpathian Paleogene of Orava near the village Pucov have so far been denoted as basal transgressive lithofacies (according to D. Andrusov and other autors). They are expected to rest transgressively and unconformably on the Triassic dolomite outcropping in the Pucovský potok (brook).

The results of our study show that dolomite is not the actual basement of the Pucov conglomerates but only a part of their pebble material – like many other blocks composed mostly of carbonates. The study of position of the conglomerates shows that in places of their greatest thickness it is almost horizontal, and that in their marginal parts they incline gently beneath flysch beds on all sides.

Together with overlying beds the conglomerates form an anticlinal structure with a N–S longer axis.

The Pucov conglomerates are sediments transported by canyons of submarine valleys (channels) over 5–10 km to the north of the then emerged source zone, to form there a submarine fan ranging to 270 m in thickness. In the littoral part the feeding part of the submarine fan is downcut into the Mesozoic basement or into the basal lithofacies sediments, and in the basin into the claystone lithofacies sediments, occasionally into flysch sediments.

These conclusions are based on our detail mapping of conglomerates in the Eocene sea basin, on the results of pebble analyses and on the study of faunal assemblage.

Larger foraminifers proved the Upper Lutetian–Lower Priabonian age of the Pucov conglomerates.

Explanation of text-figures

Schematic profile of Central Carpathian Paleogene near the road W and E of Pucov.

Fig. 1. D. Andrusov's (1965, p. 237) idea.
1–Mesozoic basement (Trias); 2–Red conglomerate with large rock blocks from basement; 3–Grey normal Súľov conglomerate with isolated large rock blocks from basement; 4–Priabonian flysch; 4a–Submarine slides (olistostromes) in flysch; 5–Fine-grained breccias with Priabonian nummulites.

Fig. 2 Reconstruction following the drilling of mapping borehole.
1–Mesozoic basement; 2–Albian marlstones and siltstones of the Krížna nappe; 3–Basal transgressive lithofacies carbonate conglomerates – Upper Lutetian; 4–Flysch lithofacies with shales dominant over sandstones – Priabonian; 5–Intraformational conglomerates – submarine slides in flysch; 6–bouldery carbonate Pucov conglomerates – sediments of submarine fans – Upper Lutetian–Lower Priabonian.

Fig. 3 Abandoned quarry in Medzihradné.
Erosive contact between Pucov conglomerates and underlying fine-grained conglomerates of basal transgressive lithofacies. In the left bottom part are Albian schists of the Krížna nappe. See legend to Fig. 2.

Fig. 4 Explanations to Geological map.
Mesozoic (1–3): 1–Ramsau dolomites. Upper Anisian, Choč nappe; 2–marly limestones, marlstones, Berriasian–Barremian, Krížna nappe; 3–sandstones and schists, Albian, Krížna nappe; Paleogene (4–9): 4–basal transgressive lithofacies, breccias, conglomerates, carbonate sandstones, limestones, Upper Lutetian; 5–Pucov conglomerates, Upper Lutetian–Lower Priabonian; 6–claystone lithofacies, shales absolutely dominant over sandstones and conglomerates, Lower Priabonian; 7–claystones of Menilite type, Lower Priabonian; 8–flysch lithofacies (typical), sandstones and shales, Middle–Upper Priabonian; 9–flysch lithofacies with shales dominant, Middle–Upper Priabonian. Quaternary (10–14): 10–landslides; 11–eluvial–deluvial sediments; 12–terraces of Orava river, undivided; 13–proluvial sediments; 14–flood–plain; 15–strike and dip of beds; 16–faults established exposed, established covered, presumable; overthrust lines; 17–springs of normal and mineral waters; 18–mapping borehole.

Explanation of plates XIX–XXII

Plate XIX
Fig. 1 Rock walls, surpassing 50 m in altitude, composed of conglomerates. A cut of road to Pucov.
Fig. 2 Pucov conglomerates cut down in sediments of basal transgressive lithofacies in an abandoned quarry in Medzihradné.

Plate XX
Fig. 1 Intraformational conglomerate sediments of submarine slides in flysch with clays dominant, W of Pucov. The formation overlies in turn the Pucov conglomerates. Text-fig. 1 shows intraformational conglomerates, marked as bed 5.
Fig. 2 As above. On the right is a fault (subsidence-like) with 100 cm step. Text-figure 1 shows the intraformational conglomerates as bed 4a.

Plate XXI
Fig. 1 Almost horizontal position of weathering coarse-grained to bouldery conglomerates. A detail from a road-cut W of Pucov.
Fig. 2 Coarse-grained to bouldery conglomerates with maximal density of pebbles. Detail of road-cut W of Pucov.

Plate XXII

Fig. 1 Pebble of Upper Lutetian carbonate sandstone with sections of tests of *Alveolina elongata* d'Orb. and *Assilina exponens* (Sowerby). Pucov, magn. 12×.

Fig. 2 Pebble of Upper Lutetian carbonate sandstone with sections of tests of *Nummulites perforatus* (Montf.) and *N. striatus minor* d'Archiac et Haime. Pucov, magn. 12×.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 87–102, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

Pavol Gross–Ondrej Samuel

551.781.42/.51(437.67)

Geológia a stratigrafia južnej a centrálnej časti Levočských vrchov

1 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors discuss lithological-stratigraphical analysis of the Levočské vrchy Mts. composed of the Inner Carpathian Paleogene. Great thickness of the Paleogene sedimentation cycle, estimated to 4000–5000 m in the central part of the Levočské vrchy Mts., and flysch with dominant sandstones, are its characteristic features. Stratigraphical range is Uppermost Lutetian–Lower Oligocene.

The entire Inner-Carpathian Paleogene formation is only moderately folded in relation to the substratum (mainly the mesozoic). Post-Paleogene fault tectonics ware more intense and resulted in dissection of the whole region into blocks. The post-Paleogene faults show three basical directions and certain chronology. The oldest faults are E–W-striking, younger ones are NW–SE and N–S-striking.

Úvod

Územie, ktoré je predmetom nášho štúdia, je časťou rozsiahleho orografického celku budovaného sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu. Pretože Levočské vrchy sú v prevažnej miere na povrchu tvorené najmladšími (najvyššími) súvrstviami paleogénneho obdobia, musíme kvôli prehľadnosti a faciálnej nadväznosti na podložné súvrstvia opísať tiež južne ležiacu, priľahlú časť Hornádskej kotliny, kde sa zachovali sedimenty bazálnej transgresívnej litofácie, ílovcovej litofácie a nižšie horizonty flyšovej litofácie. V zmysle regionálneho geomorfologického členenia (E. Mazúr–M. Lukniš 1980) podávame tu prehľad z Hornádskeho podolia, Medvedích chrbtov, Podhradskej kotliny a podrobnejšie geologicko-stratigrafické pomery v Levočskej planine a Levočskej vysočine.

V území Levočských vrchov sa dnes predpokladá najväčšia hrúbka sedimentov vnútrokarpatského paleogénu (2500–3000 m?) a vo vertikálnom profile vývoj všetkých litologicko-stratigrafických celkov (súvrství). V centrálnej časti Levočských vrchov sa doteraz neuskutočnil žiaden hlbší štruktúrny vrt, ktorým by sa dala overiť hrúbka paleogénnych sedimentov. Na južnom okraji Levočských vrchov, pri obci Klčov, bol v roku 1964 (P. Gross 1966) realizovaný štruktúrny vrt Kl-1, ktorý zachytil mezozoické podložie už v hĺbke 135,70 m. Toto podložie je pravdepodobne pokračovaním podložnej tektonickej elevačnej štruktúry Kozích chrbtov.

RNDr. P. Gross–RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Paleogénne a kvartérne sedimenty Hornádskej kotliny zmapoval R. Marschalko–P. Gross–L. Kalaš (1966) a R. Marschalko–P. Gross (in O. Fusán a kol. 1965). Južnú a centrálnu časť Levočských vrchov zmapoval P. Gross (1967) v rokoch 1963–1967. Severné svahy Levočských vrchov sčasti zmapoval J. Nemčok (1972, 1974, 1980, 1981). Mikrobiostratigrafické štúdiá z predmetného územia realizoval O. Samuel.

Paleogénne sedimenty Levočských vrchov sú súvekými sedimentmi Hornádskej kotliny geneticky a paleogeograficky tvoria spoločnú subsidenčnú oblasť, takže vytvárajú v podstate jeden sedimentačný cyklus.

Pri mapovaní v Hornádskej kotline (R. Marschalko–P. Gross–L. Kalaš 1966) sme vyčlenili štyri základné litofaciálne celky:

– Bazálna transgresívna litofácia eocénneho veku.
– Litofácia piesčitých ílovcov s ojedinelými vložkami drobnozrnných zlepencov a pieskovcov; vo vikartovskom výbežku Hornádskej kotliny sú to laminované ílovce až slieňovce v prevahe nad pieskovcami, s vrstvičkami lamínovaných karbonátov a Mn-oxidov-karbonátov; vek vrchný eocén.
– Ílovcovo-pieskovcový flyš, resp. flyš s rovnováhou alebo prevahou drobových pieskovcov, prachovcov a drôb s ojedinelými vložkami zlepencov fluxoturbiditového typu; vek vrchný eocén.
– Flyš s prevahou pieskovcov (hrubozrnných drôb a drobových pieskovcov); vek vrchný eocén–spodný oligocén.

F. Chmelík (in T. Buday et al. 1967) vyčlenil v predmetnom území nasledovné faciálne celky:

– Bazálne súvrstvie.
– Ílovcové súvrstvie južnej fácie (lokálne s vrstvami oxidicko-karbonátových Mn-rúd).
– Ílovcovo-pieskovcové súvrstvie.
– Prechodné pieskovcové súvrstvie.
– Pieskovcové súvrstvie.

Na základe geologického mapovania v rokoch 1963–1967 sme v južnej a centrálnej časti Levočských vrchov rozlíšili nasledovné litofácie:

– Bazálna transgresívna litofácia.
– Litofácia premenlivo vápnitých piesčitých ílovcov.
– Flyšová litofácia:
  a) typický flyš s pomerom pieskovcov k ílovcom od 2:1 do 1:2;
  b) flyš s prevahou ílovcov, s pomerom pieskovcov k ílovcom 1:2;
  c) flyš s absolútnou prevahou pieskovcov (takmer pieskovcové súvrstvie);
  d) zlepencový flyš.
– Intraformačné zlepence (podmorské zosuvné telesá).
– Kvartérne sedimenty:
  a) riečne sedimenty:
  – holocénne sedimenty nivné,
  – pleistocénne sedimenty (würm),

– pleistocénne sedimenty (riss);
b) proluviálne sedimenty (náplavové kužele);
c) elúviá a delúviá (pleistocén, holocén);
d) sladkovodné vápence (travertíny, pleistocén–holocén).

Bazálna transgresívna litofácia

V južnej a centrálnej časti Levočských vrchov nikde nevystupuje na povrch, avšak nachádza sa v podloží nižšie opisovaných vývojov. Jej litologicko-petrografická charakteristika je zrejme veľmi podobná vývojom opisovaným R. Marschalkom a P. Grossom (in O. Fusán et al. 1965) z Hornádskej kotliny.

Litofácia premenlivo vápnitých ílovcov

Vývoj piesčitých ílovcov so zväzkami lamín prachovcov a s polohami drobnozrnných zlepencov nevystupuje v južnej časti Levočských vrchov v prirodzených odkryvoch. O existencii tejto litofácie vieme len z malého počtu technických prác, ktoré prebiehali počas našich štúdií. Nachádzame ju v území okolo obcí Klčov, Nemešany, Jablonov, Spišské Podhradie, kde je zakrytá 1–3 m vrstvou hlín. Južnejšie, v okolí Spišského Hrušova, Domanoviec a okolia, zaberá najväčšiu časť územia. Dáva vznik nevýraznému reliéfu, depresiám.

Opisovanú litofáciu tvoria prevažne piesčité ílovce s klastickou prímesou (10–30 %) kremeňa a muskovitu, ktorá je koncentrovaná v laminách (P. Gross et al. 1967). Základná ílovitá hmota obsahuje prímes organických látok. Dosť zriedkavo sa tu vyskytujú 2–10 cm hrubé lavice strednozrnných drôb a drobových pieskovcov (kremeň 50–67,5 %, živce 1,1–4 %, úlomky karbonátov 3,3–8,1 %, ílu 21,7–38 %).

Nezrelý typ klastických hornín predstavujú tiež drobnozrnné zlepence, lokálne s vysokým obsahom vápencových valúnov (39 %), kremencov alebo fylitov (49 %). Dosť bežne sa tu vyskytuje glaukonit (4–11 %), úlomky ílovcov a jemnozrnných, niekedy červenohnedých karbonátov veľmi podobných bauxitu. Ílovitý tmel tvorí 11,8 %.

Podľa asociácie mikrofauny sa litofácia usadila v priabóne (biozóna *Globigerina index* = *Globigerinatheca index* a biozóna *Globigerina officinalis*). Jej hrúbka sa odhaduje na 200–350 m.

Litofáciu piesčitých ílovcov možno korelovať s ílovcovou litofáciou v zmysle F. Chmelíka (in T. Buday et al. 1967), P. Grossa–E. Köhlera et al. 1980, atď.

Flyšová litofácia

Severne od Spišskej Novej Vsi smerom na Jablonov, t. j. v južných okrajových častiach Levočských vrchov, sa z vrchnej časti litofácie piesčitých ílovcov postupným

pribúdaním pieskovcov vyvíja litofácia flyšová. F. Chmelík (1958) túto najnižšiu časť nazýva – prechodné pieskovcové vrstvy Levočského pohoria. Charakterizuje ju vzrastaním podielu pieskovcov, ubúdaním ílovcovej zložky a tvorbou medzivrstvičiek oxidických Mn-rúd. Pomer pieskovcov k ílovcom bol stanovený odhadom od 1 : 1 až do 3 : 1. Prechodné pieskovcové vrstvy prechádzajú do nadložných a podložných súvrství v horizontálnom i vertikálnom smere. Litologicko-faciálne predstavujú typickú flyšovú sedimentáciu. Do nadložných pieskovcových vrstiev Levočských vrchov prechádzajú tiež postupne vytrácaním ílovcov.

Mapovaním v rokoch 1963–1967 sme v rámci flyšovej litofácie rozlíšili nasledovné subfácie (v zmysle S. Dżulyńského–A. Y. Smitha 1964):

Typický flyš

Je charakterizovaný pravidelným striedaním pieskovcov a ílovcov tvoriacich lavice rovnakej hrúbky. V južnej a centrálnej časti Levočských vrchov ho nachádzame pomerne zriedka. Vytvára tu zväčša len krátke, niekoľko desiatok, resp. stovák metrov dlhé úseky alebo šošovky o hrúbke 5, najviac 200 m, obyčajne laterálne prechádzajúce do flyšu s prevahou ílovcov alebo flyšu s prevahou pieskovcov. Až 2 km dlhé šošovkovite vykliňujúce polohy typického flyšu sa nachádzajú pri Levoči a pri Ruskinovciach.

Typický flyš je stredno alebo hruborytmický s lavicami pieskovcov hrúbky 10–50 cm, ojedinele do 100 cm. Tieto sú gradačne, homogénne, zriedkavejšie nepravidelne zvrstvené. Veľkosť zŕn v spodnej časti gradačných lavíc je do 10 mm. Homogénne lavice sú stredno a hrubozrnné, zriedkavejšie jemnozrnné. Vidno tu lineárnu závislosť medzi hrúbkou lavíc a rozmerom zŕn. Hrubé pieskovcové lavice sú bežne hrubozrnnejšie a opačne. V niektorých laviciach sú dosť časté úlomky a závalky ílovcov a pelokarbonátov Fe.

Tvar, farba, rozpad a typy zvrstvenia pieskovcov sú zhodné s pieskovcami, ktoré budú opísané v litofácii flyšu s absolútnou prevahou pieskovcov. Určité rozdielnosti sme pozorovali v laviciach gradačne zvrstvených. Zatiaľ čo vo flyši s prevahou pieskovcov (pieskovcové vrstvy Levočských vrchov) bolo celkom bežné aj viacnásobné gradačné zvrstvenie, v pieskovcoch normálneho flyšu nebolo nikde zistené.

Ílovce sú tenko- až hrubobridličnate rozpadavé, zriedkavejšie majú guľovitý, elipsoidovitý, kusovitý, alebo íverovitý rozpad, bežná je v nich prachová prímes. Ílovce sú premenlivo vápnité.

Flyš s prevahou ílovcov

V opisovanom území flyš s prevahou ílovcov nevytvára samostatný plošne rozšírený litostratigrafický obzor, ale iba litologicky odlišné súvrstvie šošovkovitého priebehu o maximálnej dĺžke 2–3 km, ktoré sa usadzovalo priestorovo medzi južnejšie usadenou litofáciou piesčitých ílovcov a severnejšie usadeným flyšom s absolútnou prevahou pieskovcov. Flyš s prevahou ílovcov sa vertikálne i laterálne zastupuje

s normálnym i pieskovcovým flyšom, do ktorých postupne prechádza. V zmysle klasifikácie N. B. Vassojeviča (1960) flyšové súvrstvie s obsahom menej než 3–3,5 % klastických polôh sa pričleňuje k subflyšu.

Pri mapovaní sme do tejto subfácie zaraďovali flyšové postupnosti charakterizované viac než dvojnásobnou hrúbkou ílovcov oproti pieskovcom. Litofácia sa hojne vyskytuje v okolí obcí severne od Spišského Hrhova, Klčova, Nemešian a Jablonového. V tomto území s mimoriadnym tektonickým porušením horninových komplexov sú tiež dosť časté podmorské zlepencové zosuvné telesá sledovateľné v dĺžke viacerých km. Polohy flyšu s prevahou ílovcov sú v teréne charakteristické zníženým reliéfom s vývojom depresií a hlboko vrezanými údoliami potokov.

V prirodzených odkryvoch sú to metrové až desiatky metrov hrubé polohy ílovcov (takisto ako v normálnom flyši), kde tu prerušené do 10 cm hrubou lavicou pieskovcov. Ojedinele dosahujú až 50–60 cm hrúbku. V prevažnej miere sú premenlivo vápnité, len sporadicky nevápnité. Najčastejšie sú homogénne zvrstvené, zriedkavejšie jednoducho gradačne zvrstvené, strednozrnné. Na prechode do ílovcov sa často koncentruje zuhoľnatelná rastlinná drvina a paralelne usporiadané šupinky sľúd.

Flyš s absolútnou prevahou pieskovcov (pieskovcové súvrstvie F. Chmelíka in T. Buday et al. 1967)

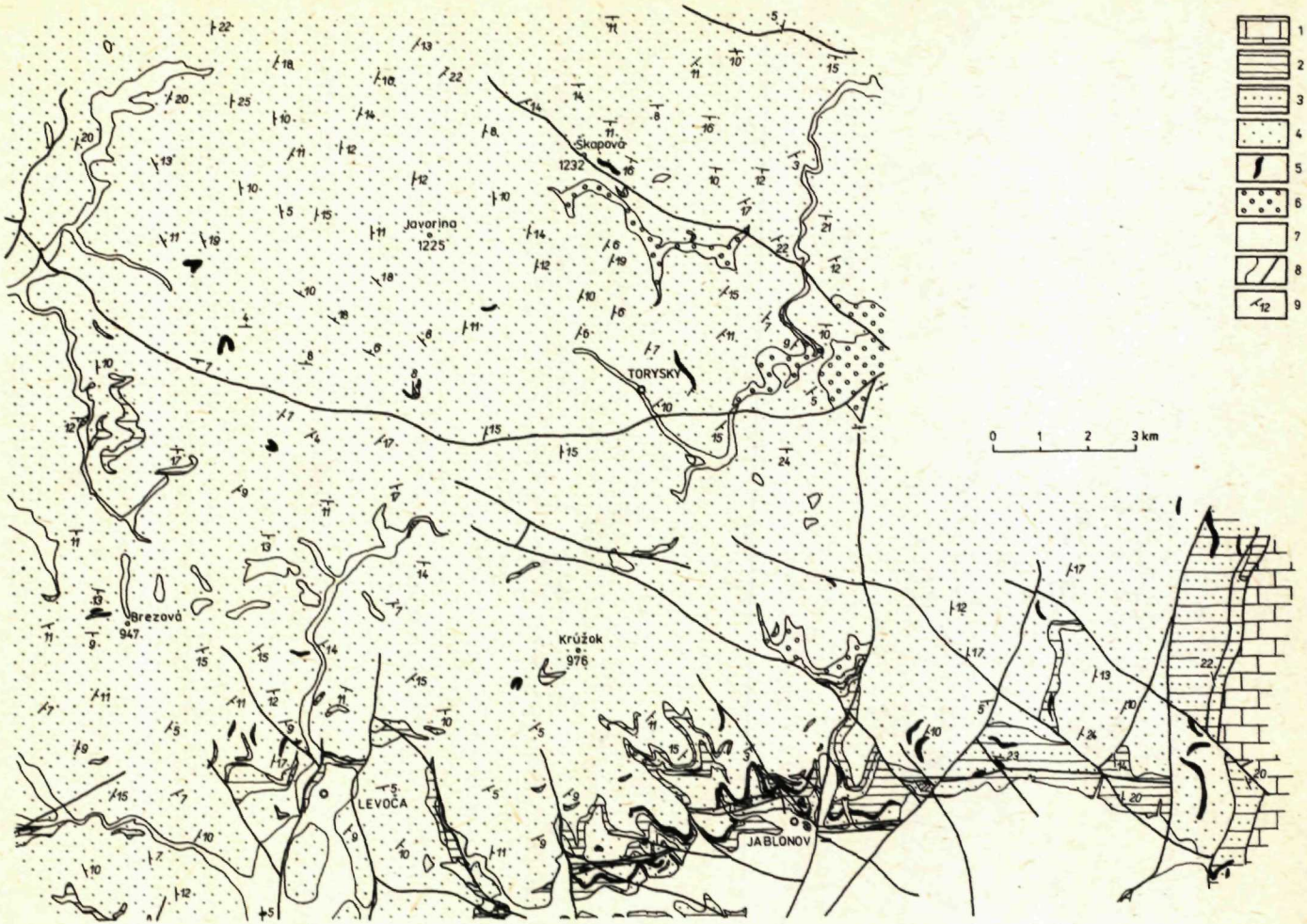
„Pieskovcový flyš" buduje takmer všetky územia južnej a predovšetkým centrálnej časti Levočských vrchov, t. j. medzi Levočou, Braniskom, vrchom Škapová (1232 m) a severnejšie. F. Chmelík (1958) tieto „pieskovcové vrstvy Levočského pohoria" zrovnáva s pieskovcami bielopotockými (porov. D. Andrusov 1965), s vrstvami ostrzyskými (J. Goląb 1952) vyvinutými v Podhalí. D. Andrusov ich už v roku 1931 zaraďuje bez faunistických dôkazov do oligocénu.

Ako uvádza ďalej F. Chmelík (l.c.), opisované vrstvy uzatvárajú vrstevný sled vnútrokarpatského paleogénu. Nepredstavujú už typickú flyšovú sedimentáciu, ale skôr prechod k sedimentácii molasového typu. Zlepencové vložky v pieskovcovom súvrství dáva do súvisu s regresívnym charakterom sedimentov. Na základe podrobného štúdia paleontologického, palinologického a petrografického i na základe paleoprúdovej analýzy možno súhlasiť s názorom, že na mnohých miestach tento vývoj už nepredstavuje typickú flyšovú sedimentáciu, že súvrstvie nesie znaky regresie, ale v nijakom prípade tu nejde o sedimentáciu molasovú. Tieto sedimenty ani na základe svojej polohy v panve, stálosti vrstiev v priestore, ani stálosti smerov transportu nepoukazujú na molasovú sedimentáciu.

Zlepencové vložky vo flyši s prevahou pieskovcov sú dvojakého typu. Sú to buď podmorské zosuvné telesá o ktorých sa zmienime nižšie, alebo ide o súvrstvia mikrokonglomerátového flyšu s vývojom hrubých lavíc gradačne zvrstvených drobnozrnných zlepencov, ktoré zaberá značne veľké územie s. od Čiernej Hory, kde ho opísal R. Marschalko v roku 1966.

Pieskovcové lavice dosahujú hrúbku od niekoľkých cm až najviac do 300 cm. Priemerná hrúbka lavíc sa pohybuje od 40 do 100 cm.

Farba pieskovcov na čerstvom lome je sivomodrá až svetlosivá, po navetraní


Javorina
1225
Skapová
1232
TORYSKY
Brezová
947
Krúžok
976
LEVOČA
JABLONOV
0 1 2 3 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9

nadobúda žltohnedý odtieň. Nezvetrané lavice sú celistvé, veľmi húževnaté, ale už po niekoľkoročnom zvetrávaní sa objavuje tenkovrstevnatý rozpad v celej hrúbke lavice. Na vrstevných plochách a puklinách sú časté povlaky oxidov Mn a Fe. Niektoré pukliny sú vyhojené čistým bielym alebo žltkastým kryštalickým kalcitom.

Zvrstvenie pieskovcov je najčastejšie gradačné, zriedkavejšie homogénne a nepravidelné. Z gradačných typov boli pozorované (podľa M. Książkiewicza 1954) nasledovné: gradačné s dobrým rozdelením, prerušované s nedostatkom drobnej frakcie, prerušované s nedostatkom strednej frakcie, dvojnásobné gradačné zvrstvenie a gradačné zvrstvenie s nasadením hrubej frakcie vyššie než celkom v spodnej časti lavice. Homogénne zvrstvené sú obyčajne lavice tej najväčšej hrúbky (200–300 cm). Tu vidno dosť často zuhoľnatenú rastlinnú hmotu, koncentrovanú do lamín vo vrchnej časti lavice, no častokrát nepravidelne rozptýlenú v celej lavici.

Šikmé zvrstvenie je dosť ojedinelé a vyskytuje sa v niektorých gradačne zvrstvených pieskovcoch v najvyššej časti lavice.

V pieskovcoch opisovanej litofácie sa dosť často nachádzajú úlomky paleogénnych ílovcov a pelokarbonátov, sústredené obyčajne vo vrchnej časti lavice. Prednostné usmernenie dlhých osí týchto úlomkov sme nespozorovali.

Ílovce v opisovanej litofácii sú takmer zriedkavosťou. Pieskovce sa navzájom dotýkajú iba pozdĺž výraznej vrstevnej špáry, alebo v najvyššej časti lavice je niekoľko cm hrubá časť prachovcov–íloprachovcov. Centimetrové polohy premenlivo vápnitých ílovcov sú len celkom ojedinelé. V Zadnej Doline, j. od kóty 933 m v opustenom kameňolome, sú do 80 cm hrubé strednozrnné pieskovce homogénne zvrstvené s náhlym prechodom cez tenkú prachovcovú časť so zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami do piesčitých ílovcov 8–30 cm hrubých.

Na základe nižšie uvedenej mikrobiostratigrafickej analýzy foraminifer predpokladáme, že flyšová litofácia sa usadzovala v rozsahu vrchného priabónu až spodného oligocénu, t.j. v rozsahu karpatskej biozóny *Globigerina officinalis* a *Globigerina postcretacea* (porov. O. Samuel 1965, resp. O. Samuel–J. Salaj 1968).

Mikrokonglomerátový flyš (hrubý flyš)

Mikrokonglomerátový flyš v predmetnom území považujeme za vytrácanie hrubodetritickej sedimentácie vo flyši s prevahou pieskovcov. Postupné pribúdanie polôh mikrokonglomerátového flyšu pozorujeme smerom k s. okrajom Čiernej hory, kde buduje veľké plochy (porovnaj R. Marschalko 1966). Táto flyšová subfácia tvorí súvrstvia dlhé niekoľko desiatok metrov, najviac 4,5 km, pri hrúbke od niekoľkých m až najviac do 125 m. Flyš tohoto typu je dosť ťažko ohraničiť, pretože medzi ním a flyšom pieskovcovým sú postupné prechody. Jeden z druhého sa postupne vyvíjajú

←

Schematická geologická mapa južnej a centrálnej časti Levočských vrchov; P. Gross 1967.
1–predpaleogénne útvary vcelku; 2–flyš s prevahou ílovcov; 3–flyš typický; 4–flyš s absolútnou prevahou pieskovcov (pieskovcové súvrstvie); 5–intraformačné zlepence (podmorské zosuvné telesá); 6–mikrokonglomerátový flyš; 7–kvartérne sedimenty vcelku; 8–geologické hranice litofácií, zlomy; 9–smery a sklony vrstiev.

a navzájom do seba prechádzajú. V študovanom území nemá veľké plošné rozšírenie, tvorí menšie šošovkovité telesá (v mape). Vyskytuje sa v jv. okolí Pavlian, severne od Nižných Repáš pri vrchu Okruhlý hrb, severne od Olšavice a dlhé teleso ssv. od Torysiek medzi kopcami Na bielkach – Zavartov a prameňom Torysy. 30–400 cm hrubé lavice sú tvorené v spodnej časti valúnikmi bežne do 20 mm, ojedinele až do 120 mm veľkými; smerom do nadložia sa frakcia zjemňuje. Vo väčšine prípadov vrchné časti lavíc bývajú zerodované, takže jemnozrnná piesčitá frakcia, resp. prachovce, ílovce alebo pelokarbonáty tu nie sú vyvinuté. Závaľky týchto pelitických hornín však vzácne nachádzame v laviciach hrubozrnných pieskovcov ako intraklasty. Najbežnejším typom zvrstvenia lavíc je gradačné zvrstvenie jednoduché s dobrým vytriedením frakcie (M. Książkiewicz 1954) s typickým asymetrickým vzhľadom, zriedkavejšie je gradačné zvrstvenie prerušované (náhle ukončenie hrubej frakcie a nasadenie piesčitej).

Nakoľko vrstvy mikrokonglomerátového flyšu nemajú vyvinuté vrstevnaté ílovce, robil sa odber vzoriek na mikropaleontologické a palinologické štúdiá z úlomkov–intraklastov, ktoré však nemusia dávať exaktné výsledky.

Intraformačné zlepence (podmorské zosuvné telesá)

Tvoria vo flyši šošovkovité telesá, najmä v južnej časti územia v úsekoch dlhých často i viac než 1 km; sú od 50 cm do maximálne 8–10 m hrubé. Podľa druhu, obsahu a interného usporiadania valúnového materiálu ich začleňujeme k podmorským zosuvným telesám.

Ich charakteristickým znakom je prítomnosť aj väčších úlomkov alebo blokov paleogénnych hornín, obyčajne plasticky deformovaných (ílovce a íloprachovce) miestami značná veľkostná nevytriedenosť valúnového materiálu a masívnosť celej polohy (v mikrokonglomerátovom flyši vidno zreteľné gradačné zvrstvenie).

Pri určovaní valúnov, ktoré sú vcelku dobre opracované, sme s istotou zistili materiál pochádzajúci z gemerid a Čiernej Hory: Vápence – tmavosivé i čierne, krinoidové, rohovcové; pieskovce (gemeridný karbón), dolomity, kvarcity, kremence, biotitické fylity, svory, pararuly, serpentinity, kremitý porfýr, verfénske horniny, žilný kremeň, granodiority, úlomky až bloky paleogénnych pieskovcov, ílovcov, íloprachovcov, prachovcov, prachovcov a pelokarbonátov Fe. Tmel je drobnozlepencový alebo piesčitý.

Vo vertikálnom profile telesami vidno v najvyšších častiach postupný prechod do pieskovca a kde-tu ešte „utopené valúny".

R. Marschalko (1966) opisuje podmorské zosuvné telesá v typickým a netypickom divokom flyši, ktoré spolu so zlepencovým flyšom považuje za najtypickejšie zastupitele okrajových litofácií.

Pri riešení biostratigrafickej pozície flyšovej litofácie, ktorá je v študovanej oblasti na povrchu litofáciou najrozšírenejšou, musíme mať na zreteli skutočnosť, že je spravidla vyvinutá v najvyšších častiach vnútrokarpatského paleogénu, ako aj jej hrúbku, ktorú v súlade s F. Chmelíkom (1959) odhadujeme na 2000–3000 m. Na druhej strane pri mikrostratigrafickom výskume Hornádskej kotliny, ktorá genetic-

ky súvisí so skúmanou oblasťou, sme zistili, že laminované ílovce až slieňovce vyvinuté bezprostredne nad bazálnou transgresívnou litofáciou (ílovcová litofácia) zasahujú až do našej karpatskej biozóny *Globigerina officinalis*, t. j. do vrchnej časti vrchného eocénu (vrchného priabónu). Ak vychádzame z doterajších predstáv o geologickej stavbe a superpozícii spomínaných litofácií v Spišskej kotline a Levočských vrchoch, zdalo by sa celkom logické, že flyšové litofácie, najmä s absolútnou prevahou pieskovcov a mikrokonglomerátový flyš, sa usadzovali v priebehu najvyššej časti vrchného eocénu až spodného oligocénu.

Tieto úvahy opierajúce sa najmä o nepriame metódy vyplývali hlavne z nedostatku paleontologických dôkazov. Faktom je, že riešenie tejto otázky je veľmi sťažené samotným charakterom súvrstvia, ktoré je na mikrofosílie a fosílie vôbec veľmi chudobné. Preto osobitnú pozornosť bolo treba venovať odberu vzoriek. Podľa doterajších skúseností pomerne bohatšie spoločenstvá flyšových sedimentov sa nachádzajú v pelitickej zložke ; táto podľa turbiditnej teórie genézy flyšu predstavuje pokojné obdobie sedimentácie, a tým aj vhodnejšie ekologické prostredie pre rozvoj i zachovanie organizmov (in situ) než napr. piesčité ílovce, resp. pieskovce. Preto bolo potrebné väčšinu vzoriek odobrať iba z lamín hrubých niekoľko milimetrov. Takto odobrané vzorky mali pomerne početnejšiu mikrofaunu.

Spoločenstvá foraminifer, ktoré sme zistili v Levočských vrchoch, sú z väčšej časti zastúpené planktónovými formami. Menej sú zastúpené bentosovými druhmi (najmä vápnité formy). Aglutinované asociácie sú spravidla viazané na hrubšiu frakciu; preto predpokladáme, že sú redeponované a nepripisujeme im väčší stratigrafický ani ekologický význam. Pre úplnosť však uvádzame, že z aglutinovaných foriem sa najčastejšie vyskytujú drobné úlomky dendrofryí. Zastupitele rodu *Ammodiscus* (cf. *A. hoernessi* Karrer), *Glomospira* (? *G. charoides* Jones et Parker, 1860). *Cyclammina* sp. v populácii dendrofryí sa vyskytuje len veľmi sporadicky. To isté môžeme konštatovať i o vápnitom bentose. Určitý rozdiel v porovnaní s aglutinovaným bentosom je v tom, že sa tento spravidla vyskytuje spolu s globigerínami.

Planktón tvoria malé, často deformované globigeríny, z ktorých dominujúce postavenie má *Globigerina officinalis* Subbotina, 1953. Početne menej sa vyskytujú *Globigerina variabiliformis* Chalilov, 1969 (= *G. inflata* Subbotina, 1953; partim), *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, 1932, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, 1932 a štvor- až päťkomôrkové formy, ktoré patria do spektra druhu *Globigerina gnaucki* Blow et Banner, 1962.

Ak si bližšie všimneme vertikálne rozšírenie uvedených druhov, tak zistíme, že ich vekové rozpätie sa pohybuje v hraniciach vrchného eocénu až oligocénu. Vôbec tu nenachádzame druhy charakteristické pre vrchný lutét, dokonca ani spoločenstvá, ktoré by sme bez väčších pochybností mohli paralelizovať s karpatskou biozónou *Globigerinatheca index*, t. j. spodnou časťou vrchného eocénu (spodného priabónu). Určitý rozdiel môžeme pozorovať, ako už bolo spomenuté, v kvantitatívnom zastúpení jednotlivých druhov. Na jednej strane dominuje, dokonca niekedy vytvára úplne monospoločenstvo, *Globigerina officinalis* Subbotina, kým na strane druhej môžeme pozorovať výraznejšie zastúpenie druhu *Globigerina gnaucki* Blow et Banner, 1962. Ako ukazujú rozbory vzoriek z vrtných, resp. priebežných povrcho-

vých profilov v slienitejších fáciách bohatších na mikrofosílie, rozdielne zastúpenie týchto druhov má pri dostatočných štatistických podkladoch stratigrafický význam. Štvorkomôrkové, kvadrilobátne druhy *Globigerina variabiliformis* Chalilov, 1969 dosahuje optimum rozšírenia vo vrchnom eocéne. Pokiaľ sa vyskytuje spoločne s druhom *Globigerina officinalis* Subbotina, tak takéto spoločenstvá začleňujeme do biozóny *Globigerina officinalis*. Ak sa vyskytuje bez charakteristických vrchnopriabónskych druhov, nemožno vylúčiť, že aspoň čiastočne zodpovedá zóne *Globigerapsis index*.

V študovanej oblasti sú najrozšírenejšie spoločenstvá *Globigerina officinalis* Subbotina. Vychádzajúc z doterajších literárnych údajov, je tento druh rozšírený v rozpätí vrchnej časti vrchného eocénu a oligocénu. Pretože v týchto spoločenstvách postrádame ďalšie významnejšie formy, môžeme sa na základe jediného stratigraficky významnejšieho druhu – *Globigerina liverovskae* (Bykova 1960) emend. Samuel et Salaj 1968, resp. *Globigerina postcretacea* Mjatliuk 1950 – domnievať, že sedimentácia flyšovej litofácie s prevahou pieskovcov prebiehala v rámci karpatskej biozóny *Globigerina officinalis* až *Globigerina postcretacea* (vrchný priabón–spodný oligocén). Treba zdôrazniť, že rozdiely medzi týmito zónami sú veľmi jemné. Preto oddeliť tieto dve biozóny v súvrství s veľmi chudobným obsahom mikrofauny, akým predmetná litofácia v skutočnosti je, je niekedy veľmi obtiažne.

V prospech tohto názoru prihovárajú sa tiež palinologické výskumy P. Snopkovej (1967), ktorá z opisovanej oblasti získala peľové spektrum indikujúce vrchnoeocénny až spodnooligocénny vek.

Kvartérne sedimenty

V študovanom území kvartérne sedimenty pokrývajú pomerne malú plochu. Mapovacími prácami sme tu rozlíšili: fluviálne sedimenty; proluviálne sedimenty (náplavové kužele); svahové sedimenty (elúviá a delúviá) a sladkovodné vápence (travertíny).

Fluviálne sedimenty

Holocénne sedimenty nivné vyplňujú údolné nivy potokov. Tieto sú tvorené prevažne materiálom hlinitopiesčitým, hlinitým, menej často štrkovým. Od Ľubických kúpeľov na sever je údolná niva potoka Ľubica vyplnená pieskoštrkmi. Potok v týchto miestach vytvára najširšiu holocénnu nivu – až do 300 m širokú. Pieskoštrky ležia tu na sedimentoch flyšu a dosahujú najväčšiu hrúbku až 5 m, v priemere 1–2 m.

Pleistocénne sedimenty (würm) sú zachované ako nízke terasy severne a južne od Ľubických kúpeľov, na ľavej strane Ľubického potoka. Sú zložené z pieskoštrkov a štrku s rôzne opracovaným materiálom prevažne flyšových pieskovcov. Nachádzajú sa 2–5 m nad hladinou vody (potoka). Bežne bývajú značne erodované najmä prívalovými vodami. Ich hrúbka nepresahuje 3 m.

Pleistocénne sedimenty (ris) vytvárajú stredný terasový stupeň. Terasa tohoto

veku je vyvinutá v Levočskom potoku, kde sa nachádza 15 až 20 m nad úrovňou potoka. Valúnový materiál tvoria prevažne paleogénne pieskovce, zriedkavejšie valúny pochádzajúce z paleogénnych zlepencov. Miestami je prítomná prímes rôznozrnného piesku. Najväčšie valúny, dobre opracované, dosahujú až 25 cm veľkosť. Povrch terasy je pokrytý hlinitým pokrovom dosahujúcim 5–10 m hrúbku.

Proluviálne sedimenty

Sú vyvinuté najmä na ľavej strane Ľubického potoka a v rozvalinách obce Blažov na rieke Toryse. Koncové časti kužeľov bývajú zväčša oderodované, a tak proluviálny materiál vychádza na povrch. Pri Blažove vytvára kužeľ až 15 m vysokú stenu. Hruboklastický materiál tvoria flyšové pieskovce s ojedinelými blokmi veľkými 2 až 2,5 m uloženými v piesčito-hlinitej mase.

Svahové sedimenty (pleistocén–holocén)

Najrozšírenejšie sú delúviá ronové, tvorené hlinitým materiálom, pokrývajúce svahy kopcov. Najčastejšie žlté a žltohnedé hliny silne pripomínajú spraše, v ktorých je však miestami zvýšený podiel úlomkov pieskovcov a prachovcov.

Eluviálne hliny sa ojedinele nachádzajú na vrcholoch kopcov, prípadne v sedlách medzi nimi. Tieto dosahujú 3 až 4 m hrúbku.

Svahy v okolí Sivej Brady pokrývajú hlinito-kamenité delúviá, tvorené hlinami a množstvom úlomkov z travertínov.

Charakteristickým morfologickým tvarom paleogénneho reliéfu sú početné zosuny, ktoré zasahujú zväčša iba povrchové časti svahov, iba ojedinele aj skalné podložie.

Sladkovodné vápence (pleistocén–holocén)

Tieto sa usadili tam, kde sa pretínajú výrazné zlomové línie na Sivej Brade a Krížovej hore. Vápence – travertíny tu nemajú takú peknú a výraznú vrstevnatosť a technologické vlastnosti ako obdobné vápence ťažené na lokalite Dreveník, južne od Spišského Podhradia. Výraznú klenbovitú stavbu má kopa na Sivej Brade, kde vyčnieva nad okolie až 25 m. Pramene, z ktorých sa súčasne usadzujú vápnité syntre, sú v činnosti niekoľko mesiacov, prípadne rokov, potom ich postupne zanáša vyzrážaná vápnitá hmota, až nakoniec celkom zanikajú. V ich blízkom okolí sa časom objavujú nové vývery.

Sedimentárne textúry

Pre paleogeografickú charakteristiku študovanej oblasti uvádzame výsledky nášho štúdia, ktoré nadväzujú na výsledky prác R. Marschalku–A. Radomského (1960). Po zhodnotení všetkých nameraných orientovaných sedimentárnych textúr dochádzame k týmto záverom:

Najčastejší preukázaný smer transportu a prúdenie v bazéne bol *od východu na západ* (pozdĺžne zaplňovanie panvy; P. H. Kuenen 1957).

Bol zistený tiež bočný vstup klastických hornín do panvy, a to z dvoch smerov: od juhovýchodu na severozápad a od severovýchodu na juhozápad.

Sedimentologické štúdia preukázali existenciu zdrojovej zóny vynorenej na SV od mapovaného územia (na SV od St. Ľubovne; porov. R. Marschalko–A. Radomski 1960) a tiež existenciu zdrojovej zóny v oblasti Čiernej Hory a gemeríd. Centrálna časť Levočských vrchov sa nachádzala v osovej časti bazénu, kde nameraný jednotný prúdový smer vo flyšových litofáciách naznačuje aj sklon, v smere ktorého sa pohybovali kalové prúdy.

Tektonika

Územie je v dôsledku popaleogénnej zlomovej tektoniky rozčlenené zlomami na radu krýh. Kryhy majú vzájomné vertikálne i horizontálne posuny. Sklony vrstiev sú pomerne nízke, od 5 do 20°, no v miestach výrazných zlomových línií sa sklon prudko mení až na 90°.

Zistili sme tu tri základné smery popaleogénnych zlomov s určitou časovou postupnosťou vzniku:

Staršie zlomy, smeru V–Z, prebiehajú v smere pokračovania elevačnej štruktúry Kozích chrbtov. Nie sú morfologicky výrazné, avšak v pásme Jablonov–Dolany tvoria asi 220 m široké pásmo, v ktorom sú paleogénne horniny celkom vztýčené (80–90°). Túto líniu doprevádza väčší výskyt prameňov obyčajných vôd. Na sever od tejto línie nastal výrazný pokles oblasti Levočských vrchov, pretože tu vystupujú na povrch už iba najvyššie súvrstvia flyšu s absolútnou prevahou pieskovcov.

Východo-západné zlomy sú porušené zlomami mladšími, ktoré narušujú ich plynulý, súvislý priebeh.

Mladšie zlomy majú smer: SZ–JV (ZSZ–VJV); S–J.

Často nemajú lineárny priebeh, pretože sa krivia, navzájom spájajú, alebo rozštepujú.

Zlomy v priebehu SZ–JV bývajú aj v teréne morfologicky výrazné. Sú pokračovaním zlomového systému, ktorý bol identifikovaný východnejšie v Čiernej Hore (a Branisku), a oddeľujú ho od gemeríd.

Zlomy priebehu S–J sú zrejme najmladšie, pretože neprerušene prechádzajú a odhadzujú všetky zlomy vyššie uvedené. Sú dobre mapovateľné na S a J od Dolian; v údolí Lúčanského potoka, v smere na Sivú Bradu. Travertíny Sivej Brady a Krížovej Hory vznikli na križovaní s.-j. zlomov so zlomami smeru ZSZ–VJV. Zaujímavé je, že v travertínoch Krížovej hory sú výrazne otvorené pukliny smeru ZSZ–VJV, čo svedčí o tom, že i počas kvartéru sa opakovali pohyby po starších zlomových líniách.

Morfologicky najvýraznejšie zlomy sú zhruba v línii násunu na tatridné série Čiernej Hory (ZSZ–VJV), pozdĺž ktorých poklesávala spišsko-gemerská štruktúra.

Zlomový systém smeru SV–JZ, častý v Hornádskej kotline (vo vikartovskej časti) a zriedkavejší v Spišskej kotline, sme v centrálnej časti Levočských vrchov nezistili.

Pomocou štruktúrneho vrtu na južnom okraji obce Klčov, ktorý prešiel do

mezozoického podložia vnútrokarpatského paleogénu (A. Biely in P. Gross 1966), sa zistilo, že bol situovaný do podložnej elevácie v pokračovaní Kozích chrbtov. Navŕtané komplexy triasu a permu vylučujú ich príslušnosť ku gemeridám, pretože sa javia ako analogon vývojov tatridných (obalových) sérií v pohorí Branisko. Gemeridy, ako tektonická jednotka, nezasahujú severne až do oblasti Klčova, ale ich severný okraj prebieha oblúkovite od Spišských Vlách do oblasti južne od Klčova po Betlanovce.

Ak predpokladáme kompletné zastúpenie a priemerné hrúbky všetkých prv opisovaných litofácií, tak hrúbka paleogénnych sedimentov v centrálnej časti Levočských hôr sa môže pohybovať v rozmedzí od 2500 do 3000 m, ba možno i viac.

Do tlače odporučil E. Köhler.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1931: Stratigrafie podhalského flyše v jeho jihozápadním zakončení. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 7, Praha, 113–114.

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III. Vyd. Veda, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–392.

BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty, 2. Ústř. Úst. geol., Praha, 1–651.

DZULYNSKI, S.–SMITH, A. Y. 1964: Flysz jako facia. Roczn. Pol. Tow. geol., 34, Kraków, 1–2.

FUSÁN, O. et al., 1965: Záverečná správa z listu 1:50 000, Spišská Nová Ves. Manuskript, Bratislava.

GOLAB, J. 1952: Tektonika Podhala. Geol. Biul. inform. 1, Warszawa, 12–13.

GROSS, P. 1966: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu Klčov-1 (Kl-1). Geofond, Bratislava.

GROSS, P. et al. 1967: Základné geologické mapovanie na liste Levoča 1:50 000. Čiastk. záver. správa. Geofond, Bratislava.

GROSS, P.–KÖHLER, E. a kol. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra vo vyd. Veda Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–242.

CHMELÍK, F. 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálně karpatského paleogénu v oblasti Nízkych a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohoří za rok 1955–1958. Geofond, Praha.

CHMELÍK, F. 1959: Zpráva o geologických výzkumech centrálně-karpatského paleogénu v Šariši medzi Šambronem a Sabinovem. Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, Praha, 81–83.

KSIĄŻKIEWICZ, M. 1954: Uwarstwenie frakcjonalne i laminowane we flyszu karpackim. Roczn. Pol Tow. geol. 22, 4, Krakow, 399–499.

KUENEN, Ph. H. 1957: Sole markings of graded graywacke beds. Geol., 65, Chicago.

MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových a okrajových litofácií (Šarišská hornatina). Zbor. geol. Ved., Rad. Záp. Karpaty, 5, Bratislava, 7–102.

MARSCHALKO, R.–GROSS, P.–KALAŠ, L. 1966: Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. Geol. Práce, Správy 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 95–104.

MARSCHALKO, R.–RADOMSKI, A. 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the flysch of the Central Carpathians. Roczn. Pol. Tow. geol., 30, 3, Kraków, 259–272.

MAZÚR, E.–LUKNIŠ, M. 1980: Regionálne a geomorfologické členenie. Regionálna geografická syntéza Slovenskej socialistickej republiky. Súbor diagnostických a prognostických máp o krajine a životnom prostredí. Vyd. Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

NEMČOK, J. 1972: Vysvetlivky ku geologickej mape listu 1:25 000 Šarišské Dravce. Čiastk. záver. správa, Geofond, Bratislava.

NEMČOK, J. 1974: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 Kamenica a Ľubotín. Čiast. záver. správa, Geofond, Bratislava.

NEMČOK, J. 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape listu 1:25 000 Sabinov. Čiastk. záver. správa. Geofond, Bratislava.
NEMČOK, J. 1981: Vysvetlivky ku geologickej mape listu 1:25 000 Lipany. Čiastk. záver. správa. Geofond, Bratislava.
SAMUEL, O. 1965: Zonárne členenie paleogénnych sedimentov Západných Karpát na základe planktonických foraminifer. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 183–198.
SAMUEL, O.–SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–232.
SNOPKOVÁ, P. 1967: Palinologický výskum Levočského pohoria. Geofond, Bratislava.
VASSOJEVIČ, N. 1960: O fliše. Materialy Karpatobalkánskej assoc., 3, Kijev, 26–49.

Pavel Gross–Ondrej Samuel

Geology and stratigraphy of southern and central parts of Levočské vrchy Mts.

Summary

The area under study is a part of an orograhic complex – the Levočské vrchy Mts. It consists of the Paleogene sedimentation cycle (the Inner Carpathian Paleogene) with the age diapason of the Uppermost Lutetian to the Lower Oligocene.

Basing upon results of geological mapping, we have distinguished following lithofacies in the southern and central parts of the Levočské vrchy Mts:

1. Basal transgressive lithofacies
2. Lithofacies of variably calcareous sandy shales
3. Flysch lithofacies
a) Typical flysch with sandstone/shale ratio ranging from 2:1 to 1:2
b) Flysch with shales dominant, and with sandstone/shale ratio 1:2
c) Flysch with absolutely dominant sandstones (sandstone formation)
d) Conglomerate flysch
4. Intraformational conglomerates (submarine slides)
5. Quaternary sediments
5a. Fluvial sediments
5a 1. Holocene flood-plain sediments
5a 2. Pleistocene sediments (Würm)
5a 3. Pleistocene sediments (Riss)
5b. Proluvial sediments (alluvial fans)
5c. Eluvia and deluvia (Pleistocene, Holocene)
5d. Freshwater limestones (travertines, Pleistocene–Holocene)

1. Basal transgressive lithofacies is in marginal parts of the Levočské vrchy Mts. (Hornádska kotlina depression). Detail lithological-stratigraphical characteristic was made by R. Marschalko–P. Gross (in O. Fusán et al. 1965).

2. Lithofacies of variably calcareous shales is only in peripheral parts of the Levočské vrchy Mts. (Klčov, Nemešany, Jablonov, Spišské Podhradie). There it was revealed by technological operations.

The lithofacies consists mostly of sandy shales with clastic admixture (10–30 %) of quartz and muscovite. Medium-grained graywackes and lithic sandstones are infrequent and range from 2 to 10 cm in thickness. Fine-grained conglomerates, locally with high content of limestone pebbles (39 %) are also scarce.

According to the results of microbiostratigraphical analysis of foraminifers, the lithofacies is ranged to the Priabonian (Lower).

3. Flysch lithofacies forms the most part of the area under study. It is divided into four subfacies: a) typical flysch with sandstones/shales ratio ranging from 2:1 to 1:2; b) flysch with shales dominant and with the sandstone/shale ratio 1:2; c) flysch with absolutely dominant sandstones (sandstone formation); d) conglomerate flysch.

Typical flysch (a) is characterized by regular alternation of shales and sandstones of more-or-less equal thickness. The typical flysch forms 5–200 m long lenses, passing laterally into flysch with shales or sandstones dominant.

Flysch with shales dominant (b) forms a 2–3 km long belt on the surface. It is between the lithofacies of sandy shales on the south and the flysch with absolutely dominant sandstones on the north. Besides characteristic prevalence of shales, the subfacies also comprises submarine slides, traceable over several km.

Flysch with absolutely dominant sandstones (c) builds up the central part of the Levočské vrchy Mts. It may be correlated with the Biely potok beds of D. Andrusov (1931) or with the Ostrzyza beds of J. Gołąb (1952). The sandstones are most frequently graded-bedded and range up to 300 cm in thickness. Diagonal, homogeneous bedding is scarce. Shales are subordinate. They only form thin (several mm or cm) layers among sandstones.

Microconglomerate flysch (d) represents fading-out of the flysch lithofacies in the area under study. Its thickness varies from several m to 130 m. Pebbles in size to 20 mm occasionally 120 mm form 30–400 cm thick beds in the bottom part. The fraction is fining up toward the overlier. Graded bedding is predominant.

4. Interformational conglomerates form lens-shaped bodies up to 1 km in length in the flysch. Larger unsorted pebbles and blocks of Paleogene rocks are characteristic of the conglomerates.

The area studied is divided by post-Paleogene faults into blocks, overthrust both vertically and horizontally. The beds are dipping at 5°–20°. Their dip is greater on more conspicuous fault lines. Generally there are three dominant directions of post-Paleogene faults. Older faults are E-S-striking, younger ones NW–SE (NNW–ESE) and N–S. Morphologically most conspicuous faults are on the overthrust line of Tatric units of the Čierna Hora Mts. (WNW–ESE), along which the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. sank down. Foraminiferal assemblages found in the Levočské vrchy Mts. are represented by planktonic forms from the most part. Less frequent are benthic species (calcareous forms). As a rule, agglutinated assemblages are associated with coarser fraction of sediments and they are presumed to have been redeposited. So they have no great significance for ecology or stratigraphy. *Dendrophrya* fragments are most frequent among agglutinated forms. They are *Ammodiscus* (cf. *A. hoernessi* Karrer), *Glomospira* (?. *G. charoides* Jones et Parker, 1860). *Cyclammina* sp. is only sporadical in the population of *Dendrophrya*. The same concerns calcareous benthos. In contrast to agglutinated benthos the calcareous benthos occurs as a rule with globigerines.

Plankton consists of small, frequently deformed globigerines with *Globigerina officinalis* Subbotina 1953 dominant. Less frequent are *Globigerina variabiliformis* Khalilov 1969 (= *G. inflata* Subbotina 1953; partim), *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, 1932, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, 1932 and four- to five-chamber forms from the spectrum of the species *Globigerina gnaucki* Blow et Banner, 1962.

Vertical distribution of the species shows that their age diapason is Upper Eocene–Oligocene. There are no species characteristic of the Upper Lutetian, neither assemblages parallelizable without greater doubts with the Carpathian biozone *Globigerinatheca index*, i.e. lower part of the Upper Eocene (Lower Priabonian). As already mentioned, there is some difference in quantities of individual species. *Globigerina officinalis* Subbotina, 1953 is dominant or forms a multi-assemblage on the one hand and *Globigerina gnaucki* Blow et Banner 1962 is more abundant on the other. Analyses of samples from boreholes or surficial profiles show that different amounts of these species in marly facies rich in microfossils, are stratigraphically significant at proper statistical basical data. Four-chamber, quadrilobate species *Globigerina variabiliformis* Khalilov 1969 have their optimal distribution in the Upper Eocene. As far as they occur together with *Globigerina officinalis* Subbotina, they are ranged to the biozone *Globigerina officinalis*. If they occur without characteristic "Upper Priabonian" species, then they can at least partly correspond to the zone *Globigerapsis index*.

In the area under study, the assemblages with *Globigerina officinalis* Subbotina, 1953 are most

frequent. According to the existing data, this species occurs within the upper part of the Upper Eocene and Oligocene. Since there are no other stratigraphically significant species besides *Globigerina liverovske* (Bykova 1960) emend. Samuel et Salaj 1968, or *Globigerina postcretacea* Mjatliuk, 1950, we can presume that sedimentation of flysch lithofacies with sandstones predominant produceed in the Carpathian biozone *Globigerina officinalis–Globigerina postcretacea* (Upper Priabonian–Lower Oligocene). It is to be noticed that there are very slight differences between the zones and it is very difficult to distinguish them in a formation poor in microfauna – like the lithofacies mentioned.

This opinion is also supported by palynological results of P. Snopková (1967). She found there a pollen spectrum indicative of Upper Eocene to Lower Oligocene age.

Explanation of map

Schematic geological map of the southern and central parts of the Levočské vrchy Mts. (P. Gross 1967). 1–pre-Paleogene formations, undivided; 2–flysch with shales dominant; 3–typical flysch; 4–flysch with absolutely dominant sandstones (sandstone formation); 5–intraformational conglomerates (submarine slides); 6–microconglomerate flysch; 7–Quaternary sediments, undivided; 8–geological boundaries of lithofacies, faults; 9–strike and dip of beds.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 103–110, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

Anton Biely–Ondrej Samuel

551.781.42(437.64)

K otázke veku červených vajskovských zlepencov v Lopejskej kotline

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors inform about new finds of marine sediments of the Inner–Carpathian sedimentation cycle. Biostratigraphical data (Upper Lutetian) support the opinion that the Vajskovský potok (brook) conglomerates, regarded formerly as Cretaceons or Paleogene, are younger than marine sediments of the Inner Carpathian Paleogene (Upper Lutetian–Lower Oligocene).

Už od D. Štúra (1868) sa dozvedáme o karbonátových zlepencoch najvýchodnejšej časti Lopejskej kotliny; všimol si najmä ich červené sfarbenie a ploché, skoro vodorovné uloženie. Nepodarilo sa mu v nich objaviť skameneliny; predpokladal, že sú súdobé so sivými karbonátovými zlepencami od Slovenskej Lupče, ktoré sa tam vyskytujú v asociácii hornín s numulitmi. Aj R. Kettner (1950) konštatoval ploché uloženie červených zlepencov nad triasovým podložím. To bol hlavný dôvod, pre ktorý ich považoval za podstatne mladšie než podobné, ale silne zvrásnené zlepence gosauské v okolí Dobšinskej ľadovej jaskyne. Pokiaľ ide o vek zlepencov Lopejskej kotliny, píše: „... morský eocén (lutétien) zasahuje miestami i na južný svah Nízkych Tatier, aký však je jeho pomer ku kontinentálnej zlepencovej formácii južného úpätia Nízkych Tatier, nevieme. Je veľmi pravdepodobné, že táto formácia je mladšia ako morský eocén i keď snáď ešte svojím vekom patrí do starých treťohôr."

A. Matějka (1958) vidiac „zásadne zhodné vývojové znaky" červených zlepencov Lopejskej kotliny, zlepencov od Drieňovca a Dobšinskej ľadovej jaskyne vyjadril mienku o ich vrchnokriedovom veku. Za hlavný argument pre taký názor uvádza, že „... zmienené výskyty červených zlepencových vrstiev oproti bezpečne paleogénnym vrstvám nemajú starší materiál ako spodnotriasový, pričom naopak prítomnosť kryštalinického materiálu vo vrstvách zaručene paleogénnych je vždy výrazná a nápadná."

Pozdejšie rôzni autori striedavo pripisovali červeným zlepencom Lopejskej kotliny buď vrchnokriedový alebo paleogénny vek (napr. A. Biely 1963, M. Maheľ et al. 1964, M. Pulec 1967, O. Samuel 1977, M. Mišík 1978, Z. Roth 1981

RNDr. A. Biely, CSc.–RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

a mnohí iní), ale žiadne konkrétne argumenty pre uprednostnenie niektorého z týchto vekov neuviedli.

V Lopejskej kotline sme komplex červených zlepencov rozčlenili na tri popríkrovové litostratigrafické jednotky. Okrem vlastných červených zlepencov, o ktorých písali hore uvedení autori a ktoré budeme ďalej nazývať vajskovské zlepence (ich názov je odvodený od Vajskovského potoka, na brechoch, a svahoch ktorého sú dobre odkryté), sme vyčlenili kontinentálnu štrkovú, pravdepodobne pliocénnu formáciu a morské vrstvy paleogénu. Domnievame sa, že hlavne objavenie posledne uvedených vrstiev dovoľuje vyjadriť sa – za daných podmienok síce s určitým rizikom – aj k veku červených vajskovských zlepencov.

Základná litologická charakteristika vyčlenených litostratigrafických jednotiek

Vajskovské zlepence

Červené zlepence a brekcie severne od Podbrezovej a Lopeja sú obnažené na ploche zhruba 10 km^2. Sú uložené v rôzne hrubých vrstvách (10–100 cm) zriedka oddelených tenkými, rýchlo sa vytrácajúcimi polohami červených pieskovcov a len výnimočne ílovcov. Pozostávajú z rôzne veľkých máloopracovaných a neopracovaných valúnov triasových vápencov a dolomitov, ku ktorým sa zväčša len v podradnom množstve pridružujú valúny permských andezitov–bazaltov a permsko–spodnotriasových pieskovcov. Vo vrstvách s valúnmi 0,5–5 cm veľkými sú rozptýlené bloky 10 až 30 cm veľké, zriedka i väčšie. Vyskytuje sa šikmé zvrstvenie. Červenej, ílovito-piesčitej základnej hmoty je málo a, ako uvádza M. Pulec (1967), neobsahuje zvýšené množstvo hliníka alebo bauxitových minerálov. Celková hrúbka nevytriedených zlepencov a brekcií v strede panvy dosahuje 250 m, možno i viac. Usudzujeme, že vznikli v kontinentálnej panve, zaplňovanej hruboklastickým materiálom prinášaným prívalovými vodami z priľahlých morfologicky členitých území budovaných sedimentmi mezozoika a mladšieho paleozoika. Valúny kryštalinika neboli v zlepencoch konštatované (porov. A. Matějka 1958).

Za stratotyp vajskovských zlepencov stanovujeme profil Vajskovským potokom v úseku severne od Dolnej Lehoty. Zlepence ležia diskordantne nad triasovými komplexmi dvoch čiastkových príkrovov hronika (stredného a vrchného – sensu A. Biely 1963) a zreteľne prekrývajú ich tektonický styk. Vrstvy majú malé úklony a zhruba panvovité uloženie. To dokumentuje, že vnútorná štruktúra a vzájomná pozícia podložných tektonických jednotiek neboli po uložení zlepencov deformované (porov. R. Kettner 1950).

Hronská štrková formácia (sensu A. Nemčok 1957)

K vajskovským zlepencom boli donedávna pričleňované všetky popríkrovové hruboklastické uloženiny na sever od Lopeja (napr. Geol. mapa 1:200 000, list

Banská Bystrica). V súčasnej dobe však vieme, že časť tamojších klastických sedimentov predstavuje relikty ešte dvoch ďalších litostratigrafických jednotiek.

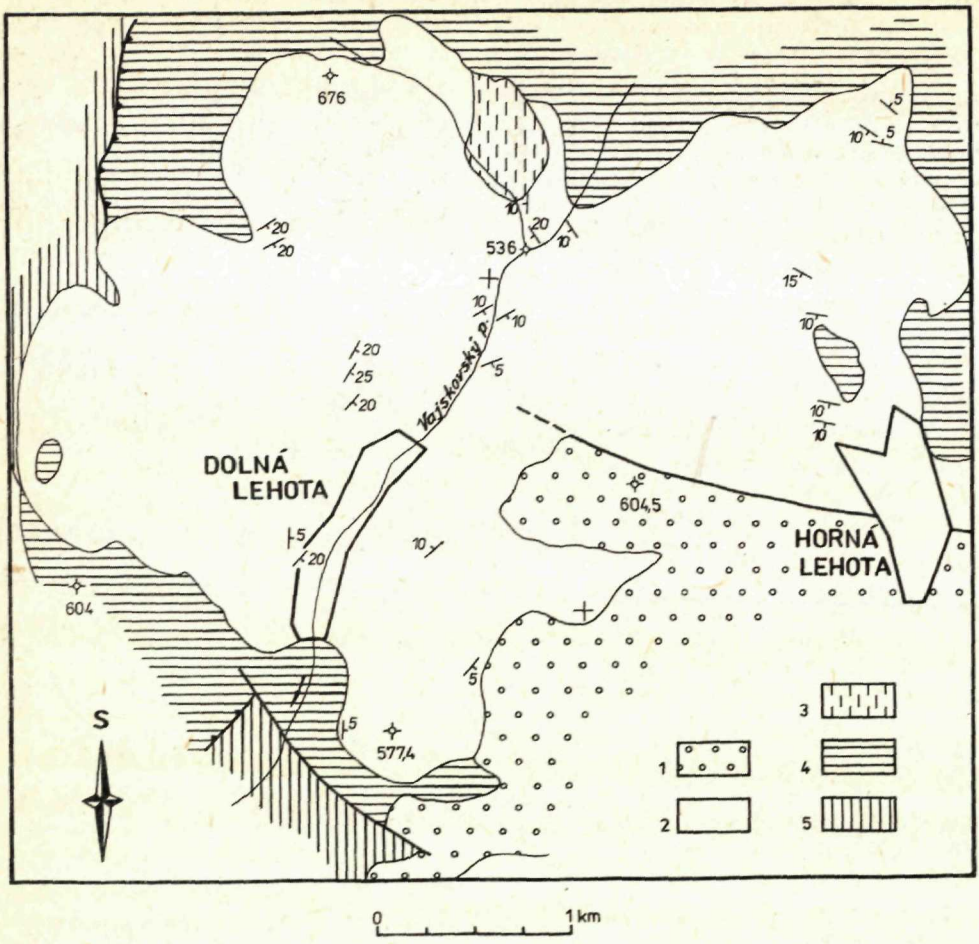
Mladšia z týchto jednotiek je zachovaná vo vrcholovej časti pahorkatiny medzi Hornou a Dolnou Lehotou (zhruba na juh od spojnice oboch obcí). Nad vajskovskými zlepencami tam leží zbytok štrkovej formácie (na ploche cca 3–4 km^2), ktorá sa skladbou zásadne odlišuje od podložných zlepencov. Je zložená prevažne z valúnov a blokov kremencov a kremeňa, menej kryštalinika. Miestami sa vyskytujú pieskovce tmelené železitým limonitickým tmelom. Táto formácia je (prvé desiatky metrov) veľmi zle odkrytá, ale geologické obrysy nepochybne indikujú približne vodorovné uloženie. Prvý raz ju odlíšil M. Banský et al. (1972); pripisovali jej pliocénny vek. Tento údaj nemôžeme upresniť. V súlade s ním možno štrky z nadložia vajskovských zlepencov považovať za súčasť hronskej štrkovej formácie A. Nemčoka (1957), teda za pliocénne nánosy „Prahrona". K nej počítame aj štrky východne od Mýta pod Ďumbierom (v sedle Pohanské), ktoré R. Kettner (1940) tiež považoval za súčasť vajskovských zlepencov.

Morské vrstvy vnútrokarpatského paleogénu

Táto litostratigrafická jednotka vystupuje na povrch na podstatne menšej ploche – zhruba 1/4 km^2. Zistili sme ju pri prehliadke lokality, ktorú bol A. Matějka (1958) signalizoval ako „šmuhovitý výskyt uhoľných ílov... pri pravostrannom prítoku Vajskovského potoka asi 2,5 km jjv. od kóty 821 (Strmý vŕšok)." Výskyt „uhoľných ílov" naznačoval možnosť existencie popríkrovovej litostratigrafickej jednotky odlišnej od vajskovských zlepencov. Od jej vymedzenia sme očakávali vyriešenie jej vzťahu k vajskovským zlepencom a od jej datovania sme dúfali získať hoci len relatívne údaje o ich veku.

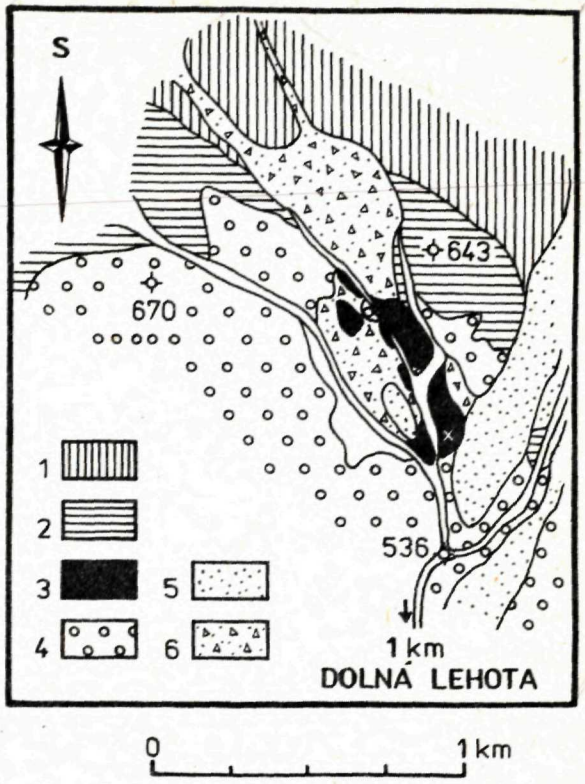
Do Vajskovského potoka sa vo výške 536 m z pravej strany vlieva malý nepomenovaný potok uvádzaný A. Matějkom (l.c., obr. 1, 2). Severne od sútoku je vyvinutá terasová plošina narezaná malým potôčikom, ktorý z ľavej strany vteká do vyššie uvedeného nepomenovaného potoka, asi 300 m severne od k. 536,0. V zárezoch ciest na oboch stranách tohto potôčika sú na niekoľkých miestach pod hlinami viditeľné malé a nedobré odkryvy alebo bloky a sutiny sivých karbonátových zlepencov, sivých vápnitých pieskovcov alebo piesčitých vápencov a sivých, zvetraných, čiastočne vápnitých ílovcov. Zlepence sú tmelené karbonátovým tmelom a okrem valúnov vápencov a dolomitu (0,5–2 cm) sa občas vyskytne úlomok pieskovca, v jemnozrnných varietách, resp. v pieskovcoch a vápencoch, aj fragmenty bližšie neurčiteľných skamenelín zo skupiny rias. Sivé zvetrané vápnité ílovce sú najviditeľnejšie v zárezе poľnej cesty na ľavej strane potôčika (na mape označené ×) oproti najsevernejšej ešte obývanej usadlosti – Dolnej Lehote. Domnievame sa, že A. Matějka (l.c.) túto polohu označil ako šmuhovitý výskyt uhoľných ílov. Napriek zlej odkrytosti terénu nepochybujeme, že ílovce tvoria vložky v klastických sedimentoch a že tam máme do činenia s litostratigrafickou jednotkou látkove, geneticky, a teda aj časove odlišnou od červených vajskovských zlepencov.

Značne zvetrané ílovce zo zárezu cesty sme podrobili palinologickému výskumu. Výsledok bol v podstate negatívny, lebo nehojné palinomorfy boli veľmi korodova-



Obr. 1 Geologická skica ukazujúca pozíciu vajskovských zlepencov.
1–hronská štrková formácia – pliocénne nánosy „Prahrona"; 2–červené vajskovské zlepence; 3–zlepence, pieskovce a ílovce – morské vrstvy lutétu; 4–5–hronikum: 4–stredný čiastkový príkrov; 5–vrchný čiastkový príkrov.

né a k určeniu nespôsobilé (ústne oznámenie P. Snopkovej). Úspešnejší bol výskum mikropaleontologický. Vo výplavoch bola zistená síce chudobná, avšak pre biostratigrafickú identifikáciu dostačujúca mikrofauna. Okrem aglutinovaných foriem (hlavne z rodu *Rhabdammina*), ktoré sú pre užšie stratigrafické členenie prakticky bezvýznamné, ihlice húb a veľmi vzácne nasledované planktónové foraminifery: *Globigerinatheca index* (Finlay), *Globigerina pseudovenezuelana* Banner et Blow, *G. linaperta* Finlay, *Turborotalia (Acarinina)* sp., *Anomalina (A.) montaensis* Galloway et Morrey. Prvé dva z identifikovaných druhov sa začínajú objavovať v lutéte a prechádzajú do priabónu, kým *Globigerina linaperta* Finlay sa objavuje podľa najnovších literárnych údajov i našich mikrobiostratigrafických



Obr. 2 Geologická mapa v okolí výskytu morských vrstiev lutétu.
1 – gutensteinské vápence; 2 – reiflinské vápence; 3 – zlepence, pieskovce, ílovce – vrchný lutét, vajskovské zlepence; 4 – terasa Vajskovského potoka; 5 – hlina a sutina.

štúdií v Západných Karpatoch (porov. O. Samuel–J. Salaj 1968, O. Samuel 1977) vo vrchnom paleocéne a prechádza až do eocénu (lutét). Údaje o výskyte tohto druhu v priabóne treba revidovať. V analyzovaných spoločenstvách sme nezistili ani jeden typický vrchnoeocénny druh. Na základe vekového rozpätia vyskytujúcich sa druhov nám vyplýva, že analyzované asociácie najskôr indikujú vrchnolutétsky vek hornín. To znamená, že ílovce a celú litostratigrafickú jednotku zloženú zo zlepencov, pieskovcov a ílovcov môžeme označiť za morskú a vekove zodpovedajúcu vrchnému lutétu.

Máme tu teda do činenia s vrstvami látkove a časove zhodnými s určitou časťou sedimentov vnútrokarpatského paleogénu Pohronia. Len ich malé rozšírenie a zlý stav odkrytosti je príčinou, že neboli už dávno spoznané. Bohužiaľ, tá istá príčina spôsobuje, že údaje o uložení a hrúbke lutétskych vrstiev prakticky chýbajú. Na povrch vystupujú v morfologickej depressi. Jedine na hrebienku jz. od kóty 643,0 možno konštatovať, že ležia na reiflinských vápencoch. Ich bezprostredný styk s vajskovskými zlepencami budujúcimi priľahlé svahy a hrebene nie je nikde viditeľný, ale morfologická konštelácia nás nabáda konštatovať, že morské lutétske vrstvy predstavujú erozívny a plošne veľmi malý zvyšok vnútrokarpatských paleogénnych sedimentov v podloží kontinentálnych vajskovských zlepencov. Takéto konštatovanie, žiaľ, má istú dávku subjektivity a postráda nezvratnú faktologickú

bázu, ktorú podľa našej mienky možno získať len pomocou umelých odkryvov alebo vrtov.

Objavenie výskytu morského paleogénu v údolí Vajskovského potoka však znamená taký prvok, ktorý jednoznačné riešenie problematiky umožňuje. Nateraz ho považujeme za argument, že bol správny Kettnerov predpoklad o mladšom veku vajskovských zlepencov ako sú morské vrstvy paleogénu na Pohroní. Z toho vyplýva niekoľko zaujímavých úvah o paleogeografii najmä miocénu. Nebudeme ich však rozvíjať, lebo náš záver o vzťahu lutétskych vrstiev k vajskovským zlepencom je nateraz alternatívny.

Záver

Známy komplex červených zlepencov považovaných alternatívne za vrchnokriedový alebo paleogénny v najvýchodnejšej časti Lopejskej kotliny bol kartograficky rozdelený na tri litostratigrafické jednoty. Najväčšiu plochu na povrchu (cca 10 km^2) zaberajú červené karbonátové zlepence auct., ktoré nazývame vajskovské. Nad nimi leží štrková formácia (3–4 km^2), ktorú korelujeme s hronskou štrkovou formáciou (sensu A. Nemčok 1957). Na severnom okraji vajskovských zlepencov na ploche približne 1/4 km^2 sme zistili morské vrchnolutétske zlepencovo-pieskovcové vrstvy s ílovcami. Nevyhovujúce odkryvy tejto litostratigrafickej jednotky sú v morfologickej depressi, z čoho usudzujeme, že ležia pod vápencovými vajskovskými zlepencami budujúcimi priľahlé svahy a hrebene. Takto chápaný vzťah morských vrstiev paleogénu k vajskovským zlepencom potvrdzuje predpoklad R. Kettnera (1950), že tieto posledné sú mladšie než morské vrstvy paleogénu pohronia.

Do tlače odporučil P. Gross.

Literatúra

BANSKÝ, M.–KUBÍNY, D.–TYLEČEK, B. 1972: Valaská–Podbrezová–Medzibrod. Hydrogeologická štúdia. Geofond, Bratislava.

BIELY, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. Geol. Práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69–78.

KETTNER, R. 1940: In: Zpráva o geologickém mapování na listu Brezno: 4463 (str. 11–14). Věstn. Stát. geol. Úst. ČSR, 15, Praha, 1–25.

KETTNER, R. 1950: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská ľadová jaskyňa na Slovensku. Věstn. Král, čes. spol. nauk. Třída mat.-přír., Praha, 1–9.

MAHEĽ, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXVI, Banská Bystrica. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–272.

MATĚJKA, A. 1958: Výskyt bauxitických hornín od Drienovce na jižním Slovensku. Věstn. Ústr. Úst. geol. 33, Praha, 279–281.

MIŠÍK, M. 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35–48.

NEMČOK, A. 1957: Vplyv geologických štruktúr na morfologický vývoj doliny Hrona. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 8, 2, Bratislava, 194–203.

PULEC, M. 1967: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín Západných Karpát. Geofond, Bratislava.
ROTH, Z. 1981: Paleogeografie vnitřních Západních Karpat. Věstn. Ústr. geol. Úst. 56, 1, Praha, 47–52.
SAMUEL, O.–SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–232.
SAMUEL, O. 1975: Foraminifera of Upper Priabonian from Ľubietová (Slovakia). Záp. Karpaty, sér. paleontol. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111–176.
SAMUEL, O. 1977: Nález foraminifér z pestrých vrstiev pri Dobšinskej ľadovej jaskyni a ich stratigrafická interpretácia. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93–103.
ŠTÚR, D. 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- and Gran-Thale. Jb. Geol. Reichsanst. 18, 3, Wien, 337–426.

Anton Biely–Ondrej Samuel

On the age of red "Vajskovský potok (brook) conglomerates" in Lopejská dolina (valley)

Summary

The complex of red conglomerates referred to as upper Cretaceous or Paleogene, in the eastermost part of the Lopejská kotlina (depression) is cartographically divided into three lithostratigraphic units. The most part of the surface (approx. 10 sqkms) is occupied by red carbonate conglomerates, denoted as the Vajskovský potok (brook) conglomerates. They are overlain by a gravel formation (3–4 sqkms) correlated with the Hron gravel formation (A. Nemčok 1957). On the northern margin of the Vajskovský potok (brook) conglomerates, on approx. 1/4 sqkm, are marine Upper Lutetian conglomerate-sandstone beds with shales. Poor exposures of this lithostratigraphic unit are in a morphological depression, so they must be beneath noncalcified Vajskovský potok (brook) conglomerates composing the adjucent slopes and crests. This interpretation of the relation between the Paleogene marine beds and the Vajskové conglomerates supports R. Kettner's (1950) presumption about the conglomerates being younger than marine beds of the Pohronie Paleogene.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Sketch of geological position of Vajskovský potok (brook) conglomerates.
1–Hron gravel formation – Pliocene alluvia of "Prahron"; 2–red Vajskovský potok (brook) conglomerates; 3–conglomerates, sandstones and claystones – Lutetian marine beds; 4–5 Hronicum: 4–middle subordinate nappe, 5–upper subordinate nappe.

Fig. 2 Geological map of occurences of Lutetian marine beds.
1–Gutenstein limestones; 2–Reifling limestones; 3–conglomerates, sandstones, claystones – Upper Lutetian, Vajskovský potok (brook) conglomerates; 4–terrace of Vajskovský potok (brook); 5–loam and debris.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 111–124, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

551.781.52/.782.1(437.64)

Dionýz Vass–Michal Elečko

Litostratigrafické jednotky kiščelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko)

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors define and redefine lithostratigraphic units of the early and main molasses in the Rimavská kotlina (depression) and adjacent part of the Cerová vrchovina Mts. Kiscelian units: the Veľký Blh beds (basal beds), the Číž Formation (main basinal filling), the Hostišovce beds (marginal equivalent to the preceding formation). Egerian units: the Gemerská Panica beds, the Budikovany beds, the Bretka beds (Egerian basal and marginal lithostratigraphic units), and the Lučenec Formation (main basinal filling). The Fiľakovo Formation is Eggenburgian and builds up the Cerová vrchovina Mts.

Hlavnú časť výplne Rimavskej kotliny tvoria sedimenty ranej molasy, ktoré z biostratigrafického hľadiska zodpovedajú kiščelu a egeru. Hlavnú molasu predstavuje piesčité súvrstvie budujúce Cerovú vrchovinu.

V minulosti boli pokusy litostratigraficky rozčleniť treťohory Rimavskej i Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (V. Cílek–M. Pličká 1956, J. Seneš in D. Andrusov 1965), ale navrhované jednotky sa v praxi neujali. Jednotky navrhnuté V. Cílkom a M. Pličkom neboli použité vo vysvetlivkách ku geologickej mape 1:200 000, nepoužil ich ani J. Seneš (l.c.); ním navrhnuté jednotky nenašli uplatnenie v prácach neskorších autorov (D. Vass et al. 1968, D. Vass et al. 1977, ako i rad nepublikovaných správ). Príčiny odmietania litostratigrafického členenia treťohôr boli predovšetkým v tom, že poznatky o treťohornej výplni Rimavskej kotliny boli neúplné a hrozilo nebezpečie, že s pribúdajúcimi poznatkami budú litostratigrafické jednotky často modifikované, redefinované, rôzni autori budú pod jedným názvom rozumieť rôzne veci atď.

V r. 1980 skončili práce geologického a geofyzikálneho výskumu predmetnej oblasti; ich cieľom bolo zostaviť geologické mapy v mierke 1:25 000 a pripraviť podklady pre regionálnu geologickú mapu oblasti v mierke 1:50 000. Pri týchto prácach sa nazhromaždilo mnoho nových poznatkov, ktoré podľa nášho názoru predstavujú dostatočný podklad pre definovanie litostratigrafických jednotiek ranej a staršej hlavnej molasy v predmetnom území. Pri definícii litostratigrafických

RNDr. D. Vass, CSc.,–RNDr. M. Elečko, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

jednotiek sa pridržiavame 2. vydania zásad československej stratigrafickej klasifikácie z r. 1978 (J. Chlupáč edit.).

V kišceli (T. Báldi 1969, str. 27; 1979 str. 45, 46; v minulosti rupel, t. j. oligocén) Rimavskej kotliny vyčleňujeme nasledujúce litostratigrafické jednotky:

1. blžské vrstvy,
2. čížske súvrstvie,
3. hostišovské vrstvy.

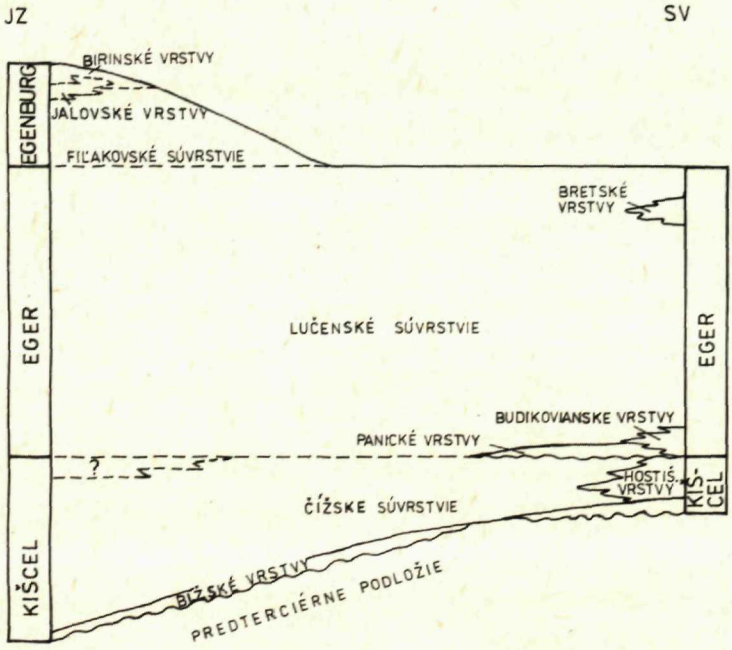
Blžské vrstvy

Názov je odvodený od obce Veľký Blh (okr. Rimavská Sobota) v severnej časti Rimavskej kotliny (obr. 2).

Ide o novú, doposiaľ nedefinovanú litostratigrafickú jednotku. Navrhujeme ju pre bazálne vrstvy kišcelu, ktoré sa litologicky líšia od hlavnej masy sedimentov kišcelu, resp. od lagunárnych vrstiev kišcelu v Rimavskej kotline.

Za stratotypový profil blžských vrstiev sme vybrali bazálne klastické horniny kišcelu prevŕtané v hĺbke 205,0 až 241,8 m vrtom EUP-1, ktorý sa nachádza pri kóte 212,7, 1,5 km jv. od stredu obce Veľký Blh (obr. 2). Popis vrtu je v rukopisnej správe D. Vass et al. 1978, jadrá vrtu sú uložené v sklade hmotnej dokumentácie GÚDŠ.

Blžské vrstvy ležia na predtreťohornom podloží (obr. 1), resp. na jeho zvetralino-



Obr. 1 Schéma laterálnych a vertikálnych vzťahov litostratigrafických jednotiek oligocénu až egenburgu v Rimavskej kotline (a v priľahlej Cerovej vrchovine).

vom plášti (napr. vo vrte RK-2 pri Hostišovciach, ale podobné sedimenty vystupujú na povrch v oblasti Drienčanského krasu, zvlášť v oblasti Kamenného jarku; Ľ. Gaál – ústne oznámenie) a v ich nadloží je čížske súvrstvie, resp. v sv. časti Rimavskej kotliny hostišovské vrstvy. Zatiaľ čo vzťah k podložiu je diskordantný, s nadložím ich spájajú postupné prechody. Tvoria ich klastické horniny: brekcie, zlepence, hrubozrnné pieskovce. Fragmenty, resp. valúny hrubých klastických hornín pochádzajú z hornín bezprostredného podložia. V stratotypovom profile sú to valúny a fragmenty triasových karbonátov. Hrubé klastické horniny týchto vrstiev vo vrte FV-1 pri Blhovciach pozostávajú z fragmentov a valúnov kremeňa, tmavých bridlíc a fylitov. Vo vrte EUP-3 sa našli tiež valúny a úlomky tmavých silicitov. Lokálne sa vo vrstvách vyskytujú fragmenty schránok morských mäkkýšov a foraminifer. Zistená hrúbka vrstiev kolíše od 1 m do 36 m, je väčšia na okraji než v centre Rimavskej kotliny, preto sa domnievame, že tieto vrstvy prechádzajú nielen vertikálne, ale sčasti i laterálne do čížskeho súvrstvia.

Blžské vrstvy nevystupujú na povrch, ale boli zistené v siedmich vrtoch na rôznych miestach Rimavskej kotliny i v Lučenskej kotline. Aj keď sa domnievame, že tieto vrstvy tvoria bázu kišcelu na väčšine plochy jeho vývoja, predsa však nejde o súvislú polohu, pretože vo dvoch vrtoch (RK-2 pri Hostišovciach a EUP-2 pri V. Valiciach) neboli zistené.

V blžských vrstvách sa nenašla pre biostratigrafické účely použiteľná fauna; ku kišcelu ich radíme len na základe pozície v podloží hostišovských vrstiev, resp. čížskeho súvrstvia a postupných prechodov do spomínaných nadložných vrstiev.

Čížske súvrstvie

Názov je odvodený od obce Číž (v okrese Rimavská Sobota) v južnej časti Rimavskej kotliny (obr. 2). Sú ekvivalentom kišcelských ílov (F. Peters 1875).

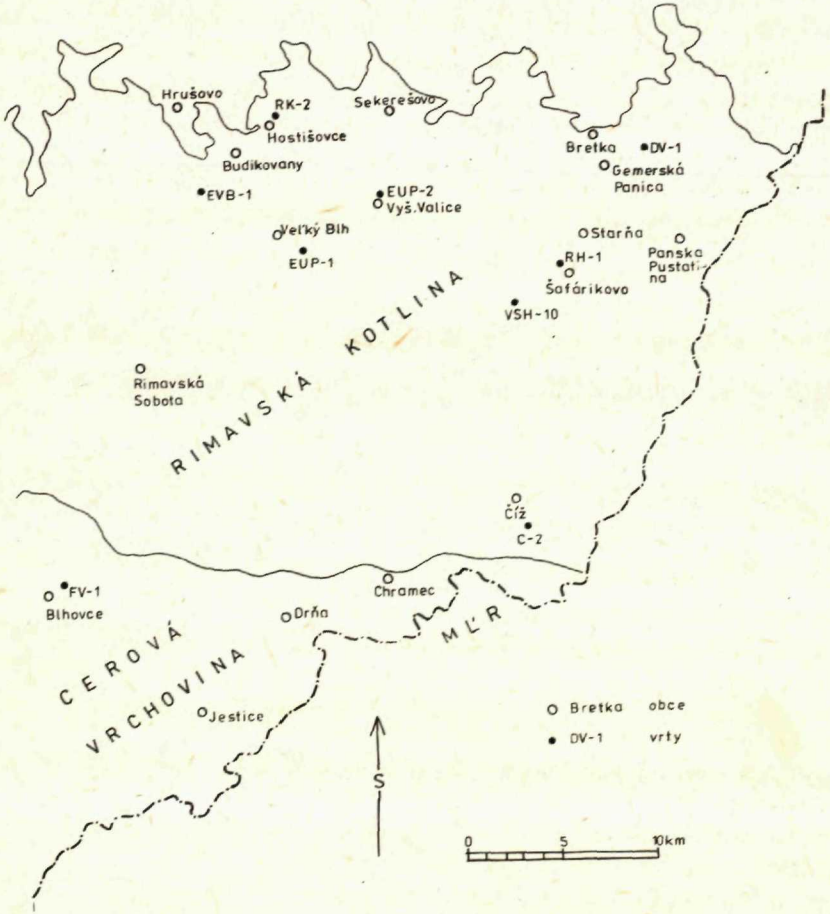
Nový názov pre túto litostratigrafickú jednotku zavádzame preto, že sa nedoporučuje používať jeden a ten istý miestny názov na odvodenie názvu chronostratigrafickej a litostratigrafickej jednotky.

Stratotypový profil súvrstvia predstavuje vrtné jadro z vrtu C-2, hĺbkový interval 591,0–807,0 m. Vrt sa nachádza 1,35 km jjv. od obce Číž pri železničnej trati (obr. 2).

Čížske súvrstvie leží zväčša na blžských vrstvách, alebo lokálne aj priamo na predtreťohornom podloží (vrty RK-2, EUP-2, obr. 1). Nadložím čížskeho súvrstvia sú buď bazálne (panické) vrstvy egeru, alebo lučenské súvrstvie. Vertikálne prechody čížského súvrstvia do podložných blžských vrstiev, ako i do nadložného lučenského súvrstvia sú postupné. Čížske súvrstvie pozostáva z mocného monotónneho komplexu sivých, modrosivých slienitých ílovcov až vápnitých prachovcov. Vrtmi overená maximálna hrúbka v Rimavskej kotline dosahuje 210 m (vrt C-2), resp. v priľahlej oblasti Cerovej vrchoviny 246,4 m (vrt FV-1 pri Blhovciach). Podľa geofyzikálnych údajov predpokladáme, že smerom na juh hrúbka narastá a v pohraničnej oblasti s MĽR presahuje 300 m. Súvrstvie nevystupuje v Rimavskej kotline na povrch, ale podľa vrtov súdime, že je rozšírené takmer v celej kotline i v priestore Cerovej vrchoviny. Na severnom a severovýchodnom okraji kotliny je vystriedané

hostišovskými vrstvami. K čížskemu súvrstviu počítame aj okrajové lagunárne vrstvy v južnej časti Rimavskej kotliny, ktoré by mali tvoriť vrchnú časť súvrstvia. Jediné náznaky týchto vrstiev boli opísané v prvotnej dokumentácii vrtu C-2. (V. Homola 1954), ďalšie vrty ich však nepotvrdili.

V súvrství sa nachádzajú fosílne spoločenstvá morských organizmov. Prítomné sú tiež biostratigraficky významné formy ako *Tritaxia szaboi, Bolivina reticulata, Lenticulina (Planularia) kubinyi* (V. Slavíková 1953, V. Kantorová 1978a). V spoločenstve vápnitej nanoflóry chýba síce vedúca forma štandardnej zóny NP 24, ale sú prítomné, podobne ako v strednom oligocéne Nemecka a Belgicka, ako i v kišcelských íloch severného Maďarska, sprievodné formy tejto zóny – *Reticulofenestra lockeri, R. abisecta, R. bisecta, R. ornata, Helicosphaera intermedia, H. truncana* (R. Lehotayová 1978).



Obr. 2 Situácia stratotypových lokalít litostratigrafických jednotiek kišcelu – egenburgu v Rimavskej kotline (a v priľahlej Cerovej vrchovine).

Kišcelské íly v severnom Maďarsku zaraďuje T. Báldi do vrchnej časti ním definovaného stupňa kišcel (T. Báldi 1979, str. 41, obr. 2, resp. strana 45–46).

Hostišovské vrstvy

Názov je odvodený od obce Hostišovce, v severnej časti Rimavskej kotliny (okr. Rimavská Sobota, obr. 2).

Ide o novú, doposiaľ nedefinovanú litostratigrafickú jednotku. Predstavuje okrajový lagunárny vývoj kišcelu v severnej časti Rimavskej kotliny. Tieto vrstvy sa odlišujú litologickou náplňou od čížskeho súvrstvia a litologicky i stratigrafickou pozíciou od blžských vrstiev.

Stratotyp vrstiev sa nachádza v chotári obce Hostišovce, kde bol prevŕtaný vrtom RK-2 v hĺbke od 98,2 m do 102,0 m. Vrt sa nachádza na severnom okraji obce (obr. 2). Podrobná dokumentácia vrtu je v rukopisnej správe D. Vass (1966), jadrá vrtu sú uložené v skladoch hmotnej dokumentácie GÚDŠ.

Hostišovské vrstvy ležia na blžských vrstvách, resp. na zvetralinách predtreťohorného podložia a sú zakryté bazálnymi vrstvami egeru (panické vrstvy), laterálne sa zastupujú ako uvádzame vyššie s čížskym súvrstvím (obr. 1).

S podložím, t. j. s blžskými vrstvami ich spájajú postupné prechody, ale medzi oboma litostratigrafickými jednotkami je markantný litologický rozdiel.

Styk s nadložím je ostrý; bazálne panické vrstvy egeru ležia na hostišovských vrstvách transgresívne so skrytou diskordanciou. Hostišovské vrstvy sú tvorené sivými, nazelenalými slienitými ílmi s polohami uhoľných ílov a s laminkami lesklého uhlia. Ich hrúbka kolíše od cca 4 m do 18 m.

Na povrch tieto vrstvy nikde nevystupujú, podľa údajov získaných vrtmi predpokladáme, že sú rozšírené v priestore medzi obcami Otročok a Dlhá Ves a v širšom okolí obce Hostišovce.

Vrstvy obsahujú brakickú a morskú faunu, avšak biostratigraficky významné druhy v nich zistené neboli, podobne sa nenašla ani vápnitá nanoflóra. Spoločenstvá sporomorf obsahujú oligocénne prvky (P. Snopková 1975). Podklady pre biostratigrafické zaradenie vrstiev teda chýbajú. Ku kišcelu ich zaraďujeme na základe nasledujúcej úvahy:

– hostišovské vrstvy ležia bezprostredne na predtreťohornom podloží, resp. na jeho zvetralinovom plášti a blžských vrstvách a pod bazálnymi brekciami egeru (panické vrstvy),

– ich výskyt nie je lokálny, ale sú známe z troch vrtov v s. a sv. časti Rimavskej kotliny.

Prítomnosť hrubých klastických hornín v nadloží hostišovských vrstiev, teda ostrá litofaciálna zmena, dokumentuje paleogeografické zmeny, ktoré spôsobili, že plochý zarovnaný reliéf sa zmenil v reliéf morfologicky výraznejší, z ktorého bol splavovaný hrubý detrit.

Z uvedeného vyplýva, že hostišovské vrstvy zodpovedajú sedimentačnému cyklu staršiemu než egerský. Najskôr predstavujú plytkovodný okrajový vývoj kišcelu, resp. čížskeho súvrstvia.

V egeri (sensu T. Báldi–J. Seneš in I. Cícha–J. Seneš 1968, A. Papp et al. 1974 str. 768; v minulosti šat, chatt, akvitan) Rimavskej kotliny vyčleňujeme nasledujúce štyri litostratigrafické jednotky:

- panické vrstvy,
- budikovianske vrstvy,
- bretské vrstvy,
- lučenské súvrstvie.

Panické vrstvy

Názov je odvodený od obce Gemerská Panica (okr. Rimavská Sobota), v severovýchodnej časti Rimavskej kotliny (obr. 2).

Panické vrstvy sú nová doposiaľ nedefinovaná litostratigrafická jednotka. Navrhujeme ju s cieľom vyčleniť bazálne klastické vrstvy egeru, ktoré sa litologicky i stratigrafickou pozíciou líšia od ostatných litostratigrafických jednotiek egeru Rimavskej kotliny.

Stratotypový profil panických vrstiev je vo vrte DV-1 v hĺbke 212,6 až 213,3 m. Vrt bol hĺbený pri kóte 274,8; 3,5 km vsv. od Gemerskej Panice (obr. 2). Popis vrtu je v rukopisnej správe M. Elečko et al. (1975), jadro je uložené v skladoch hmotnej dokumentácie GÚDŠ. Hrúbka panických vrstiev v tomto vrte je síce malá, ale pozícia na báze egeru je tu najvierohodnejšie preukázaná.

Panické vrstvy ležia transgresívne na hostišovských vrstvách, resp. na čížskom súvrství alebo priamo na predtreťohornom podloží. V ich nadloží sú buď budikovianske vrstvy alebo lučenské súvrstvie (obr. 1), do ktorých prechádzajú postupne, avšak medzi nimi a oboma nadložnými litostratigrafickými jednotkami je zreteľná litologická odlišnosť. Panické vrstvy sú tvorené klastickými sedimentmi: zlepencami, brekciami a pieskovcami. Fragmenty a valúny klastických hornín pozostávajú z hornín predtreťohorného podložia (tmavé bridlice seisu, červené pieskovce, triasové karbonáty). Hrúbka vrstiev kolíše od 0,3 do 7,3 m.

Sú rozšírené v severnej časti Rimavskej kotliny, príp. aj v strednej časti kotliny na šafárikovskej elevácii. Známe sú predovšetkým z vrtných prác.

Panické vrstvy sú bazálnou litostratigrafickou jednotkou, ktorá prechádza vertikálne čiastočne i laterálne do lučenského súvrstvia, resp. je ekvivalentom alebo čiastkovým ekvivalentom budikovianskych vrstiev. Obsahujú zriedkavé zvyšky morských organizmov. Z biostratigrafického hľadiska najvýznamnejší je nález veľkej foraminifery *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis* vo vrte EVB-1 pri obci Papča (M. Vaňová 1978), ktorá umožňuje zaradiť predmetné vrstvy do spodného egeru.

Budikovianske vrstvy

Názov je odvodený od obce Budikovany (okr. Rimavská Sobota), v severnej časti Rimavskej kotliny (obr. 2).

Budikovianske vrstvy sú novou litostratigrafickou jednotkou J. Seneš (in F.

Steininger et al. 1975, str. 81) ich označuje – „egerská formácia, bazálne bioklastické vápence". Ako samostatnú litostratigrafickú jednotku tieto vrstvy vyčleňujeme preto, lebo sa litologicky líšia od panických vrstiev. Miestami, ako napr. na typickej lokalite, zastupujú panické vrstvy, inde ležia nad nimi (napr. vo vrte RK-2 pri Hostišovciach). Ich stratotypová lokalita sa nachádza v rokline 0,85 km severne od kostola v obci Budikovany.

Budikovianske vrstvy ležia na panických vrstvách, resp. na predtreťohornom podloží; v ich nadloží je lučenské súvrstvie, s ktorým sa čiastočne laterálne zastupujú (obr. 1). Prechod do lučenského súvrstvia je postupný, ale obe litostratigrafické jednotky sú litologicky odlišné. Budikovianske vrstvy sú tvorené bioklastickými vápencami, ktoré lokálne prechádzajú až do vápnitých organogénnych pieskovcov s hojným výskytom litotamnií a veľkých foraminifer. Hrúbka budikovianskych vrstiev kolíše od 2 m do 11,4 m. Sú rozšírené v sz. časti Rimavskej kotliny v okolí obcí Hostišovce, Budikovany, Sekerešovo, Hrušovo.

Budikovianske vrstvy obsahujú hojnú morskú makro- i mikrofaunu včítane biostratigraficky významného druhu *Miogypsina* (*Miogypsinoides*) *formosensis* (A. Papp in F. Steininger et al., l.c.), na základe čoho radíme tieto vrstvy do spodného egeru.

Neprítomnosť mladších evolučných foriem tohoto rodu biostratigraficky odlišuje budikovianske vrstvy, ako aj vrstvy panické, od bretských vrstiev. V prípade budikovianskych vrstiev na to poukázal už J. Seneš (in F. Steininger et al. 1975, str. 81, 82).

Budikovianske vrstvy, ako sme uviedli vyššie, sú buď úplným alebo čiastočným ekvivalentom panických vrstiev a laterálne i vertikálne prechádzajú do lučenského súvrstvia. Sú vlastne okrajovým ekvivalentom spodnej časti tohoto súvrstvia.

Bretské vrstvy

Názov je odvodený od obce Bretka (okr. Rimavská Sobota), na sv. okraji Rimavskej kotliny (obr. 2).

Túto litostratigrafickú jednotku definoval J. Seneš (in T. Báldi–J. Seneš et al. 1975, str. 63, 64), ovšem autor ju považoval za jednotku vyššieho radu – „Bretka Formation", t. j. bretské súvrstvie; my sa však domnievame, že ide o významom i rozsahom podobnú litostratigrafickú jednotku ako vyššie definované budikovianske vrstvy, resp. panické vrstvy, a na druhej strane jednotku významom i rozsahom odlišnú od lučenského súvrstvia. Stratotypový profil sa nachádza na sz. okraji obce Bretka, resp. v samotnej obci Bretka.

Bretské vrstvy sú tvorené detritickými sivými vápencami, brekciami a zlepencami. Zvlášť detritické vápence sú veľmi podobné vápencom budikovianskych vrstiev. Hruboklastické horniny pozostávajú z fragmentov valúnov mezozoických hornín bezprostredného okolia, resp. podložia bretských vrstiev (valúny a fragmenty triasových karbonátov rádiolaritov a serpentinitov). Hrúbka kolíše od 0,5 m do 30,0 m. Bretské vrstvy sú rozšírené v sv. časti Rimavskej kotliny v okolí obcí Bretka, Starňa, pri samote Pánska Pustatina a boli zistené tiež v niektorých vrtoch v okolí Šafárikova (VSH-10, RH-1).

Bretské vrstvy obsahujú veľmi bohatú faunu vrátane druhov *Miogypsina gunteri, Miogypsina tani* a *Flabellipecten carryensis* (M. Vaňová 1959, A. Papp 1960), ktoré sú z biostratigrafického hľadiska dôležité. Na základe týchto druhov možno bretské vrstvy korelovať so štandardnou planktónovou zónou N 4, t. j. s vrchnou časťou egeru (porovnaj M. Vaňová in T. Báldi, J. Seneš et al. 1975, str. 193; J. Seneš in F. Steininger et al. 1975, str. 81). Z uvedeného teda vyplýva, že bretské vrstvy obsahujú mladšie prvky rodu *Miogypsina* a že nie sú časovým ekvivalentom budikovianskych ani panických vrstiev, ale sú mladšie.

Predmetné vrstvy ležia priamo na predtreťohornom podloží a sú zakryté šlírmi lučenského súvrstvia (obr. 1). Považujeme ich za okrajový vývoj vrchného egeru; laterálne i vertikálne sa zastupujú s vrchnou časťou lučenského súvrstvia.

Lučenské súvrstvie

Názov je odvodený od mesta Lučenec v Lučenskej kotline (obr. 2). Sedimenty lučenského súvrstvia opísal pod názvom lučenské vrstvy J. Seneš (in D. Andrusov 1965, str. 317–318). V. Cílek–M. Plička (1956, str. 14–19) časť tohoto súvrstvia nazvali „rimavsko-sobotské súvrstvie". K lučenskému súvrstviu radíme aj prechodné súvrstvie a I. horizont darnianskych vrstiev spomínaných autorov. Na rozdiel od J. Seneša (l.c.) predmetnú litostratigrafickú jednotku považujeme za jednotku vyššieho radu než vrstvy, t. j. považujeme ju za súvrstvie.

Stratotyp lučenského súvrstvia sa nachádza v hlinisku veľkokapacitnej tehelne na sz. okraji mesta Lučenec, kde je však odokrytá len časť súvrstvia. Hypostratotypový profil celého súvrstvia je vrt FV-1, hĺbkový interval 106,5–810,8 m. Vrt bol hĺbený 0,7 km vsv. od kostola v obci Blhovce, 350 m jjv. od kóty 203,7.

Lučenské súvrstvie leží zväčša na čížskom súvrství a vyvíja sa z neho bez príznakov prerušenia sedimentácie, pri okraji Rimavskej kotliny leží na panických vrstvách, resp. budikovianskych vrstvách alebo priamo na predtreťohornom podloží (obr. 1). Vzájomné vzťahy k týmto vrstvám, ako aj k bretským vrstvám sú uvedené vyššie.

V Rimavskej kotline je lučenské súvrstvie zakryté hlavne štvrtohorami, resp. po dlhodobej denudácii sa naň uložili vulkanoklastické horniny bádensko-sarmatského veku, resp. kontinentálne sedimenty ďáku (poltárske súvrstvie). V Cerovej vrchovine sa zachovali sedimenty obdobia nasledujúceho bezprostredne po uložení súvrstvia, t. j. fiľakovské súvrstvie egenburského veku. Obe súvrstvia sú spojené postupnými prechodmi, avšak litologicky sú odlišné. Lučenské súvrstvie je tvorené monotónnym komplexom sivých modrastých, vo zvetranom stave sivožltých až žltohnedých vápnitých prachov s bridličnatým až lastúrnatým rozpadom (šlír). V súvrství sa sporadicky vyskytujú nehrubé polohy prachových pieskov, resp. prachových ílov. Hrúbka súvrstvia sa pohybuje od niekoľkých metrov (v s. časti kotliny) do cca 700 m (overené vrtmi), resp. až 1100 m (predpokladaná hrúbka na základe geofyziky). Lučenské súvrstvie je rozšírené v celej Rimavskej a Lučenskej kotline, miestami zasahuje aj do Ipeľskej kotliny.

Lučenské súvrstvie obsahuje bohatú morskú makro- i mikrofaunu, nanoflóru i sporomorfy. Z biostratigrafického hľadiska významné spoločenstvá nanoflóry,

ktoré síce neobsahujú indexové skameneliny štandardných zón, obsahujú významné sprievodné formy štandardných zón NP 25 a NN 1, ako sú: *Reticulofenestra abisecta, R. lockeri, Prinsius minutus, Pontosphaera multipora*, fylogeneticky mladšie formy druhu *Helicosphaera* cf. *carteri* (R. Lehotayová 1978). V spoločenstvách foraminifer sú prítomné druhy typické pre eger južného Slovenska: *Lenticulina moravica, L. culrata, Uvigerina hantkeni, Heterolepa dutemplei, Globigerina ouachitaensis, Gl. praebulloides* (V. Kantorová 1978a, b). Spoločenstvo sporomorf má mladší charakter než spoločenstvá kišcelu a je zhodné so spoločenstvami egeru centrálnej paratetýdy (P. Snopková 1975, 1978).

Lučenské súvrstvie leží na bazálnych panických vrstvách egeru, miestami kde tieto chýbajú, leží priamo na predtreťohornom podloží, resp. leží na čížskom súvrství, z ktorého sa v južnej časti Rimavskej kotliny postupne vyvíja. Laterálnym ekvivalentom spodnej časti súvrstvia sú panické a budikovianske vrstvy; vrchná časť súvrstvia na sv. okraji kotliny laterálne prechádza do bretských vrstiev.

Egenburg v Rimavskej kotline nebol zistený. Egenburské horniny však budujú Cerovú vrchovinu. V jej východnej časti, ktorá prilieha k Rimavskej kotline vyčleňujeme v egenburgu fiľakovské súvrstvie.

Fiľakovské súvrstvie

Názov je odvodený od mesta Fiľakova v okrese Lučenec, ktoré leží v Cerovej vrchovine a fiľakovské súvrstvie sa na jej stavbe podieľa významnou mierou.

Fiľakovské súvrstvie pod názvom fiľakovské vrstvy opísal J. Seneš (in D. Andrusov 1965, str. 318). Prevažnú časť označil V. Cílek–M. Plička (1956, str. 20–23) ako „darňské vrstvy", avšak ich vrchnú a spodnú časť, t. j. I. a IV. horizont, nezahrňujeme k fiľakovskému súvrstviu. Na rozdiel od J. Seneša (l.c.) predmetnú litostratigrafickú jednotku považujeme za jednotku vyššieho radu než vrstvy, t. j. za súvrstvie. Nový biostratigrafický výskum predmetných vrstiev ukázal, že toto súvrstvie nepatrí egeru, resp. akvitánu (kam ho radil J. Seneš, l.c.; porov. tiež J. Seneš in T. Báldi–J. Seneš et al. 1975) ale egenburgu.

Stratotypový profil sa nachádza vo v. časti Cerovej vrchoviny na z. svahu nepomenovanej kóty 315,7 na v. okraji resp. v. od obce Jestice (okr. Rimavská Sobota, obr. 2).

Fiľakovské súvrstvie leží na lučenskom súvrství (obr. 1) – vzájomné prechody sú diskutované vyššie. Tvoria ho hnedé, resp. za čerstva sivé rozpadavé vápnité pieskovce s pevnými lavicami pieskovcov, ktoré na prirodzených odkryvoch tvoria rímsovité výčnelky. Na báze súvrstvia sa nachádzajú rozpadavé pieskovce bez lavíc a vnútri súvrstvia ílovitejšie rozpadavejšie pieskovce šlírového vzhľadu. Hrúbku súvrstvia dosahuje okolo 200 m.

Fiľakovské súvrstvie je rozšírené v celej Cerovej vrchovine.

Fiľakovské súvrstvie obsahuje morskú faunu veľmi sporadicky. Predstavujú ju hlavne spoločenstvá foraminifer, okrem toho je prítomná vápnitá nanoflóra. V spoločenstvách foraminifer sa vyskytujú planktónové prvky doposiaľ neznáme z juhoslovenského egeru, reprezentované druhmi *Catapsydrax* cf. *dissimilis, Globigerina*

cf. *praebulloides, Globigerina* sp. ako i bentosové druhy typické pre egenburg: *Uvigerina parviformis, U. parkeri breviformis, U. bononiensis primiformis* (V. Kantorová 1980). V spoločenstvách nanoflóry bol zistený inexový druh štandardnej zóny NN 2 *Discoaster druggi*, ako aj ďalšie sprievodné formy tejto zóny (R. Lehotayová 1980). Z uvedeného teda vyplýva, že fiľakovské súvrstvie treba považovať za egenburg.

Čo sa laterálnych a vertikálnych vzťahov súvrstvia týka, vyvíja sa toto súvrstvie postupne z lučenského súvrstvia egeru. Smerom do nadložia a čiastočne i laterálne svojou vrchnou časťou prechádza do litofácií egenburgu, ktoré nie sú typicky vyvinuté vo východnej časti Cerovej vrchoviny a ktoré ešte neboli litostratigraficky rozčlenené.

Vo východnej časti Cerovej vrchoviny v nadloží fiľakovského súvrstvia vyčleňujeme dve neformálne litostratigrafické jednotky. Ide o jalovské vrstvy* – pieskovce s veľkým šikmým zvrstvením a biriňské vrstvy** – hrubozrnné pieskovce s glaukonitom (obr. 1) budujúce vrcholy Cerovej vrchoviny v pohraničnej oblasti medzi obcami Drňa a Chramec. Tieto litostratigrafické jednotky treba považovať za jednotky predbežne vymedzené. Zodpovedá im IV. horizont drnianskych vrstiev (sensu V. Cílek–M. Plička 1956). Posúdiť ich opodstatnenosť by bolo možné podrobným štúdiom egenburgu na priľahlom maďarskom území, kde majú pravdepodobne väčšie rozšírenie (vrchnooligocénne krížovozvrstvené pieskovce v práci J. Tomora 1948, str. 769–770 a mapová príloha).

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát III. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–392.

BÁLDI, T. 1969: On the Oligocene and Miocene stages of the Central Paratethys and on the Formations of the Egerian in Hungary. Annal. Univ. Sc., Sect. Geologica, 12, Budapest, 19–28.

BÁLDI, T.–SENEŠ, J. et al. 1975: Chronostratigraphie und Neostratotypen 5, Egerien, Veda, Bratislava, 1–577.

BÁLDI, T. 1979: Changes of Mediterranean (? Indopacific) and Boreal influences on Hungarian marine molluscfaunas since Kiscelian unifil Eggenburgian times; the stage Kiscellian. Ann. Géol. Pays Hellén, Tome hors série fasc. I., Athens, 39–49.

CICHA, I.–SENEŠ, J. 1968: Sur la position du miocéne de la Paratethys Central dans la cadre du Tertiaire de l'Europe. Geol. Zbor. Geol. carpatica, 19, Bratislava, 95–106.

CÍLEK, V.–PLIČKA, M. 1956: Geologické poměry oligocénu v širokém okolí Rim. Soboty na jv. Slovensku, Sbor. Ústř. Úst. geol. Praha, 7–37.

ELEČKO, M.–PRISTAŠ, J.–MELLO, J. et al. 1975: Vysvetlivky k základnej geologickej mape listy: M-34-125-D-a (Šafárikovo); M-34-125-D-b (Dlhá Ves). Geofond, Bratislava.

HOMOLA, V. 1954: Opěrní vrtby v beskydské sp. křídě, oligocénu vých. Slovenska a neogénu... Geofond, Bratislava.

CHLUPÁČ, I. (edit.) 1978: Zásady československé stratigrafické klasifikace, Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 6, Praha, 321–331.

---

* Podľa Jalovej samoty jv. od obce Drňa, okr. Rimavská Sobota.

** Podľa kopca Biriň, jv. od obce Drňa, okr. Rimavská Sobota.

KANTOROVÁ, V. 1978a: Foraminiferové tanatocenózy z vrtu FV-1 Blhovce. Geofond, Bratislava.
KANTOROVÁ, V. 1978b: Stratigrafické zhodnotenie morských terciérnych sedimentov z listu Radnovce, Veľký Blh a Uzovská Panica podľa foraminifer. Geofond, Bratislava.
KANTOROVÁ, V. 1980: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie morských terciérnych sedimentov z listov Jesenské a Hostice. Geofond, Bratislava.
LEHOTAYOVÁ, R. 1978: Vápnitá nanoflóra lokality Blhovce (vrt FV-1). Geofond, Bratislava.
LEHOTAYOVÁ, R. 1980: Vápnitá nanoflóra sedimentov k úlohe 151/16 – list Hostice a Jesenské. Geofond, Bratislava.
PAPP, A. 1960: Das Vorkommen von Miogypsina in Mitteleuropa. Mitt. Geol. Gesell., 51, Wien, 219–227.
PAPP, A. et al. 1974: Principes de la subdivision stratigraphique de la Paratethys Centrale. Me. Bur. Rech. Geol. Min. 2, 78, Paris, 767–774.
PETERS, F. 1875: Geologische Studien aus Ungarn 1. Die Ungebung von Ofen. Jb. Geol. Reichsanst. 8, Wien, 308–334.
SLAVÍKOVÁ, K. 1953: Mikrobiostratigrafie panonské pánve dílčí úkol: Mikrobiostratigrafie východoslov. oligocénu, hlubinná vrtba Cakov 2. Manuskript – archív Ústř. Úst. geol., Brno.
SNOPKOVÁ, P. 1975: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu DV-1 (lokalita Dlhá Ves). Geofond, Bratislava.
SNOPKOVÁ, P. 1978: Palinologický výskum vzoriek z vrtu FV-1 (Blhovce). Geofond, Bratislava.
STEININGER, F.–PAPP, A.–CICHA, I.–SENEŠ, J. 1975: Marine Neogene in Austria and Czechoslovakia. VIth Congress 1975, Bratislava, Excursion "A". Veda, Bratislava, 6–183.
TOMOR, J. 1948: Die Geologischen Verhältnisse von Ózd-Hangony-Domaháza-Zabar und Umgebung. Magyar. Áll. Földt. Int. Évi jelentése 1939-40, II, Budapest, 751–777.
VAŇOVÁ, M. 1959: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepencov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. Geol. Práce, Zoš. 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143–198.
VAŇOVÁ, M. 1978: Veľké foraminifery od Hostišoviec. Geofond, Bratislava.
VASS, D. 1966: Vyhodnotenie výsledkov I. etapy výskumu problému: Uhlie v Rimavskej kotline. Geofond, Bratislava.
VASS, D. 1968: Dependence of the development of Tertiary basins in the inner side of the West Carpathian arch upon the structure of the substratum. Geol. Práce, Správy 44–45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137–147.
VASS, D.–ELEČKO, M.–BAJTOŠOVÁ, E. 1977: Vyhodnotenie zrnitostných analýz z egerských šlírov východnej časti Rimavskej kotliny. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99–112.
VASS, D.–ELEČKO, M.–PRISTAŠ, J. 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape listy M-34-125-C-a (Veľký Blh), M-34-125-C-b (Uzovská Panica), M-34-125-C-d (Radnovce). Geofond, Bratislava.

Dionýz Vass–Michal Elečko

Kiscelian to Eggenburgian lithostratigraphic units in Rimavská kotlina (depression) and Cerova vrchovina Mts. (South Slovakia)

Summary

Having accomplished detail geological mapping of the Rimavská kotlina (depression) and the adjacent part of the Cerová vrchovina Mts., we define and redefine principal lithostratigraphic units of the region in accordance with the Czechoslovak stratigraphical classification (J. Chlupáč 1978).

So the Kiscelian chronostratigraphic stage comprises (Fig. 1, 2):

The Blh beds (after the village Veľký Blh in the nothern part of the Rimavská kotlina) forming the base of the Kiscelian. They rest on a pre-Tertiary basement (on its mantle rock) and are overlain by the Číž Formation, and by the Hostišov beds in the northern part of the depression. The Blh beds consist of clastic sediments – breccias, conglomerates coarse-grained sandstones. They range from 1 to 36 m in thickness. They do not contain biostratigraphically significant fauna and are ranged to the Kiscelian according to their position in the basement of the above mentioned formation;

The Číž Formation. The stratotype of the formation is the profile of the bore hole C-2 1.4 km SSE of the village Číž. The Číž Formation overlies The Veľký Blh beds or the pre-Tertiary basement in turn and it is overlain by the Lučenec Formation or the Gemerská Panica beds. In the northern part of the depression the Číž Formation is laterally replaced by the Hostišovce beds. As for lithology, the Číž Formation is monotonous, composed of marly shales and calcareous siltstones. It ranges to 300 m in thickness. The Číž Formation contains biostratigraphically significant species *Tritaxia szaboi, Bolivina reticulata, Lenticulina kubinyi* (V. Slavíková 1953, V. Kantorová 1978a) and associated forms of standard nannoplankton zone NP 24 (R. Lehotayová 1978).

The Hostišov beds (after a village in N-part of the Rimavská kotlina) are lateral equivalent to the Číž Formation. They rest on the Blh beds and in the basement of the Budikovany beds or of the Panica beds. They consist of marly clays with coal clays and lamines of lustrous coal. They range from 3.8 to 17.6 m in thickness. The Hostišov beds do not contain stratigraphically significant fauna. A sporomorph assemblage contains Oligocene elements (P. Snopková 1975). The Hostišov beds are ranged to the Kiscelian according to their position in the overlier of the Blh beds and in the basement of basal clastics or Egerian organodetrital sediments (the Panica and the Budikovany beds).

The Egerian chronostratigraphic stage comprises (Fig. 1, 2):

The Panica beds (after the village Gemerská Panica in NE part of the Rimavská kotlina) are the base of the Egerian. They rest on Kiscelian beds (the Hostišovce beds or the Číž Formation) or directly on the pre-Tertiary basement. They are overlain by the Budikovany beds or the Lučenec Formation. The Panica beds consist of clastic sediments: conglomerates, breccias, sandstones. They range from 0.3–7.30 m in thickness and contain *Miogypsina formosensis* (M. Vaňová 1978), indicative of their Lower Egerian age.

The Budikovany beds (after a village in N part of the Rimavská kotlina) rest on the pre-Tertiary basement, on the Panica beds and are overlain by the Lučenec Formation. The Budikovany beds are partly laterally replaced by the Lučenec Formation. They consist of bioclastic limestones and organogenic sandstones, and range from 2.0 to 11.4 km in thickness. The Budikovany beds are on the northern margin of the Rimavská kotlina. They contain plentiful marine fauna, mostly larger foraminifers including the species *Miogypsina formosensis* (A. Papp in F. Steininger et al. 1975, p. 81) indicative of their Lower Egerian age.

The Bretka beds (after a village in the N part of the Rimavská kotlina) were defined by J. Seneš (in T. Báldi, J. Seneš 1975, pp. 63, 64) as a formation. They rest on the pre-Tertiary basement, and pass both laterally and vertically into the Lučenec Formation. The Bretka beds consist of detrital limestones, breccias and conglomerates and range from 0.5 to 30.0 m in thickness. They are along the nothern and northwestern margins of the Rimavská kotlina. The Bretka beds contain plentiful marine fauna including biostratigraphically significant species: *Miogypsina gunteri, M. tani* and *Flabellipecten carryensis* (M. Vaňová 1959, A. Papp 1960). They are correlated with the standard planktonic zone N 4 i.e. with the upper part of the Egerian (cf. M. Vaňová in T. Báldi, J. Seneš et al. 1975, p. 193; J. Seneš, F. Steininger et al. 1975, p. 81).

The Lučenec Formation. We redefine here the content and the name of the long ago defined unit – the Lučenec beds (J. Seneš in D. Andrusov 1965, p. 317, 318).

The Lučenec Formation rests on the Budikovany beds, the Panica beds, directly on the Kiscelian (on the Číž Formation) or directly on the pre-Tertiary basement, and their upper part is laterally replaced by the Bretka beds. In the Cerová vrchovina Mts. the Lučenec Formation is covered by the Fiľakovo Formation. As for lithology, it is a monotonous complex of calcareous silts (schlier). Their thickness overpasses 1000 m. Besides in the Rimavská kotlina (depression), the Cerová vrchovina Mts., the Lučenec formation is also in the Lučenská and the Ipeľská kotlina depressions. It contains plentiful marine fauna, nannoflora and sporomorphs, including associated forms of standard zones NP 25 and NN 1 (R.

Lehotayová 1978) and foraminifers like *Lenticulina moravica, L. cultrata, Uvigerina hantkeni, Heterolepa dutemplei, Globigerina ouachitaensis, Gl. praebulloides* (V. Kantorová 1978a, b). The assemblage of organisms facilitates correlation of the formation with the Egerian.

The Eggenburgian chronostratigraphic stage comprises (Fig. 1, 2):

The Fiľakovo Formation. Here we redefine the content and the name of formerly defined unit – the Fiľakovo beds (J.Seneš in D. Andrusov 1965, p. 318). The Fiľakovo Formation is above the Lučenec Formation and consists of calcareous sandstones with sandstone banks. They are up to 200 m thick and build up the Cerová vrchovina Mts. The Fiľakovo Formation contain Lower Miocene microfauna – *Catapsidrax* cf. *dissimilis, Globigerina* cf. *praebulloides, Globigerinoides* sp., *Uvigerina parviformis, U. perkeri breviformis, U. boneniensis primiformis* (V. Kantorová 1980) and an assemblage of standard nannoplankton zone NN 2 including the index species *Discoaster druggi* (R. Lehotayová 1980); indicative of the Eggenburgian.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Scheme of lateral and vertical relations of Oligocene to Eggenburgian lithostratigraphic units in Rimavská kotlina depression (and in adjacent Cerová vrchovina Mts.).

Fig. 2 Situation of stratotyp localities of Kiscelian – Eggenburgian lithostratigraphic units in Rimavská kotlina depression (and in adjacent Cerová vrchovina Mts.).

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 125–134, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

Robert Marschalko

551.24 : 552.51 (437.6+4)

Paleotektonický význam flyšových sedimentov pri analýze kôry alpínskej geosynklinály

4 fotogr. tab. (XXIII–XXVI), anglické resumé

Abstrakt. Spôsob dezintegrácie kôry geosynklinály možno ľahko dešifrovať z rozboru sedimentárnych hornín flyšového cyklu. V článku sa uvádza, že najčastejšie typy klastických hornín vo flyši Západných Karpát sú litické pieskovce, droby, menej karbonátový flyš. Významné paleotektonické typy, ako olistostrómy a olistotrymy sa akumulujú pri aktívnych hranách vertikálne zdvihaných ale aj horizontálne transportovaných segmentov kôry. V oblastiach vysokého tektonického namáhania a šmyku (napr. pieninské bradlové pásmo) bude ťažké rozlíšiť sedimentárne bradlá (olistotrymy) od tektonických. Pre bradlové pásmo je obťažné používať termín melanž. Zo základných znakov melanže sú v bradlovom pásme jasne vyvinuté len niektoré (tab. XXV a XXVI), aj to len v plošne omedzenom rozsahu a v určitých exponovaných zónach.

Flyšová formácia vrhá svetlo nielen na charakter deformácií a súčasnú štruktúru pásmových pohorí, ale hlavne na ich paleotektonický vývoj. Utvára sa v kulminačnom štádiu orogenetických pohybov a odráža materiálové zloženie kôry mobilných intra- a extrabazénových zdrojov, dnes už pre priame pozorovanie neprístupných.

Podľa súčasných predstáv sa flyšové bazény utvárajú po okrajoch mobilných blokov a citlivo reagujú na ich tektonickú aktivitu. Prúdová sedimentológia a mineralogicko-petrografický výskum flyšu ukázali, že petrografické rozdiely v charaktere sedimentárnej výplne sú riadené tektonicky. Stabilita alebo reaktivita zdrojov a ich geologická stavba vplývajú na petrografické rozdiely stavebných zložiek flyšu.

Flyšové pieskovce Álp, Karpát, balkanid a Kavkazu, spadajúce do časového intervalu jura–paleogén, vytvárajú 1000 km^3 detritických sedimentov. Je na mieste otázka odkiaľ pochádzajú: z intrageosynklinálnych pásiem alebo z kratónov, aké bolo zloženie týchto zdrojov. Podľa látkového zloženia usudzujeme na typy kôry nasledovne:

Najčastejšie sú prítomné nezrelé typy klastických hornín. Ide o slabo resedimentované rezíduá blízke svojím zložením materským horninám, predstavujúce rozsiahlu kategóriu *drôb a litických pieskovcov* (*arenitov*). Chemicky nestále horninové

Ing. R. Marschalko, CSc., Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

úlomky potrebujú eróziu neúplne zvetraných zvyškov. Erózia zasiahla horniny vrchnej časti kôry – suprakrustálne – zložené jednak z predtým uložených sedimentov (najmä pieskovcov, mikritických vápencov, dolomitov), ich nízkometamorfných ekvivalentov (bridlíc, fylitov) a z efuzívnych vulkanických kyslých, intermediárnych a bázických hornín. Ak sú narezané plutonické alebo vyššie metamorfované masívy zbavené suprakrustálnych elementov, flyšové pieskovce obsahujú vyššie podiely živcov. Litické pieskovce a droby boli derivované z hornín samotnej geosynklinály alebo z hornín starších tektonických cyklov a vytvárajú až 90 % výplne flyšových bazénov. Dobré príklady sú známe z vonkajšieho flyšového pásma Karpát (M. Eliáš 1963, R. Unrug 1968, T. Ďurkovič 1966, I. M. Afanasjeva 1979), z flyšu vnútrokarpatského paleogénu (R. Marschalko 1966) a flyšu helvétskych jednotiek.

Niektoré flyše sú preplnené karbonátovými detritickými materiálmi – *karbonátové flyše*; sú produktom deštrukcie vápencových alebo dolomitových masívov. Poukazujú na miestny pôvod možno iba v dosahu zdvíhajúcej sa časti toho istého bazénu alebo vynárania 100 km dlhých pásiem zložených z hornín geosynklinály. Podľa výskytu a typu karbonátovej výplne treba rozoznávať dva typy karbonátového flyšu.

1. Karbonátový flyš tvorený z dvoch komponentov – z gradačne zvrstvených karbonátových pieskovcov (turbiditov) a z pelagických a hemipelagických karbonátov zložených z planktónových a bentosových organizmov alebo kremitých silicitov zložených z rádiolároviových bahien.

Plytkovodný pôvod pieskovcov preukazuje organogénny detrit zložený z kostrových zvyškov bentosových foriem (riasy, litotamnie, koraly). Piesky pochádzali z rifov alebo platforiem (resp. archipelov) intrapanvový typ a boli prenesené do hlbokomorských priľahlých depresií turbiditnými prúdmi a tokom zŕn. Tieto charakteristiky dovoľujú priradiť gradačné vápnité pieskovce k alodapickým vápencom K. D. Meischnera (1964), t. j. ku karbonátovým flyšom, ekvivalentom turbiditových fácií. Karbonátové flyše majú také typy rytmov ako iné drobové flyše a vyznačujú sa malými hrúbkami vrstiev. Tvoria podmorské náplavy rozširujúce sa od okraja karbonátových platforiem na veľké vzdialenosti. Príkladom môžu byť flyše balkanid (I. K. Načev 1976, I. K. Načev et al. 1980), dinarid (M. M. Dimitrijevič 1958, M. D. Dimitrijevič 1968), niektoré kavkazské flyše kriedového veku (Ananuri v Gruzii), těšínske vápence, montsko-tanetské vývoje pásma Hričov–Varín, pročské vrstvy flyšu bradlového pásma východného Slovenska.

2. Karbonátový flyš prevažne tvorený z gradačne zvrstvených pieskovcov a z pelagických ílovcov alebo karbonátov (slieňov).

Pieskovce sú prevažne alebo výlučne z vápencov, dolomitov starších stratigrafických formácií (mimopanvový typ). Boli transportované do prostredia hlbokej časti bazénu turbiditnými prúdmi a inými gravitačnými tokovými mechanizmami. Takéto karbonátové turbidity pripomínajú úplne drobové flyše Álp a Karpát. Vysokým obsahom vápencových a dolomitových úlomkov hornín sa pieskovce radia k nezrelým klastickým horninám vznikajúcim vedľa ich zdrojov. Všeobecne sa prijíma, že chemicky nestále vápencové úlomky hornín museli vzniknúť eróziou vápencových masívov a ich neúplne zvetraných materiálov. Ďalšie uchovanie nestálych kompo-

nentov sprostredkovali turbiditné prúdy zanášajúce karbonátový detrit do takých hĺbok mora, kam bol ďalší prenos materiálu nemožný.

Flyše týchto dvoch typov (1, 2) možno rozlíšiť len petrografickým štúdiom. Paleotektonický rozdiel je zásadný a veľmi významný. Zakiaľ typ 1 – alodapické vápence bol viazaný na tektonicky pomerne stabilné a rozsiahle plató alebo archipel (typ Bahama), resp. na pásma rifov začlenené do ostrovných oblúkov, typ 2 bol združený zo seizmotektonickými svahmi kordilér zložených z kontinentálnych masívov vápencov (napr. čelá príkrovov). Ako príklad môžu slúžiť flyše kriedy bradlového pásma a flyše súľovského paleogénu (R. Marschalko–J. Kysela 1980), kavkazské flyše vrchnej kriedy, anatolský flyš.

Niektoré flyšové bazény sú charakterizované podmorským vulkanizmom, ktorý predchádza alebo je aj súčasný, s utváraním predošlých dvoch typov drobového a karbonátového flyšu. Zvyčajná hlavná fáza turbiditovej sedimentácie drôb prichádza pozdejšie. Tieto vulkanické flyše pripomínajú pásma ostrovných oblúkov (typ Nová Guinea) alebo andský typ. Flyše tohoto typu sprevádzajú ťahovú fázu geosynklinály, teda chýbanie aktívneho zdvihu dna a štádium subdukcie. Nachádzame ich na Malom a Veľkom Kavkaze, pokračujú v klasickom vývoji v balkanikách (Bulharské Srednogorije a Emona flyš na pobreží Čierneho mora; I. K. Načev 1978). V balkanidách sa pásmo vulkanického flyšu viaže na stredový chrbát rozdeľujúci bazén na dve časti. Drobový a vápencový flyš prichádzajú z vonkajších okrajov a miešajú sa s tefroidnými horninami vulkanického stredového pásma až 50 km širokého. V karpatskom a alpskom flyši nepoznáme tento typ, hoci ojedinelé tufové vložky signalizujú vulkanickú aktivitu.

Existuje viacero pokusov dedukovať typ kôry z petrografického zloženia flyšu. Podľa K. A. W. Crooka (1974) máme tri významné skupiny drôb vo flyšových geosynklinálach:

a) chudobné na kremeň (pod 16 %), pochádzajú z vulkanických zdrojov;

b) bohaté na kremeň (nad 65 %, obvykle 80 %), sedimentárneho pôvodu (napr. tavričeské súvrstvie Krymu);

c) prechodné (od 15 % do 65 % kremeňa), pochádzajúce zo zmiešaných zdrojov.

K. A. W. Crook (l.c.) chcel pripísať typy chudobné na kremeň ostrovným reťazám s vulkanickou aktivitou a subdukčným zónam. Typy bohaté na kremeň pripisoval tektonicky neaktívnym kontinentálnym okrajom s prevahou sedimentárnych formácií a s nízkym podielom granitov a metamorfovaných hornín. Prechodné počítal k aktívnym okrajom kontinentov a mikrokontinentov. Práve tento typ predstavujú karpatské a alpské flyše.

Z podaného prehľadu petrografických typov možno dedukovať geologické zloženie zdrojov a typy kôry; pri nedostatku hrubých zlepencových klastických hornín, tzv. exotických zlepencov dáva spoľahlivý základ pre rekognoskovanie. Definovať staré zdroje je ľahšie z petrografickej povahy valúnov než z petrografie sedimentov pieskovej veľkosti. Preto pokusy o rekonštrukciu kôry musia vychádzať predovšetkým z identifikácie charakteristických úlomkov hornín (R. Marschalko–M. Mišík–L. Kamenický 1976). Nakoľko exotické zlepence, ako súčasť proximálnych (marginálnych) fácií priľahlých k zdrojom, podľahli tektonickej redukcii,

môžeme zloženie kôry okolitých pevnín väčšinou dedukovať len z petrografického štúdia pieskovcov.

Významným zdrojom informácií pre paleotektoniku sú typy fácií známe pod menom *wildflyš*. Pozostávajú z blokov flyšových pieskovcov a iných hornín chaoticky rozmiestených v bridličnatej základnej hmote. Názov „wild" (divoký) vyplýva z neusporiadaného zvrstvenia, ktoré je v ostrom protiklade s pravidelným usporiadaním drôb a bridlíc vo flyši. Wildflyš nachádzame tam, kde nastáva zdvih, utváranie prudkých sklonov a sprievodné zjavy pohlcovania okrajov flyšového bazénu. Indikuje zdvih zdrojov a súčasný kolaps dna flyšového bazénu a predstavuje predohru zmien štruktúrneho plánu geosynklinály. Dosahuje veľkú hrúbku. Pôvod blokov a exotických hornín je odvodzovaný tak zo sedimentárno-gravitačných (sklzových) procesov, ako z procesov tektonických (násun, strih atď.). Preto rastie snaha rozlišovať vo flyši olistostrómy a melanže.

Olistostrómy (pozri tiež J. Jaroš–J. Vachtl 1978 a M. G. Leonov 1975) sú sedimentárne uloženiny utvorené dolusvahovým pohybom pod vplyvom gravitácie. Pritom sú celé sedimentárne sledy, súčasné i staršie, spolu s exotikami vložené medzi normálne sedimentárne jednotky flyšu. V dôsledku toho styk s obklopujúcimi jednotkami je konformný a sedimentárny. Keďže olistostrómy môžu obsahovať aj staršie stratigrafické členy, líšia sa od podmorských sklzov miestneho významu. Akumulujú sa po okrajoch svahov s čulou seizmotektonickou aktivitou. Ich objem dosahuje 10 km^3 sedimentov. Báza olistostrómov je erozívna, často nepravidelná; utvárajú prstovité útvary v normálnom flyši. Pri opakovanom výskyte dosahujú hrúbky stovák metrov. Ak sú utvorené z bahnotokov, možno ich sledovať desiatky km od okraja bazénu; sú aj niekoľko km široké. Olistostrómy pozostávajú zo základnej hmoty a z chaoticky rozšírených úlomkov hornín všetkých veľkostných tried. Ide o:

– autogénny materiál rôzneho spevnenia pochádzajúci z tých jednotiek, v ktorých vystupuje, bol deformovaný počas transportu dolu svahom;

– materiál blokov pochádzajúci zo starších sekvencií než tie v ktorých vystupuje, zvyčajne neflyšové členy substrátu, napr. karbonátové horniny starších stratigrafických cyklov (trias–spodná krieda);

– exotický materiál blokov, balvanov, valúnov intruzív, metamorfík, karbonátových a klastických hornín starších tektonických cyklov zaoblený pred pohybom olistostrómu.

Najrozšírenejšie sú olistostrómy v tých bazénoch, kde bolo podmorské skĺzavanie v príčinnom vzťahu k orogenéze. Vo flyši vnútorných a vonkajších Karpát boli olistostrómy nazývané rôznymi názvami – sklzové telesá, „pebble mudstones", simiktity, diamiktity, tiloidy alebo aj fluxoturbidity. Pekné príklady olistostrómov poskytujú lokality po okraji račianskej čiastkovej jednotky moravských Beskýd (Roštín, Bílavsko, Cetechovice), klapskej jednotky bradlového pásma na Považí, Nižnej a Vyšnej Orave (R. Marschalko–O. Samuel 1975, 1977, 1979), flyšu vnútorných Karpát (R. Marschalko 1966 atď.).

Z paleotektonického hľadiska sú významné ďalšie gravitačné svahové uloženiny známe pod názvom *olistotrymy*. Podľa D. Richtera–I. Mariolakosa (1973) ide o bloky a útržky pevných hornín, ktoré sa objavujú v mladších flyšových vrstvách

a nemajú vzťah k olistostrómom. Bloky a útržky predstavujú ulomené dosky, gigantické olistolity skĺznuté zo strmého reliéfu vznikajúceho buď vertikálnym zdvihom rozsiahlej antiklinálnej štruktúry, alebo zdvihom podmorského alebo pobrežného klifu, resp. inej vyvýšeniny v dosahu geosynklinály. Blok skĺzava do podnožia svahu, kde sa zaborí a pokryjú ho mladšie sedimenty. Termín olistolit nemožno použiť pre tieto gigantické bloky, ktorých primárnou príčinou vzniku je tektonika kombinovaná gravitačným transportom. Plocha, po ktorej útržok kĺže, nemá nijaký vzťah k ploche nasunutia, k príkrovovej ploche alebo k prešmyku; preto možno použiť názov *sedimentárne bradlá*. Olistotrymy sú premiesťované počas vzniku bazénu. Sú preto sedimentárne fenomény rozdielne od tektonických bradiel. Ak pravda olistotrymy vojdu pozdejšie do oblasti šmyku a vysokého tektonického namáhania, bude obťažné, ak nie nemožné rozlišovať ich od tektonických bradiel (R. Marschalko–O. Samuel 1977).

Iným prípadom sú *olistoplaky*, malé aj veľké bloky oddelené od čela pohybujúceho sa gravitačného sklzového príkrovu, z ramena prevrátenej vrásy alebo flexúry. Tieto úplne opúšťajú koherentnú masu príkrovu a pohybujú sa nezávisle do sedimentárneho bazéna; poukazujú na pôvod rozdielny od pôvodu tektonických bradiel. Peknými príkladmi sú karandilské olistoplaky z ludokamčinskej zóny (vrchná krieda–paleócén) medzi Predbalkánom a strednohorskou zónou Bulharska (C. Moskovskij–Ž. Ivanov 1980) a zóny kotelskej (albsko-cenomanské).

Z tektonického hľadiska sú významné *divertikulity*. Ide o skĺznuté príkrovy pozostávajúce z neúplných stratigrafických sledov (M. Luegeon 1943). Proces divertikulácie spôsobil, že najvyšší príkrov sa dostal na bázu, nižšie kĺzali po ňom a najnižší (najstarší) ostal navrchu. Príkrovy nedosiahli veľkej hrúbky (max. niekoľko 100 m) a boli hlavne z ľahko vrásniteľných vápencov a slieňov. Násun bez sprievodného vrásnenia sotva mohol byť vyvolaný silou tlačiacou odzadu. M. Luegeon (l.c.) sa preto nazdáva, že sa príkrovy oddeľovali pozdĺž nekompetentných vrstiev (slieňov) a skĺzavali postupne na dno bazéna. Ako príklad sa uvádzajú ultrahelvétske príkrovy na wildhornskom helvétskom príkrove.

Olistoplaky a divertikulity dosahujú veľkých rozmerov (km^3) a dajú sa kartograficky vymedziť. Utvárajú sa po zdvihaných okrajoch susediacich s hlbokomorskými depresiami a príkopmi – oblasťami podsuvnej tektoniky. Sú často združené s významnými zónami diskontinuity so sutúrami a tiež lineamentmi. Preto sa spájajú s tektonickými pohybmi a presunmi, šupinami a prenikavým šmykom v zemskej kôre a sú interpretované často ako *tektonity*. Predsa bloky separované od materských hornín a skĺznuté po svahu nemožno považovať za tektonické útvary, nakoľko ich hnacou silou bola gravitácia a ich vznik nie je spojený s endogénnymi pochodmi. V manínskej jednotke a pieninskom bradlovom pásme Západných Karpát môže byť pôvod niektorých bradiel sklzový. Pri ich odlišovaní od tektonických bradiel vystupujú do popredia nasledovné znaky:

– sedimentárne bradlá, olistoplaky nachádzame na cudzorodom podloží a predstavujú úlomky a odlomené platne z čela napredujúcich príkrovov, separované a skĺznuté v krátkodobých intervaloch do depresie; Nejde o tektonické trosky, útržky stropu podložia alebo hlbokého alochtónu vlečené pohybujúcim sa príkrovom;

– bloky uložené paralelne aj šikmo k vrstevnatosti s porušenou orientáciou vzhľadom k materským horninám;

– bloky utvárajúce roje separované ako následok roztiahnutia a rozšošovkovatenia už počas poslednej fázy dosúvania príkrovu;

– styk s okolitými sedimentmi, zvyčajne flyšom alebo slieňovcami, nie je stratigrafický (bez prechodov); bloky môžu mať stopy po vŕtavých organizmoch alebo záznam o prerušení sedimentácie (hard-ground).

Rozdielny fenomén vo flyši niektorých alpídnych pásiem predstavujú *melanže*. Sú to tektonické jednotky omedzené tektonickými plochami a rozšírené na veľkých plochách alebo v úzkych zónach a v tzv. ultrabázických pásoch.

Ide o heterogénny súbor blokov rôzneho zloženia, veľkosti a veku, miešaných tektonicky v silno stlačenej základnej hmote. Každá melanž obsahuje základnú hmotu, autoklasty a exotické bloky, čím sa značne podobá olistostrómom. Podľa K. J. Hsu (1968, 1974) základným znakom melanže je pelitická základná hmota, ktorá obteká ulomené vrstvy (pieskovce). Poddajná nekompetentná pelitická základná hmota vniká do priestorov medzi útržky, tieto sa separujú, krušia, lámu, tektonicky zaobľujú a prijímajú tvar šošoviek alebo budín. Fragmenty môžu získať prednostnú orientáciu paralelnú s regionálnym tektonickým trendom. Stlačenie môže byť subparalelné vrstevným plochám (prešmyky), alebo vzniká roztiahnutie doprevádzané vývojom tektonických šošoviek (budináž). Bloky a alochtónne platne sú ohraničené strižnými plochami.

Ďalším znakom melanže sú útržky a bloky; pochádzajú tak z vlastných súborov hornín (autoklasty), ako z priľahlých tektonických elementov i z hlbokého autochtónneho podložia. V nesmierne hrubých melanžách, ako je iránsko-malokavkazská (S. D. Sokolov 1977) alebo aj kalifornská (K. J. Hsu 1968), sprievodnými horninami môžu byť aj ofiolitové súvrstvia združené so silicitmi, hlbokomorskými flyšmi; poukazujú na súvislosť melanží so zónou litosferickej subdukcie. Roztratené bloky glaukofánových bridlíc exhumované zo starších ofiolitových pásov pochádzajú z veľkých hĺbok.

V Západných Karpatoch nepoznáme jasné príklady melanží kalifornského typu (s ultrabázikami). D. Andrusov (1972) použil názov melanž pre pieninské bradlové pásmo. Vo význame tektonickom by sa jeho vznik mohol spájať so zónou subdukcie pozdĺž zbiehajúcich sa okrajov litosferických dosiek. Zo základných znakov melanže sú v bradlovom pásme jasne vyvinuté len niektoré, aj to len v plošne omedzenom rozsahu a v určitých exponovaných zónach. Treba tiež uviesť, že okrem exotických zlepencových pásov, výskyt ultrabázik v ňom je zanedbateľný; preto objasňovanie pôvodu bradlového pásma ostáva stále vo sfére dohadov. Domnievam sa, že presné rozlišovanie sedimentárnych znakov (olistostrómov–divertikúl) od tektonických druhotných znakov bude kľúčom k poznaniu jeho paleotektonického vývoja.

Do tlače odporučil O. Fusán.

Literatúra

AFANASJEVA, I. M. 1979: Petrogeochemičeskije osobennosti fliševoj formacii južnovo sklona Sovetskich Karpat, Naukova dumka, Kijev, 1–242.

ANDRUSOV, D. 1972: Particularités de la tectonique des Carpathes. 24th Int. Geol. Congr., Abstract, Montreal, 63–63.

CROOK, K. A. W. 1974: Lithogenesis and Geotectonics the Significante of Compositional variation in flysch arenites. In edit.: Dott, R. H., Shaver, R. S., Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Soc. Econ. Paleon. Mineral. Sp. publ. 19, Tulsa, 304–310.

DIMITRIJEVIČ, M. M. 1958: Sedimentno-petrografske karakteristike Durmitor skog fliša okoline Šavnika. Bul. Geol. Geoph. Serbie, 15, Beograd, 257–286.

DIMITRIJEVIČ, M. N.–DIMITRIJEVIČ, M. D. 1968: The multilateral Paleotransport on the Example of the Durmitor Flysch, Yugoslavia, Int. Geol. Congr., 3, Prague, 249–256.

ĎURKOVIČ, T. 1966: East Slovakian Flysch Sediments. Zbor. geol. Vied (Rad ZK), 6, Bratislava, 107–154.

ELIÁŠ, M. 1963: Způsob sedimentace soláňských vrstev v západní oblasti magurského flyše v ČSSR, Věst. ÚÚG, 38, 4, Praha, 253–260.

HSU, K. J. 1968: Principles of mélange and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. Geol. Soc., American Bull. 79, New York, 1063–1074.

HSU, K. J. 1974: Melanges and their distinction from olistostromes. In edit.: Dott, R. H.–Shaver, R. S.: Modern and geosynclinal sedimentation, Soc. Econ. Paleon. Mineral. Sp. publ. 19, Tulsa, 321–333.

JAROŠ, J.–VACHTL, J. 1978: Strukturní geologie obecná a systematická I–II. St. pedag. Naklad., Praha, 1–385.

LEONOV, M. G. 1975: Dikij fliš Alpijskoj oblasti. Trudy, 199, AN SSSR, Nauka, Moskva, 1–139.

LUGEON, M. 1943: Une nouvelle hypotése tectonique: la diverticulation. Bull. Soc. vaud. Sci. Nat., 62, 260–261.

NACHEV, I. K. 1976: On the Types of Flysch in Bulgaria. Paleont. strat. lithol., 4, Sofia, 75–87.

NACHEV, I. K.–SULTANOV, A. T.–ANGELOV, V. D. 1980: The Flysch in Bulgaria Guide-Book, BASc. Sofia, 1–83.

MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát (Šarišská vrchovina), Západné Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 6–106.

MARSCHALKO, R.–SAMUEL O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. 39–43.

MARSCHALKO, R.–SAMUEL, O. 1977: Olistostrómové fácie kriedového flyšu bradlového pásma pri Širokej a Krivej na Orave. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53–71.

MARSCHALKO, R.–SAMUEL, O. 1978: Poznámky k tektonickej príslušnosti flyšu v okolí Sedliackej Dubovej (bradlové pásmo). Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111–122.

MARSCHALKO, R.–HAŠKO, J.–SAMUEL, O. 1979: Záskalské brekcie a proces vzniku olistostrómov (bradlové pásmo na Dolnej Orave), Geol. Práce Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75–88.

MARSCHALKO, R.–KYSELA, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou, Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–79.

MARSCHALKO, R.–MIŠÍK, M.–KAMENICKÝ, L. 1976: Petrographie der Flysch Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen. Paleogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei., Západné Karpaty, sér. geológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–124.

MEISCHNER, K. D. 1964: Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken: in Turbidites, Elsevier, Amsterdam 156–191.

MOSKOVSKIJ, C.–IVANOV, Ž. 1980: Verchnemelovije-nižnepaleocenovije olistostromy v Lukokamčijskoj zone. In Bončev E. a ost.: Olistostromy v centralnych Rodopach, Centralnoj i Vostočnoj Staroj Planine i v oblasti Kraište. B.A.N., Sofia, 20–26.

RICHTER, D.–MARIOLAKOS, I. 1973: Olistothrymmata, ein bisher nicht bekanntes tekto-sedimentologisches Phänomen in Flysch-Ablagerungen. Erläutert an Beispielen aus der Gavrovo-Tripolitsa Zone in Griechenland. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 142, Stuttgart, 615–690.

SOKOLOV, S. D. 1978: Olistostromovyje tolšči i ofiolitovyje pokrovy Malovo Kavkaza. Nauka Trudy ANSSSR, Moskva, 1–123.
UNRUG, R. 1968: Kordyliera Slaska ako obszar zródlowy materialu klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Ślaskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie), Ann. Soc. Geol. Pol., 38, Kraków, 81–164.

Vysvetlivky k tabuľkám XXIII–XXVI

Tabuľka XXIII
Karbonátový flyš Veľkého Kavkazu. Hemipelagické (svetlé) vápence sa striedajú s vrstvami (tmavých) klastických kalkarenitov. Prechod obstaráva paralelná laminácia, ktorá je na báze vrstvy (minca) prúdovo čerinove zvrstvená (Boumov T_{C-D} interval). Báza kalkarenitu erozívne nasadá na hemipelagický vápenec. Lok. Dgnali v zárezе rieky Aragvja Gruzínska ZSSR.

Tabuľka XXIV
Bloky jurských vápencov rôznej veľkosti a opracovania, roztratené a utopené v základnej ílovito-piesčitej hmote. Miešanie vzniklo podmorským sklzom konsolidovaných (starších) a nekonsolidovaných sedimentov. Olistostrómy eocénu Veľkého Kavkazu. Lok. Žinvali v zárezе rieky Aragvja, Gruzínska ZSSR.

Tabuľka XXV
Segmentovaný mageriál svetlých klastických vápencov a pieskovcov (kompetentný) v roztečenej ílovitej silno stlačenej hmote. Kompetentné vrstvy sa lámu, separujú, tektonicky zaoblujú a vytvárajú pravouhlé budiny alebo fakoidy orientované prednostne. Materiál je miestny. Táto melanž vznikala deformáciou už konsolidovaných hornín pod tlakom. Lok. Zázrivá, Pieninské bradlové pásmo, zázrivské vrstvy v Krivskom potoku.

Tabuľka XXVI
Nekompetentný materiál ílovcov sa vtláča medzi útržky a budiny pieskovcov nadobúdajúcich tvar pretiahnutých šošoviek vytrácajúcich sa do strán. U týchto budín sa predpokladá tlak orientovaný šikmo k plochám vrstevnatosti. Lok. Krivský potok, Zázrivá.

Foto: R. Maschalko.

Robert Marschalko

Paleotectonic significance of flysch sediments for analysis of alpine geosyncline crust

Summary

The mode of crustal desintegration of the geosyncline may be known from the analysis of flysch sediments. Lithic sandstones, graywackes, less carbonate flysch, are most frequent types of clastic rocks in flysch of the West Carpathians. Significant paleotectonic types like olistostromes und olistostrymmes accumulate near active edges of vertically uplifted and horizontally transported crustal segments. In the areas of high tectonic tension and shear (e.g. the Pieniny Klippen Belt) it will be difficult to distinguish sedimentary klippes (olistostrymma) from tectonic. The term melange is not quite proper for the Klippen Belt because there are only few basical features of a melange (Pl. XXV and XXVI) and these are limited to certain small exposed zones.

Explanations of plates XXIII–XXVI

Plate XXIII

Carbonate flysch of Veľký Kaukaz (Big Caucasus) Hemipelagic (light) limestones alternate with beds of dark clastic calcarenites. Parallel lamination at the base of the bed (coin) provides transition. It is current-ripple bedded there (Bouma's T_{C-D} interval). The base of calcarenite fits erosively to hemipelagic limestone. Loc. Dgnali in the cut of Aragvja river, Georgian SSR.

Plate XXIV

Block of Jurassis limestones of variable size and roundness, dispersed and drowned in the clayey – sandy matrix. Mixing followed submarine slide of consolidated (older) and non-consolidated sediments. Eocene olistostromes of Big Caucasus. Loc. Zhinvali in cut of Aragvja river, Georgian SSR.

Plate XXV

Segmented material of light clastic limestones and sandstones (competent) in flow cleavage, intensely compressed.

The competent beds break, separate, get tectonically rounded and form rectangular boudins or preferred-oriented phacoides. This is local material. The melange resulted from deformation of consolidated rocks under pressure. Loc. Zázrivá, Pieniny Klippen Belt, Zázrivá beds in Krivský potok brook.

Plate XXVI

Incompetent material of claystones is inserted among boudins and shreds of sandstones acquiring a shape of elongated boudins fading-out laterally. As for boudins, a pressure oriented diagonally to bedding planes is presumed. Loc. Krivský potok brook, Zázrivá.

Photographed by R. Marschalko.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 135–140, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

Ivan Lehotský

551.243 (437.64)

Nové poznatky o štruktúrach Trangošky a Konského grúňa

1 obr. v texte, anglické resumé

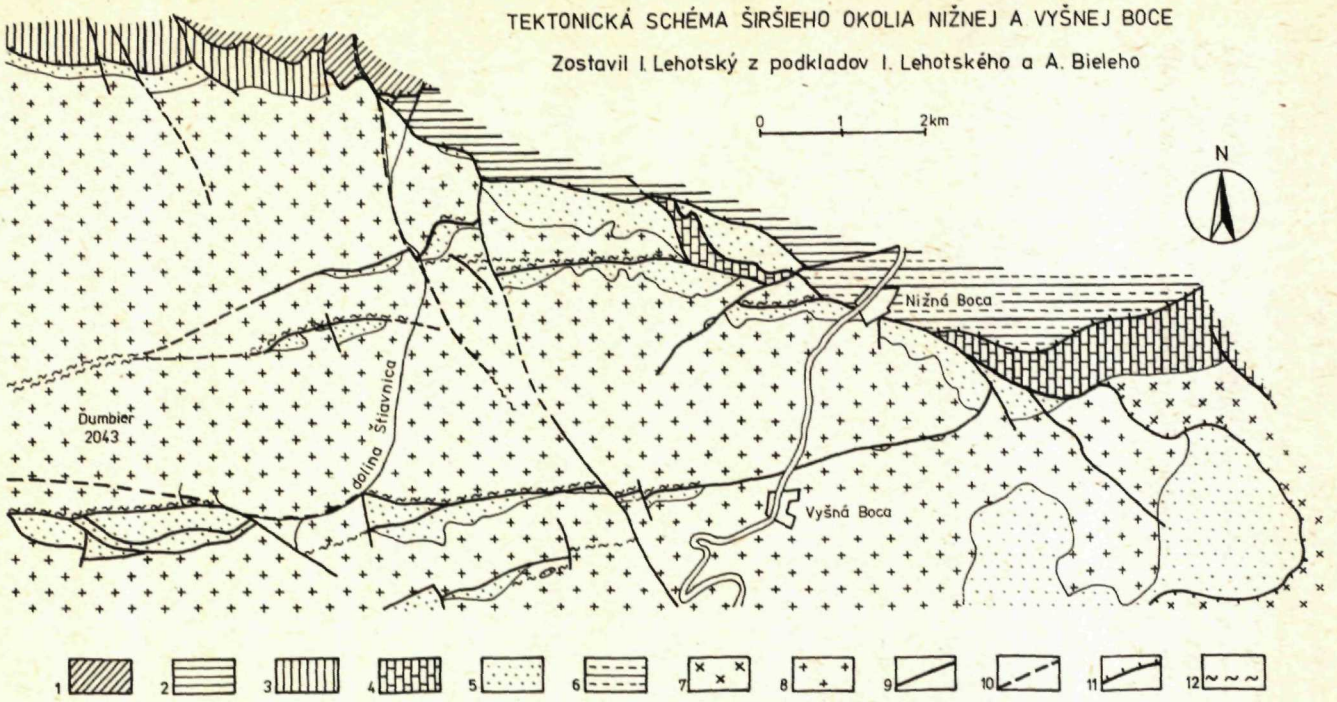
Abstrakt. Štruktúra Trangošky v strednej a východnej časti prechádza zo synklinály do zlomu, pozdĺž ktorého sú lokálne zachované útržky obalového mezozoika miestami zavrásnené priamo do zlomu. Aj štruktúra Konského grúňa má len v strednej časti synklinálny charakter, na západnom okraji vystupuje ako mylonitová zóna, na východe prechádza do zlomu. Obidve štruktúry smerujú do okolia hájovne Chorupiné, kde ich napojenie na čertovickú líniu je zatiaľ nejasné, ale v každom prípade je tu dôležitý tektonický uzol.

Geologické mapovanie Nízkych Tatier umožnilo nové štúdium oboch uvedených štruktúr, ktoré sa už oddávna tešili záujmu geológov a na základe ktorých sa dalo už v tridsiatych rokoch konštatovať, že kryštalické jadro ďumbierskeho masívu je zvrásnené. Ukázalo sa, že obidve štruktúry sú zložitejšie, než sa predpokladalo a že v niektorých rysoch majú podobný tektonický štýl.

Štruktúra Trangošky

Problémom západného ukončenia tejto štruktúry sme sa zaoberali už skôr (M. Maheľ 1969, I. Lehotský 1977 a i.); stratigrafický sled jej strednej časti (na hrebeni Veľkého Gápľa) podrobne opísal už D. Kubíny (1960). Novšie práce sa týkali strednej a východnej časti uvedenej štruktúry. Zámerne nepoužívame termín synklinála („synklina Trangošky" podľa R. Kettnera–V. Šťastného 1931), pretože v študovanom území je tektonický štýl odlišný od toho, ktorý študovali uvedení a iní autori v okolí samotnej Trangošky. Približne 1 km na východ od chaty Hrdinov SNP na Ďumbieri je synklinála ukončená zlomom smeru SZ-JV (približne kolmého sklonu). Ďalej na východ pokračuje štruktúra Trangošky už len ako zlomová línia – je priamym pokračovaním zlomu lemujúceho synklinálu Trangošky (v užšom slova zmysle) zo severu, so sklonom približne 80° na sever. Pozdĺž uvedenej línie sú zachované lúžňanské vrstvy a v menšej miere aj kampilské vrstvy obalovej série, len v okolí Bockého sedla sú zachované aj rauwaky. V južnom okolí Rovnej hole nadobúda zlom zvláštny charakter – rotačný, kde predpokladáme „zabaľovanie" obalových prvkov, prevažne lúžňanských a kampilských vrstiev ale pravdepo-

RNDr. I. Lehotský, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Tektonická schéma širšieho okolia Nižnej a Vyšnej Boce (zostavil I. Lehotský z podkladov I. Lehotského a A. Bieleho).
1–hronikum – bielovážska skupina; 2–hronikum – čiernovážska skupina; 3–fatrikum – ilanovská skupina; 4–veporikum – skupina Veľkého Boku; 5–tatrikum – obalová jednotka; 6–karbón; 7–veporidné kryštalinikum; 8–tatridné kryštalinikum; 9–zlomy zistené; 10–zlomy predpokladané; 11–presunové línie; 12–mylonitové pásma.

dobne aj karbonátov, dovnútra zlomu. Tomuto predpokladu zodpovedá aj existencia významného prameňa v doline Bocianky, ktorého výstup je na zlomovej línii v kryštaliniku, ale podľa výdatnosti i chemického zloženia možno predpokladať jeho akumulačnú oblasť v karbonátoch obalovej série.

Zlomová línia, ktorú sme v predchádzajúcom uviedli ako východné pokračovanie synklinály Trangošky, je v ďalšom priebehu na východ menej výrazná, ale na dvoch miestach južne od Nižnej Boce, na hrebeňoch Fišiarky sú na nej zachované malé zbytky kvarcitov lúžňanských vrstiev. Prechádza až k hájovni Chorupiné, kde jej napojenie na čertovickú líniu je zatiaľ nejasné, podobne ako súvislosť s východným okrajom štruktúry Konského grúňa, o ktorej budeme hovoriť v nasledujúcom. V každom prípade tu jestvuje tektonický uzol regionálneho významu, ktorý je komplikovaný aj vystupovaním prvkov skupiny Veľkého Boku v tatriku tejto oblasti.

Približne 1 km južne od opísanej štruktúry Trangošky tiahne sa ďalší pruh mezozoických hornín (lúžňanské vrstvy, kampilské vrstvy, gutensteinské vápence), ktorý bol v starších podkladoch značený ako úzka synklinála. Nový výskum ukázal, že aj tu je zo severnej strany zlomová línia, vo východnej časti zrudnená (v miestach zvaných Stará Boca), pričom uvedené mezozoické prvky sú veľmi strmo uklonené na juh. Západný okraj tejto štruktúry leží mimo študovanej oblasti; východné ukončenie možno konštatovať v doline Bocianky, na významnom zlome Červeného jarku – Rovnej hole, ktorý má smer SSZ-JJV (podobne ako ďalšie zlomy menšieho rozsahu).

Štruktúra Konského grúňa

V stratigrafickom slede série Konského grúňa máme oproti predchádzajúcim autorom odlišný názor na vek čiernych ílovitých bridlíc. Nepovažujeme ich za lunzské vrstvy (M. Maheľ 1956), ale za ekvivalent čiernych bridlíc pravdepodobne spodnokarnického veku, ako ich z Veľkej Fatry uprostred dolomitov opísal M. Polák (E. Planderová–M. Polák 1976). Motívom k takémuto zaradeniu je skutočnosť, že na žiadnej lokalite tatrika neboli lunzské vrstvy doteraz preukázané a že čierne ílovité bridlice, tak ako vo Veľkej Fatre, tvoria niekoľko vložiek uprostred dolomitov, a nie jednu polohu. Podľa výsledkov z Veľkej Fatry považujeme tento komplex za stredný trias–karn, s možnosťou zasahovania až do noriku.

Podrobné mapovanie prinieslo nové poznatky aj o tektonickom štýle tejto štruktúry – na západnom okraji vytvára v dĺžke dvoch kilometrov mylonitovú zónu smeru ZJZ-VSV, širokú do 250 m, jej šírka sa však k východu zmenšuje. V podloží glaciálnych sedimentov uzáverov doliny Ludárového potoka sa mení mylonitová zóna na dva zlomy, v údolí Štiavnice vzdialené od seba takmer 1 km. Pozdĺž oboch sú z južnej strany zachované lúžňanské vrstvy; sú dokladom o prešmykoch blokov ďumbierskeho kryštalinika. Východne od zlomu severojužného smeru v doline Štiavnica sa štruktúra Konského grúňa opäť mení. V miestach, podľa ktorých bola pomenovaná, má charakter skutočnej synklinály, so silnou mylonitizáciou okolitých ďumbierskych granodioritov, avšak zatiaľ čo mylonitová zóna na severnom okraji

štruktúry končí na zlome Červeného jarku, mylonitová zóna na južnom okraji tento zlom prekračuje, v jeho okolí dokonca nadobúda na mohutnosti (dosahuje šírku asi 250 m). Od Červeného jarku na východ znovu pokračuje zlom so „zabaľovaním" lúžňanských vrstiev, pozorujeme tu teda podobný fenomén, aký sme zistili v štruktúre Trangošky. V okolí Okrúhleho vrchu (Vyšného Prieslopu), severne od uvedeného zlomu, ležia na granodioritoch ďumbierskeho typu sedimenty permu, lúžňanských vrstiev i karbonátových členov série Konského grúňa s ílovitými bridlicami, a to v normálnej obalovej pozícii. Na Črchli sa stýkajú kvarcity oboch opísaných pruhov série Konského grúňa tektonicky; ďalší priebeh štruktúry smerom na východ (v okolí Nižnej Boce až po hájovňu Chorupiné) je neobjasnený, podobne, ako sme to uviedli už pri popise štruktúry Trangošky.

Do tlače odporučil M. Maheľ.

Literatúra

KETTNER, R.–ŠŤASTNÝ, V. 1931: Coup d'oeil sur la géologie du versant sud de la Basse Tatra. Knih. S.G.Ú. ČSR 13A, Praha, 1–229.

KUBÍNY, D. 1960: Príspevok ku geológii okolia Trangošky. Geol. Práce, Správy 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97–104.

LEHOTSKÝ, I. 1977: K niektorým problémom ďumbierskeho antiklinória. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 243–246.

LEHOTSKÝ, I. et al. 1980: Základný geologický výskum a mapovanie v tatridnej časti nízkotatranského kryštalinika – list Ďumbier 1:25 000. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1956: Predbežná správa o výskume mezozoika Nízkych Tatier. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MAHEĽ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–30.

PLANDEROVÁ, E.–POLÁK, M. 1976: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75–79.

Ivan Lehotský

New data on Trangoška and Konský Grúň structures

Summary

The Trangoška structure in its middle and eastern parts passes from a syncline into a fault. Along the fault are local preserved parts of the cover Mesozoic, sometimes folded in the fault. The Konský Grúň structure in its middle part has synclinal character, in the western part it is a mylonite zone, and to the east it passes into a fault. Both structures extend to Chorupiné where their link with the Čertovica line is not quite clear but still there is a significant tectonic point.

Geological mapping of the Nízke Tatry Mts. facilitated new study of the two structures. In the thirties the crystalline core of the Ďumbier Massif was regarded as folded. Further study showed that the two structures were more complicated than presumed and that their tectonic styles were partly resemblant.

Trangoška structure

The problem of the western termination of the structure was already discussed earlier (M. Maheľ 1969, I. Lehotský 1977 a.o.), and stratigraphical sequence of its middle part (on the ridge of Veľký Gápeľ) was described on detail by D. Kubíny (1960). The latest works concerned the middle and eastern parts of the structure. We do not use the term "syncline" ("syncline of Trangoška" according to R. Kettner–V. Šťastný 1931) on purpose, because in the area unter study the tectonic differs from that studied by the authors cited and others around Trangoška alone. Approximately 1 km to the east of a cottage on Ďumbier is a syncline.

Explanation of text-figure

Fig. 1 Tectonic scheme of wider vicinity of Nižná and Vyšná Boca.
1–Hronicum – Biely Váh Group; 2–Hronicum – Čierny Váh Group; 3–Fatricum – Slanovce Group; 4–Veporicum – Veľký Bok Group; 5–Tatricum – cover unit; 6–Carboniferous; 7–Veporic crystalline; 8–Tatric crystalline; 9–faults established; 10–faults presumable; 11–overthrust lines; 12–mylonite belts.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 141–154, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

551.49 (437.6)

Vladimír Hanzel–Milan Polák

Niekoľko geologických a hydrogeologických poznatkov o mezozoiku v predpolí Vysokých Tatier

5 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. In the foreland of the Vysoké Tatry Mts. bore holes revealed new geological and hydrogeological facts about the Mesozoic. The Mesozoic occurs in the form of several "islands", but it was also revealed by bore holes beneath a thick bed of Quaternary sediments along the Podtatranský fault between Vyšné Hágy and Tatranská Polianka.

The thick bed of glacigenic sediments is intensely drained by underlying carbonates of the Mesozoic and basal Paleogene lithofacies.

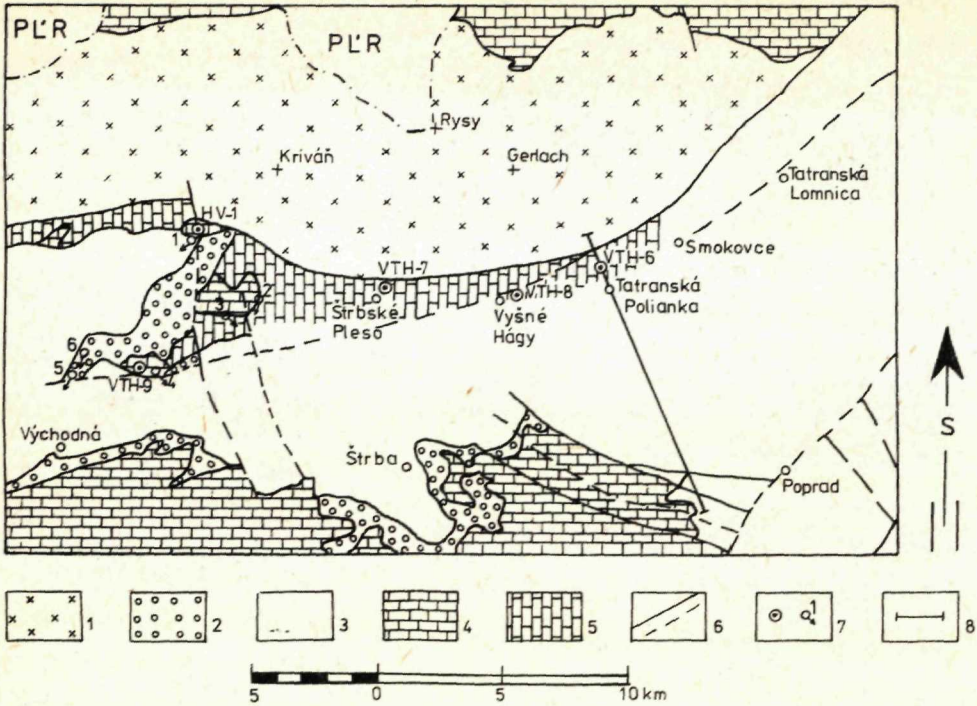
Úvod

Vo východnej časti Liptovskej kotliny pozdĺž tektonického styku s Tatrami vystupuje na povrch uprostred kvartérnych a paleogénnych sedimentov niekoľko ostrovov mezozoických hornín. V predpolí Vysokých Tatier izolované ostrovy mezozoika sa nachádzajú v oblasti Troch studničiek, kóty Hrubý Grúň (973,2), Surovec (1152,2) a Hrádok (1133,1) severovýchodne od Východnej. V rámci hydrogeologického výskumu Vysokých Tatier a ich predpolia bol hydrogeologickým vrtom VTH-9 dokumentovaný litologický profil mezozoika Hrubého grúňa a vrtmi VTH-8, VTH-6 medzi Vyšnými Hágmi a Tatranskou Poliankou mezozoikum zistené pod hrubou vrstvou kvartérnych sedimentov (obr. 1).

Litologicko-stratigrafická charakteristika sedimentov a ich tektonické začlenenie

Najkompletnejší geologický profil bol získaný z vrtu VTH-9 (Hrubý grúň) situovaného severovýchodne od obce Východná pod kótou Hrubý grúň (obr. 2).

RNDr. V. Hanzel, CSc.–RNDr. M. Polák, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Geologická mapa Vysokých Tatier a ich predpolia (podľa geologickej mapy ČSSR 1 : 200 000 list V. Tatry, čiastočne upravil V. Hanzel 1981).
1 – granitoidy; 2 – bazálna litofácia paleogénu; 3 – flyšová litofácia paleogénu; 4 – mezozoikum vcelku; 5 – mezozoikum prekryté kvartérom; 6 – zlomy zistené, predpokladané; 7 – hydrogeologické vrty, pramene s názvom (1 – Tri studničky, 2 – Ramžová, 3 – Hrádok, 4 – Hrubý grúň, 5 – Hybica, 6 – Kundrátovo); 8 – geologicko-fyzikálny rez.

Profil vrtu:

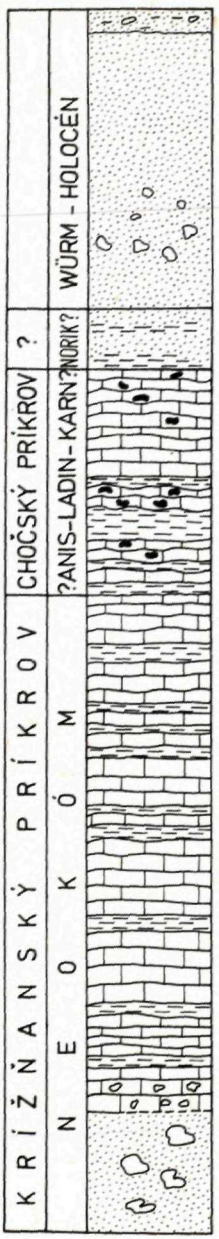
0,00 – 2,00 m Pokryvné hliny s úlomkami a valúnmi sivých, ružových kremenných pieskovcov, pieskovcov a dolomitov.

2,00 – 10,00 m Sivohnedé piesky, zložené prevažne z úlomkov ostrohranných zŕn kremeňa, max. veľkosti 2 mm.

10,00 – 22,00 m Sivé, hrubozrnné piesky, zložené prevažne zo zŕn kremeňa o veľkosti 2 – 5 mm.

22,00 – 26,00 m Sivé hrubozrnné piesky až štrkopiesky, zložené prevažne z úlomkov dolomitov a vápencov.

26,00 – 27,00 m Sivé, ružové, stredno- jemnozrnné kremenné pieskovce, pieskovce s medzivrstvičkami červených a zelených ílovitých bridlíc. Sú zložené zo 75 – 90 % úlomkov angulárnych, subangulárnych zŕn kremeňa, prevažne monokryštalického charakteru. Nestabilnú zložku predstavujú živce K a Ca-Na. Štruktúra je psamitická. Tmel kontaktný, kremitý.



hliny s úlomkami pieskovcov a dolomitov

sivohnedé stredno- až hrubozrnné piesky

sivé hrubozrnné piesky s úlomkami dolomitov a vápencov

ružové pieskovce, kremence s úlomkami dolomitov, v spodnej časti ílovité bridlice

sivé, ružové slienité vápence s hľuzkami rohovcov

tmavosivé slabokrinoidové miestami slabošlienité vápence

sivé slienité vápence s hľuzami rohovcov

sivé, hnedé ílovité bridlice

sivé slienité vápence s hľuzkami čiernych rohovcov

sivé, svetlosivé slienité vápence s medzivrstvičkami slienitých bridlíc

celý komplex je intenzívne prevrásnený

sivé, svetlosivé slienité vápence s medzivrstvičkami slienitých bridlíc

spodný úsek je značne drvený

hnedé stredno-až hrubozrnné piesky s valúnmi vápencov

Obr. 2 Litologický profil vrtom VTH-9 (Hrubý grúň).

27,00– 30,50 m Hnedé, fialové, žltkasté, bunkovité vápence a dolomity. Fialové ílovité bridlice. Základná karbonátová hmota vápencov a dolomitov neobsahuje žiadne alochémy. Ojedinelé sú úlomky rozložených karbonátových hornín.

30,50– 35,00 m V tomto úseku jadro tvoria sivé, ružové, slienité vápence obsahujúce hľuzy rohovcov. Štruktúrne ide predovšetkým o biomikrity, prípadne biosparity. Organickú zložku zastupujú predovšetkým tenkostenné lamelibranchiáty – filamentová mikrofácia, rádiolárie. Z foraminifer sú to predovšetkým *Frondicularia* sp. a drobné typy *Frondicularia woodwardi*. Hojné sú ostrakódy. Časté sú pelety bez akejkoľvek štruktúry. Hľuzky rohovcov tvorí mikrokryštalická chalcedónová hmota obsahujúca zvyšky rádiolárií ?, spongií a autigénnych klencov karbonátov.

35,00– 40,00 m Vyššie opísané vápence prechádzajú v tomto úseku do tmavosivých až čiernych drobnodetritických, drobnokrinoidových, miestami slaboslienitých vápencov. Sú to predovšetkým biomikrity, prípadne biosparity; organickú zložku zastupujú články krinoidov a veľmi hojné tenkostenné lamelibranchiáty (filamentová mikrofácia). Časté sú foraminifery, drobné formy *Frondicularia woodwardi, Nodosaria* sp., *Anomalina* sp. Zriedkavé sú sklerity, sporadicky sú prítomné kalcifikované rádiolárie a globokléty (*Globoclaetae alpina* Lombard). Veľmi hojné sú pelety.

40,00– 41,30 m Tmavohnedé, sivé, ílovité bridlice s vložkami svetlosivých slienitých vápencov. Základnú hmotu bridlíc tvorí illit; obsahuje i drobné zrnká kremeňa.

41,30– 48,20 m Horniny v tomto rozmedzí sú tektonicky značne porušené. Tvoria ich svetlosivé slienité vápence s hľuzkami čiernych rohovcov (41,30–43,00 m). Pod nimi sa nachádzajú čierne, ílovité, slaboslienité, doštičkovite sa rozpadávajúce bridlice (43,00–46,00 m). V ich podloží sú opäť vyvinuté slienité vápence s medzivrstvičkami bridlíc. Úsek 47,50–48,00 m predstavuje výraznú poruchovú zónu vyplnenú ílovcami. Vápence predstavujú zo štruktúrneho hľadiska biomikrity, prípadne biosparity. Hojné sú drobné foraminifery *Textularia* sp., pristupujú ostrakódy a tenkostenné lamelibranchiáty, hojné sú pelety.

48,20– 70,00 m Svetlosivé slienité vápence s medzivrstvičkami slienitých bridlíc. Celý tento komplex je veľmi intenzívne prevrásnený. Ide o biomikrity, zväčša však intenzívne rekryštalizované. Organická zložka bola zotretá. Pozorovať relikty rádiolárií a ostrakódy.

70,00– 91,00 m Opäť svetlosivé slienité vápence s ojedinelými drobnými hľuzkami rohovcov. Súvrstvie obsahuje veľmi hojné medzivrstvičky slienitých bridlíc. V poslednom úseku sú horniny veľmi intenzívne drvené. Štruktúrne ide o sparity, prípadne pseudosparity, v ktorých sa nezachovala pôvodná organická zložka.

91,00–100,00 m Posledný úsek vrtu tvoria stredno- až hrubozrnné piesky, v ktorých sú valúny svetlosivých a ružových slienitých vápencov.

Po zhodnotení všetkých skutočností z vrtu VTH-9, môžeme konštatovať, že komplex slienitých vápencov s rohovcami vystupujúcimi v rozmedzí 30,50 až 48,20 m je stredno- až vrchnotriasového veku. Podložné súvrstvie slienitých vápencov a slienitých bridlíc je spodnokriedového (neokómskeho) veku.

Na základe uvedených stratigrafických predpokladov možno z tektonického hľadiska uvažovať o začlenení týchto dvoch horninových komplexov nasledovne: spodný komplex slienitých vápencov a bridlíc neokómu patrí krížňanskému príkrovu, vrchný komplex stredného až vrchného triasu príkrovu chočskému.

Vo vrte VTH-6 v Tatranskej Polianke, hoci nie je navŕtaný kompletný profil mezozoických sedimentov, môžeme na základe materiálu a jeho sukcesie vo vrtnom jadre uvažovať o pôvodnom usporiadaní. Vrt VTH-6 prešiel kvartérnymi glacigénnymi sedimentmi, ktoré tu dosahujú značnú hrúbku – až 186 m. Vrt bol situovaný južne od podtatranského zlomu.

Celkový profil vrtu a jeho výplní i forma prítomnosti terciérnych a mezozoických sedimentov v spodnej časti vrtu nasvedčujú tomu, že vrt prebieha veľkou poruchovou zónou, identickou najskôr s podtatranským zlomom.

V priamom podloží glacigénnych sedimentov tvorených pieskami, štrkmi a granodioritovými valúnmi, vystupujú v hĺbke 186,00 m svetlosivé, jemnozrnné piesčité vápence až vápnité pieskovce. Obsahujú hojné úlomky numulitovej fauny, ktorú určila M. Váňová ako *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites* ex. gr. *fabiaenii* (Prever); tieto indikujú vek hornín na priabón. V poruchovej zóne vyplnenej drvinou (úlomky karbonátových hornín, piesky) sú úlomky karbonátov rôznej štruktúry v nasledujúcich hĺbkach:

196,00 m – Sivé, silne zbrekciovatené (porušené) vápence, s mikritickou, biomikritickou štruktúrou, so slabo zachovanými rádioláriami a úlomkami krinoidových článkov. Časté sú pelety. Sporadicky pristupujú oolity a pseudooolity.

201,00 m – Svetlosivé, celistvé, mikritické vápence.

210,00 m – Tmavosivé, slaboslienité, biomikritické vápence so zvyškami rádiolárií, tenkostenných lamelibranchiát, ihlicami húb a foraminifer.

218,00 m – Tmavosivé, slienité, celistvé biomikritické vápence s hojnými rádiolériami a prierezmi *Calpionella alpina* Lorenz.

232,00 m – Tmavosivé, slienité, biomikritické vápence s ihlicami húb, rádiolárií, ostrakódy. Prítomné sú zrná klastického kremeňa prachovej kategórie.

241,00 m – Úlomky ružových, červených, biomikritických vápencov. Majú prevažne rádiolériovú mikrofáciu, časté sú prierezy kadosín, kalpionel, tenkostenných lamelibranchiátov, foraminifer. Prierez juvenilnej schránky amonita.

Pri stratigrafickej a tektonickej analýze vychádzame zo sekcesie vo vrtnom jadre. Paleogénne sedimenty považujeme za bazálnu litofáciu vnútrokarpatského paleogénu Popradskej kotliny. Najvyššiu časť mezozoických hornín (200,0–217,0 m)

považujeme za triasové karbonáty patriace najskôr chočskému príkrovu. Vek spodnej časti vápencov bol doložený kalpionelovou mikrofaunou, ide teda o neokóm až malm. Tektonicky prináležia najvyššej časti krížňanského príkrovu.

Vo vrte VTH-8 Vyšné Hágy boli zachytené mezozoické horniny (v úlomkoch) v hĺbkach 380,0 a 385,0 m. Ide o tmavosivé až čierne biomikritické vápence.

Hydrogeologická charakteristika mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu

Mezozoické ostrovy na tektonickom styku Vysokých Tatier s Liptovskou kotlinou a južne od neho sú v prevažnej miere budované silne popukanými a miestami skrasovatenými vápencami a dolomitmi triasu. Spolu s okolitými karbonátovými brekciami, zlepencami a vápencami bazálnej litofácie paleogénu tvoria jeden zvodnený komplex s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou. Časť tohto komplexu vystupuje na povrch, avšak veľká časť je prikrytá hrubou vrstvou glacigénnych sedimentov. Vápence triasu a paleogénu majú bohato vyvinutý krasový fenomén, hlavne v údolí Belianskeho potoka a potoka Hybica. Rozšírenie krasových javov sa viaže na pozdĺžne a priečne zlomy. Nízkomineralizované agresívne vody privádzané z kryštalinika vytvorili v tomto území 40 závrtov, 2 jaskyne, triesňavu Hybice, škrapové pole v Zaskalnistom, ponory a vyvieračky (M. Koreň 1974, A. Droppa 1968).

Režim a obeh podzemných vôd je ovplyvnený polohou karbonátov uprostred nepriepustných flyšových sedimentov paleogénu a čiastočne stykom s pomerne menej priepustnými horninami kryštalinika. Hoci na povrchu vystupuje iba 4,1 km^2 karbonátov mezozoika a 11,5 km^2 karbonátov bazálnej litofácie paleogénu, vyvierajú z jednotlivých ostrovov veľmi výdatné pramene. Podzemné vody tohoto krasovo-puklinového systému vyvierajú prevažne vo forme bariérových prameňov na styku s flyšovým súvrstvím paleogénu, ktoré tvorí podzemným vodám nepriepustnú bariéru.

Karbonáty v oblasti Troch studničiek s plochou na povrchu 0,2 km^2 drénujú puklinové vody z kryštalinika. Súčasne sa však do nich ponárajú vody z povrchového toku, ktorý priteká z priľahlého južného svahu kryštalinického masívu Kriváňa. Pri nízkych stavoch sa tento tok na styku s mezozoikom úplne stráca. Medzi týmto ponorom a prameňom Tri studničky bol odvŕtaný mapovací geologický vrt HV-1 (v nadmorskej výške 1125,0 m). Do hĺbky 16,0 m boli zistené würmské piesky s úlomkami karbonátov, granitoidov a v ich podloží až do konečnej hĺbky vrtu 30,0 m boli karbonátové brekcie silne porušené a čiastočne skrasovatené. V rokoch 1975 až 1978 bola na vrte sústavne pozorovaná hladina vody (HMÚ Bratislava), ktorá kolísala od 20,10 do 5,30 m pod terénom. Súčasne bola pozorovaná i výdatnosť prameňa Tri studničky (v nadmorskej výške 1120,0 m), ktorého výdatnosť v sledovanom období bola až 178,0 $l.s^{-1}$. Pri minimálnej hladine vody vo vrte HV-1 prameň úplne vysychal. Výsledky pozorovania dokumentujú, že strácajúce sa vody z povrchového toku prúdia v podložných karbonátoch smerom na juh, pravdepodobne až k mezozoickým ostrovom Surovec a Hrubý grúň, ktorých erózna báza je zhruba v nadmorskej výške až 825,0 m.

Karbonáty však súčasne drénujú rozsiahle okolité kvartérne sedimenty – polygenetické, glacigénne, čoho výsledkom sú veľké výdatnosti prameňov.

Z mezozoického ostrova Hrádok o ploche 1,8 km^2 vyviera v súčasnosti už zachytený prameň Ramžová s výdatnosťou od 38,0 do 7,5 $l.s^{-1}$ v rokoch 1971 až 1974 (podľa sústavného pozorovania SeVAK Žilina) a prameň Hrádok s výdatnosťou v rokoch 1976 až 1979 od 14,9 do 11,8 $l.s^{-1}$ (opakované nesústavné merania).

Najväčšiu výdatnosť dosahujú pramene z mezozoických ostrovov Hrubý grúň a Surovec, o ploche 2,1 km^2, ktoré sú obklopené karbonátmi bazálnej litofácie paleogénu o ploche 11,5 km^2. Pramenisko Hrubý grúň (označovaný i Vyvierky, v nadmorskej výške 825,0 m) mal v rokoch 1976 až 1979 výdatnosť od 183,5 do 108,0 $l.s^{-1}$ a nepomenovaný prameň pod ním od 12,8 do 10,3 $l.s^{-1}$ (opakované nesústavné merania). Severozápadne nad prameňmi bol realizovaný hydrogeologický vrt VTH-9. Ako už bolo uvedené, vrt dokumentoval veľmi komplikované geologicko-tektonické pomery mezozoického ostrova Hrubý grúň. Prevŕtané horniny majú pre akumuláciu podzemných vôd nevhodné hydrofyzikálne vlastnosti, a preto z vrtu bolo čerpané iba 1,64 $l.s^{-1}$ podzemných vôd pri znížení 25,20 m, pričom ustálená hladina vody vo vrte bola 0,40 m pod terénom (V. Hanzel 1979).

Ďalšia časť prameňov, ktorá vyviera z tohoto komplexu, je v údolí potoka Hybica, ktorého priebeh je založený na zlome. Z vápencov a zlepencov bazálnej litofácie paleogénu na tektonickom styku s flyšovou litofáciou paleogénu vyviera prameň Hybica s výdatnosťou od 77,6 do 28,6 $l.s^{-1}$ (opakované nesústavné meranie) v rokoch 1976–1979 a zachytený prameň Kundrátovo s výdatnosťou od 23,0 do 10,0 $l.s^{-1}$ (sústavné pozorovania SeVAK Liptovský Mikuláš) v rokoch 1975–1977.

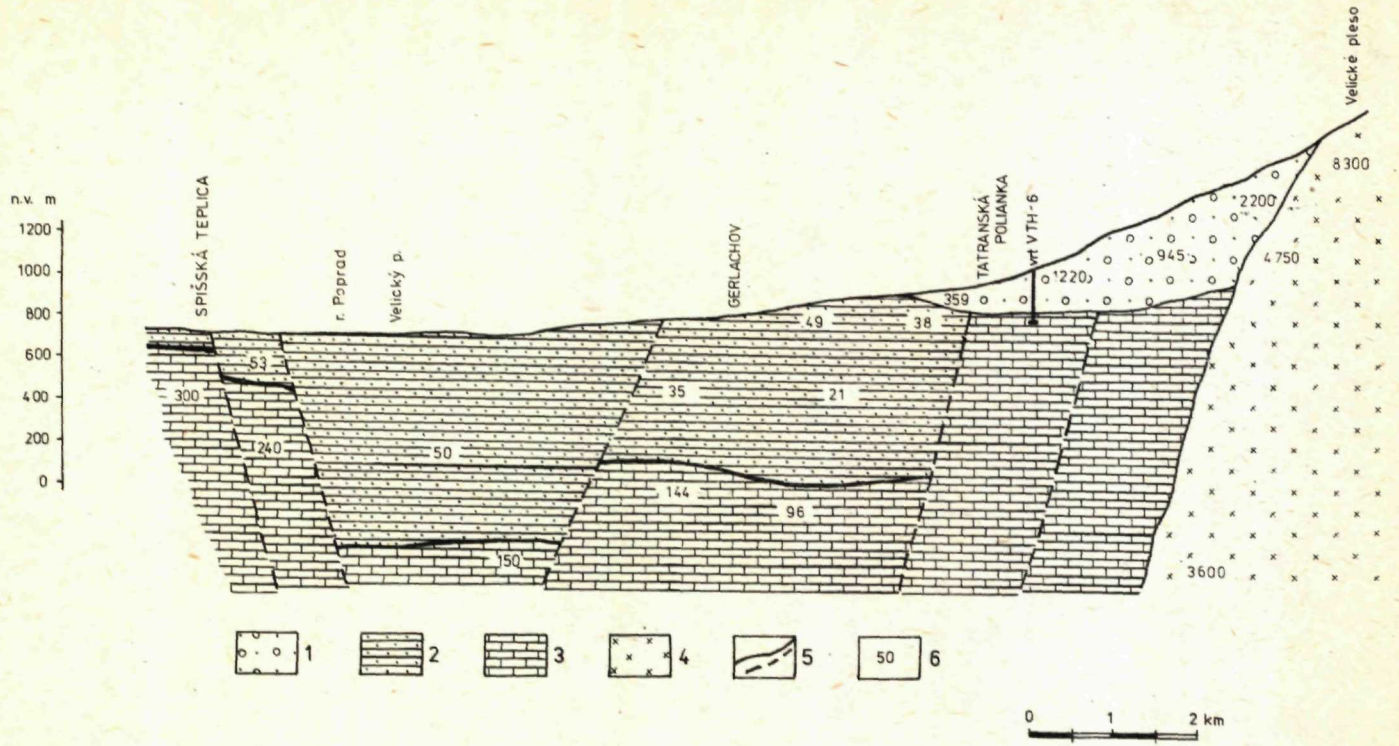
Okrem prameňov sú karbonáty mezozoika a paleogénu odvodňované i latentnými prestupmi podzemných vôd do povrchových tokov. Trikrát opakovaným hydrometrovaním povrchových tokov, pri priemerných až minimálnych vodných stavoch, boli latentné prestupy podzemných vôd do potoka Mlyničná voda od 51,0 do 13,0 $l.s^{-1}$, do potoka Belianska voda v úseku mezozoického ostrova Hrubý grúň od 30,0 do 13,0 $l.s^{-1}$, pod ostrovom od 96,0 do 19,0 $l.s^{-1}$ a v tiesňave Hybice od 73,0 do 55,0 $l.s^{-1}$.

Geologické pomery územia však nevylučujú, že ďalšia časť podzemných vôd z mezozoických ostrovov sa podiela na hlbinnom obehu a prestupuje pod flyšové sedimenty Liptovskej kotliny (V. Hanzel 1979).

Cirkulácia podzemných vôd v jednotlivých ostrovoch mezozoika a karbonátoch bazálnej litofácie paleogénu je veľmi zložitá a odrazila sa v chemickom zložení podzemných vôd. Sú to vody kalciovo-magnéziového, resp. kalciovo-magnéziovo-bikarbonátového typu s celkovou mineralizáciou od 514,9 do 98,0 $mg.l^{-1}$. Prevažná väčšina obehov podzemných vôd je zmiešaná, t. j. realizuje sa ako v dolomitoch, tak i vo vápencoch (S. Gazda in M. Zakovič–V. Hanzel 1976).

Vzťah podzemných vôd kvartérnych sedimentov k podložiu v predpolí Vysokých Tatier

Rozsiahle geofyzikálne merania spolu s výsledkami vrtných prác preukázali, že pozdĺž podtatranského zlomu v oblasti Vyšné Hágy a Tatranská Polianka a ďalej až



Obr. 3 Geologicko-geofyzikálny rez Popradskou kotlinou (V. Hanzel–J. Májovský 1980).
1–glacigénne sedimenty–kvartér; 2–ílovce, pieskovce–paleogén; 3–sedimenty mezozoika vcelku; 4–granitoidy; 5–zlomy zistené, predpokladané; 6–merný odpor hornín v ohm-metroch.

po Nový Smokovec sa nachádzajú pod kvartérnymi sedimentmi v hĺbke 380,0 až 100,0 m karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu (J. Májovský 1972, V. Hanzel 1979). V oblasti Štrbského plesa geofyzikálne merania poukazujú na pokračovanie karbonátov pozdĺž podtatranského zlomu pod glacigénnymi sedimentmi v hĺbkach väčších než 400,0 m. Vrtom VTH-7 nad Štrbským plesom nebolo ani v hĺbke 441,0 m navŕtané podložie kvartérnych sedimentov. Ďalej v pokračovaní na západ sa mezozoikum vynára na povrch v podobe opísaných ostrovov v oblasti Troch Studničiek, Hrubého grúňa a Hrádku. Celková dĺžka tektonického styku kryštalinika so sedimentmi mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu je okolo 30,0 km. Hrúbka flyšovej výplne v Popradskej kotline je podľa výsledkov geofyzikálnych meraní nad 1000,0 m v oblasti Svitu až Popradu a v oblasti Kežmarku (J. Májovský 1976) – (obr. 3).

Poznatky o hydrogeologickej funkcii karbonátov v podloží kvartérnych sedimentov poskytli hydrogeologické vrty VTH-6 a VTH-8, resp. VTH-7, na ktorých bola v priebehu vrtných prác urobená termometria a rezistivimetria.

Na vrte VTH-6 v Tatranskej Polianke výsledky rezistivimetrie jednoznačne poukazujú na existenciu vertikálneho pohybu vody smerom k počve vrtu, a to v intervale 184,8 až 170,4 m (obr. 4). V priebehu merania pri použití metódy nálevu sa vytvorilo fyzikálne rozhranie sladkej a osolenej vody v hĺbke od 184,8 do 183,0 m, teda v pásme rozhrania kvartérnych sedimentov a silne porušených, skrasovatených karbonátov paleogénu a mezozoika.

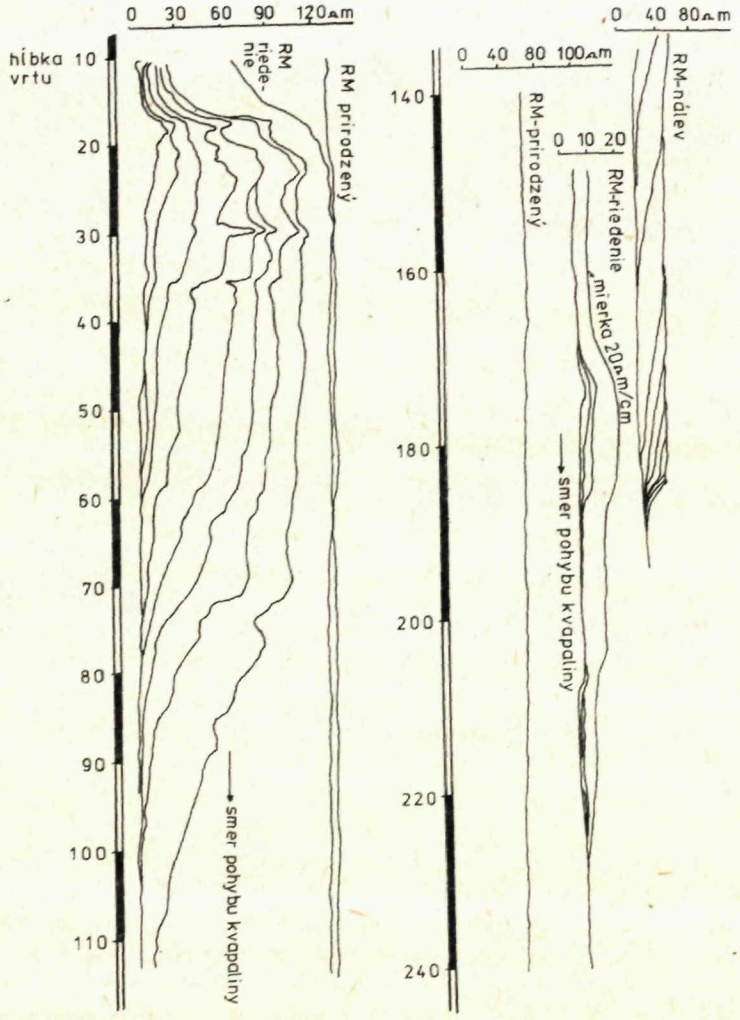
Obdobne na vrte VTH-8 pri Vyšných Hágoch bola rezistivimetriou zaregistrovaná strata vody z vrtu v intervale od 370,0 do 368,5 m a zistený vertikálny pohyb vody v hĺbke od 370,0 do 353,0 m (obr. 5), t. j. v blízkosti hĺbky, kde boli v kvartérnych sedimentoch zistené prvé úlomky vápencov.

Na vrte VTH-7 nad Štrbským plesom bol karotážnym meraním tiež zistený vertikálny pohyb vody smerom k počve vrtu; k najvýraznejšiemu vertikálnemu pohybu k počve vrtu dochádza od hĺbky okolo 250,0 m.

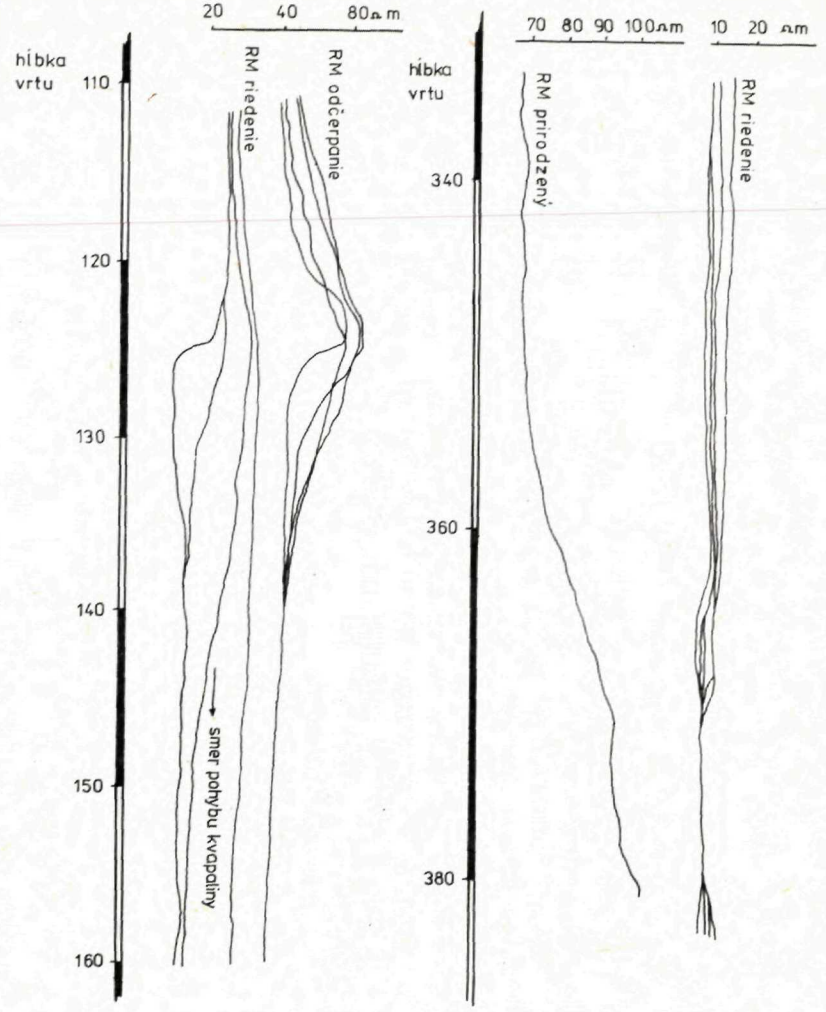
Sledovanie chemického zloženia podzemných vôd na vrtoch v priebehu vrtných prác ukázalo, že s hĺbkou sa nemení mineralizácia a chemické zloženie vôd. Táto skutočnosť poukazuje na to, že do vrtov nepritekali podzemné vody z podložných karbonátov, ale naopak tieto drénovali kvartérne sedimenty.

Drénovanie kvartérnych sedimentov podložnými karbonátmi bolo potvrdené i mapovacím geologickým vrtom HV-1 na Troch Studničkách, ako to už bolo uvedené. Na základe týchto poznatkov možno konštatovať, že karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu v poruchovom pásme podtatranského zlomu drénujú podzemné vody kvartérnych sedimentov a odvádzajú ich na juh pod flyšovú výplň Podtatranskej kotliny. Podľa výsledkov bilančného hodnotenia Vysokých Tatier a ich predpolia (V. Hanzel 1979) 5,4 % až 33,4 % z infiltrovaných atmosferických zrážok je drénované podložnými karbonátmi. Tieto vody sa zrejme podieľajú na tvorbe termálnych vôd v Podtatranskej kotline. Geofyzikálne merania Popradskej kotliny (J. Májovský 1976), ako i výsledky vrtných prác indikujú, že pod sedimentmi flyšovej litofácie paleogénu sú karbonáty mezozoika a bazálnej litofácie paleogénu. V nich sa asi vytvárajú nádrže termálnych vôd (obr. 3). Tieto úvahy potvrdzujú výsledky zo štruktúrneho vrtu HV-3 vo Vrbove, jv. od Kežmarku, kde

v hĺbke 1589,0 m v podloží flyšových sedimentov paleogénu boli navŕtané karbonátové brekcie bazálnej litofácie paleogénu a silne tektonicky porušené triasové dolomity bližšie neidentifikovateľné. Pri ich navŕtaní bol na vrte zaznamenaný prítok silne mineralizovanej (okolo 4,0 $g.l^{-1}$) a kysličníkom uhličitým preplynenej podzemnej vody. Ložisková teplota v hĺbke 1590,0 m bola 57,6°C. Havária vrtu znemožnila získať podrobnejšie kvantitatívne a kvalitatívne údaje o podzemnej vode (V. Hanzel in J. Nemčok 1980).



Obr. 4 Grafický záznam rezistivimetrie z vrtu VTH-6.



Obr. 5 Grafický záznam rezistivimetrie z vrtu VTH-8.

Záver

Hydrogeologický výskum a v jeho rámci realizované vrtné práce v južnom predpolí Vysokých Tatier umožnili získať nové informácie o rozšírení a charaktere mezozoických hornín v podloží paleogénu Popradskej a Liptovskej kotliny, ako aj o hydrogeologickom charaktere mezozoických hornín.

Na základe získaných údajov, stratigrafického a tektonického vyhodnotenia vrtov VTH-9, VTH-6 a čiastočne VTH-8 možno predpokladať, že mezozoické ostrovy

vystupujúce na južnom predpolí Vysokých Tatier v oblasti severovýchodne od Východnej sa smerom na východ ponárajú pod kvartérne a paleogénne sedimenty. Boli zachytené vrtom VTH-6 v hĺbke 186,0 m. Súčasne môžeme predpokladať, že mezozoikum na južnom okraji Vysokých Tatier sa ponára smerom na juh pod vnútrokarpatský paleogén východnej časti Liptovskej kotliny a západnej časti Popradskej kotliny a že v ich hlbokom podloží je spojené s mezozoickými komplexmi vystupujúcimi na severných okrajoch Nízkych Tatier (južne od Východnej a v okolí Svitu).

Tento predpoklad podporujú aj geofyzikálne merania v Podtatranskej kotline, robené naprieč kotlinou až do kryštalinika Vysokých Tatier. Hustota fyzikálneho rozhrania potvrdzuje v podloží paleogénnych ílovcov a pieskovcov odlišný typ hornín (obr. 3) zodpovedajúci vápencom a dolomitom (J. Májovský 1977).

Ďalším dôležitým poznatkom je získanie podporných údajov pre stanovenie charakteru a sklonu výrazného zlomového pásma – podtatranského zlomu. Tento zlom, ktorý oddeľuje kryštalinické jadro Tatier od výplne Podtatranskej kotliny a ktorého priebeh je v oblasti Vysokých Tatier zakrytý hrubou vrstvou glacigénnych sedimentov a poligenetických sutín, bol v minulosti interpretovaný ako línia prešmykového charakteru so sklonom na sever. P. Gross (1971) konštatuje, že v západnej časti pozdĺž Chočských vrchov má chočsko-podtatranský zlom poklesový charakter so sklonom strmo na juh (65–90°). O totožnom charaktere zlomu i pozdĺž Vysokých Tatier svedčí i geologický profil vrtu VTH-6 v Tatranskej Polianke. Po prevŕtaní glacigénnych sedimentov boli zachytené sedimenty bazálnej litofácie paleogénu a v ich podloží v intenzívne porušenej zóne horniny mezozoika, ktorých sukcesia umožnila interpretovať aj normálnu tektonickú superpozíciu. Podobne aj výsledky rozsiahlych geofyzikálnych meraní potvrdzujú poklesový charakter podtatranského zlomu so strmým úklonom na juh a v oblasti Štrbského plesa až s kolmým priebehom (J. Májovský 1972, 1977). Treba podotknúť, že charakter takejto významnej poruchovej línie sa veľmi rýchlo mení. Je viac než pravdepodobné, že ho tvoria viaceré paralelné zlomy, ktoré vytvárajú pásmo premenlivej šírky a pozdĺž ktorých vidieť stupňovité dvíhanie podložia kotliny smerom ku kryštaliniku Tatier.

Nemenej významné je zistenie, že hrubá vrstva kvartérnych sedimentov je silne drénovaná karbonátmi bazálnej litofácie paleogénu a mezozoika pozdĺž podtatranského zlomu. Takto sú vytvorené reálne možnosti na získanie termálnych vôd v podloží flyšovej výplne hlavne Popradskej kotliny.

Do tlače odporučil A. Biely.

Literatúra

DROPPA, A. 1968: Geomorfologický výskum krasových ostrovov v Liptovskej kotline. Geogr. čas. 20, 4, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 328–342.

GROSS, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109–124.

HANZEL, V. 1979: Základný hydrogeologický výskum Vysokých Tatier a ich predpolia. Záverečná správa. Geofond, Bratislava, 1–215.

HANZEL, V. 1980: Hydrogeologická charakteristika štruktúrneho vrtu HV-3 Vrbov in J. Nemčok: Záverečná správa za Štruktúrny geologický vrt HV-3 Vrbov. Geofond, Bratislava, 1–52.
KOREŇ, M. 1974: Krasové javy v povodí Belanky a Hybice. Slovenský kras, 20, Osveta, Martin, 209–221.
MÁJOVSKÝ, J. 1972: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier, Geofond, Bratislava, 1–60.
MÁJOVSKÝ, J. 1977: Geofyzikálny prieskum Popradskej kotliny. Geofond, Bratislava, 1–26.
ZAKOVIČ, M.–HANZEL, V. 1976: Hydrogeológia územia listu 26 – Žilina, mapy ČSSR 1:200 000. Geofond, Bratislava, 1–358.

Vladimír Hanzel–Milan Polák

Hydrogeological and geological data on Mesozoic in foreland of Vysoké Tatry (High Tatra Mts.)

Summary

In the western part of the foreland of the Vysoké Tatry Mts. are several "islands" of Mesozoic rocks near Tri Studničky, Hrubý grúň and Hrádok. Boreholes VTH-8 and VTH-6 realized within hydrogeological research revealed the Mesozoic also below a thick cover of Quaternary sediments between Vyšné Hágy and Tatranská Polianka.

The borehole VTH-9 below the B.M. Hrubý grúň penetrated a complex of Triassic marly limestones with cherts of the Choč nappe (down to 48.20 m) whose basement consists of marly limestones and schists of the Krížna nappe Neocomian. In the borehole VTH-6 in Tatranská Polianka beneath glacigenic sediments at the depth of 186.0 m are carbonates of Paleogene basal lithofacies, in the interval 200.0–217.0 are Triassic carbonates of the Choč nappe and beneath those are Neocomian–Malmian limestones of the Krížna nappe. The borehole VTH-8 reached only limestone fragments in the depth of 380.0 and 385.0 m.

In the foreland of the Vysoké Tatry Mts. the Mesozoic carbonates are exposed only in the area of 4.1 km^2, and carbonates of basal Paleogene lithofacies in the area of 11.5 km^2. They form one aquose complex and from individual "islands" very rich springs issue. Yields of individual springs ranged from 183.0 $l \cdot s^{-1}$ (the Hrubý grúň spring) to 7.5 $l \cdot s^{-1}$ (the Ramžová spring). Ground waters of this karst-fissure system issue mostly in the from of barrier springs on the contact with the Paleogene flysch formation. Another part of ground waters pass in the form of latent inflows into surface flows Belianska voda and Hybice. The carbonates drain both the crystalline complex of the Vysoké Tatry Mts. and extensive adjacent parts of Quaternary sediments and this results in great yields of springs (V. Hanzel 1979).

Resistivity measurements in hydrogeological boreholes VTH-6, VTH-7 and VTH-8 proved vertical circulation of water toward the bottom of the borehole. So the Quaternary sediments are drained by underlying Mesozoic and Paleogene carbonates along the Subtatric fault. The balance valuation of the region shows that 5.4–33.4% of infiltrated precipitations are drained by the underlying carbonates. The waters evidently participate in formation of thermal waters in the Podtatranská kotlina (depression). Geophysical measurements and partial results of drilling prove the presence of carbonates beneath sediments of Paleogene flysch lithofacies of the Popradská kotlina (depression). So there are real possibilities for gaining thermal waters (V. Hanzel 1979).

The results of geophysical measurements (J. Májovský 1972) and borehole VTH-6 in Tatranská Polianka indicate the subsidence character of the Subtatric fault also in the area of the Vysoké Tatry Mts. in accordance with the data by P. Gross (1971) from the western part along the Chočské vrchy Mts.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Geological map of Vysoké Tatry Mts. and foreland (according to Geological map of ČSSR 1:200 000, sheet Vysoké Tatry, partly modified by V. Hanzel 1981).
1–granitoid rocks, 2–basal Paleogene lithofacies, 3–Paleogene flysch lithofacies, 4–Mesozoic undivided, 5–Mesozoic covered by Quaternary, 6–faults established, presumable, 7–hydrogeological boreholes, springs with names (1–Tri Studničky, 2–Ramžová, 3–Hrádok, 4–Hrubý grúň, 5–Hybica, 6–Kundrátovo), 8–geological-geophysical section.

Fig. 2 Lithological profile of borehole VTH-9 (Hrubý grúň)

Fig. 3 Geological-geophysical section of Popradská kotlina (depression) – (V. Hanzel–J. Májovský 1980).
1–glacigenic sediments-Quaternary, 2–claystones, sandstones-Paleogene, 3–Mesozoic sediments undivided, 4–granitoid rocks, 5–faults establishe, presumable, 6–resistivity of rocks in ohmmeters.

Fig. 4 Graphical record of resistivity measurements from borehole VTH-6.

Fig. 5 Graphical record of resistivity measurements from borehole VTH-8.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 155–164, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

Eva Žáková

551.311.231(437.64)

Mineralógia vybraných typov kôry zvetrávania v západnej časti stredoslovenských neovulkanitov

3 obr. v texte, 1 fotogr. tab. (XXVII), anglické resumé

Abstract. Presented are results of the study of mineral composition of wastes, including soils in the Central–Slovakian neovolcanic region. Semiquantitative X-ray analysis revealed polymineral character of brown soils on volcanic rocks containing 2–4 clay minerals associated with other high-dispersion minerals. Montmorillonite and illite are most frequent clay minerals; chlorite and kaolinite are less frequent.

Úvod

V oblasti stredoslovenských neovulkanitov sme na niektorých miestach našli dobre zachované kôry zvetrávania vhodné pre sledovanie mineralogických zmien hornín. V práci predkladáme výsledky mineralogického štúdia recentných zvetralín od nepremenenej horniny až po konečný produkt zvetrávania – pôdu, a to na rôznych typoch neovulkanických hornín.

Na štúdium zloženia zvetralín vyvinutých na mladých vulkanických horninách sme odobrali vzorky zo 40 lokalít severozápadnej časti Štiavnických vrchov a južného okraja Kremnických vrchov. Analyzované boli vzorky z profilov hnedých pôd, zväčša plytkých až stredne hlbokých, väčšinou silne skeletnatých, vzniknutých na delúviách a elúviách pevných neovulkanických hornín. Profily boli situované na miesta, kde sa nepredpokladá väčší pohyb zvetralín po svahu. Počet vzoriek odobratých z jedného profilu sa riadil zmenami genetických horizontov a jeho hĺbkou.

Našou snahou bolo poznať charakter procesov zvetrávania, zvlášť hlavné asociácie ílových minerálov v nich. Ílové minerály najlepšie odrážajú zvláštnosti vývoja zvetralín, preto sme im venovali najväčšiu pozornosť. Pre posúdenie homogenity profilu sme sledovanie ílových frakcií doplnili analýzou piesčitej frakcie a petrografickým vyhodnotením horniny, na ktorej je zvetralina uložená. V tomto príspevku podávame hlavné závery štúdia niektorých charakteristických profilov.

RNDr. E. Žáková, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Metodika výskumu

Štúdium zvetralín a pôd má svoje špecifiká, preto príprave vzoriek na mineralogické analýzy predchádza rad operácií. Je to dispergovanie vzoriek, separácia zvolenej frakcie, odstránenie humusu, voľných kysličníkov, príp. hydroxidov Fe, Al, Mn, karbonátov a rozpustných solí. Na presnú identifikáciu ílových minerálov pomocou röntgenovej difraktometrickej analýzy je potrebné sýtenie ílu vhodnými katiónmi.

Na výskum zvetralín sme použili predovšetkým ílové frakcie pod 0,001 a pod 0,01 mm a piesčitú frakciu 0,1–0,25 mm. Jemné frakcie sme analyzovali röntgenovou difraktometriou, pri ktorej sme použili orientované preparáty zhotovené z vodnej suspenzie, sušené na vzduchu, a to prírodné, sýtené Mg^2, solvatované glycerínom a žíhané na 550 °C počas štyroch hodín. Röntgenografickú analýzu sme vykonali na prístroji Mikrometa 2 s goniometrom a integrátorom – použili sme Fe-lampu, napätie 30 kV, intenzitu 8 mA, Mn-filter, posun papiera 600 mm/hod. a chod goniometra 2°/min. Semikvantitatívne vyhodnotenie sme urobili podľa tabuliek V. I. Michejeva (1957). Vzorky jemných frakcií sme prezreli na riadkovacom elektrónovom mikroskope JSMU-3. Frakcia 0,1–0,25 bola sledovaná pod binokulárnou lupou a polarizačným mikroskopom.

Metodika výskumu pôdnych ílov je podrobne opísaná v prácach R. Šályho–A. Mihálika (1970), J. Čurlíka (1977) a inde.

V práci uvádzame výsledky štúdia profilov Rudno nad Hronom, Močiar, Banská Štiavnica.

Opis profilov

Rudno nad Hronom – Kalvária

Nadmorská výška 245 m. Kopaná sonda. Hnedá pôda stredne hlboká, vyvinutá na pyroxenickom andezite. Porast lúčny, prekorenenie sa smerom do hĺbky vytráca. Vzorky boli odobraté z hĺbky 10, 25, 40 a 110 cm z pôdnych horizontov:

0,0– 6,0 cm mačina;

0,6–20,0 cm hnedá ílovitoprachová pôda tvorená rozpadavými hrudkami, menší obsah úlomkov horniny, prekorenenie silné;

20,0–55,0 cm pôda svetlejšie hnedá, hlinitá, drobnohrudkovitá, úlomky horniny smerom do hĺbky pribúdajú, prekorenenie sa vytráca.

Vo vzorke z hĺbky 10–15 cm prevláda montmorillonit, ako vedľajšie minerály vystupujú illit a chlorit, výrazne je zastúpený kristobalit a kremeň. V hrubšej frakcii je asociácia minerálov obdobná, navyše je prítomný klastický živec (obr. 1).

Vzorka z hĺbky 25–30 cm obsahuje tie isté minerály.

V spodnom horizonte, vo vzorke z hĺbky 40–45 cm, znovu prevláda montmorillonit, menšie zastúpenie má illit, chlorit je prítomný len v jemnejšej frakcii. Značne je zastúpený kristobalit a kremeň, v hrubšej frakcii je živec.

Podľa obsahu minerálov v piesčitej frakcii 0,25–0,1 mm (tab. 1) môžeme usudzovať, že nejde o homogénny profil. V podložnej hornine sa vyskytujú hyperstény s typickými hrebeňmi, ktoré sú silne porušené puklinkami a sú premenené; augity

a živce sú menej postihnuté premenou. K týmto pristupuje amfibol a kremeň. Podľa percentuálneho zastúpenia a porušenia zŕn minerálov v dvoch sledovaných vzorkách môžeme hovoriť o intenzívnejšej premene minerálov vo vrchnejšom horizonte.

Masívna hornina z hĺbky 110 cm je svetlošedej farby, s drobnými výrastlicami minerálov. Mikroskopický opis: štruktúra porfyrická, vývoj základnej hmoty hyalopilitický. Svetlé minerály zastupuje zonálny a lamelovaný plagioklas, často je preniknutý sieťou pukliniek, v ktorých sa už separujú sekundárne minerály. Tmavé minerály: hyperstén často s idingsitom, po štiepnych trhlinkách možno sledovať postupujúcu premenu, podobne ako u lepšie zachovaného augitu. Hojné glomeroporfyrické zhluky tvorené pyroxénmi a drobnými lištami plagioklasov sa javia ako menej premenené. Zo sprievodných minerálov je prítomný značne limonitizovaný rudný minerál a apatit.

Močiar – nad Markuškou

Nadmorská výška 520 m. Kopaná sonda. Hnedá pôda plytká, vyvinutá na pyroxenicko-amfibolickom andezite. Porast lúčny, prekorenenie sa smerom ku dnu sondy postupne vytráca. Vzorky boli odobraté z hĺbky 10, 24 a 65 cm z nasledujúcich horizontov:

0,0– 6,0 cm mačina;
0,6–16,0 cm ílovitopiesčitá hnedá pôda s brokovitým rozpadom, prekorenená, s množstvom úlomkov horniny;
16,0–35,0 cm ílovitopiesčitá, svetlejšie hnedá pôda s väčším obsahom zvetralých úlomkov horniny, s postupným prechodom do súvislej polohy horniny balvanovito rozpadnutej.

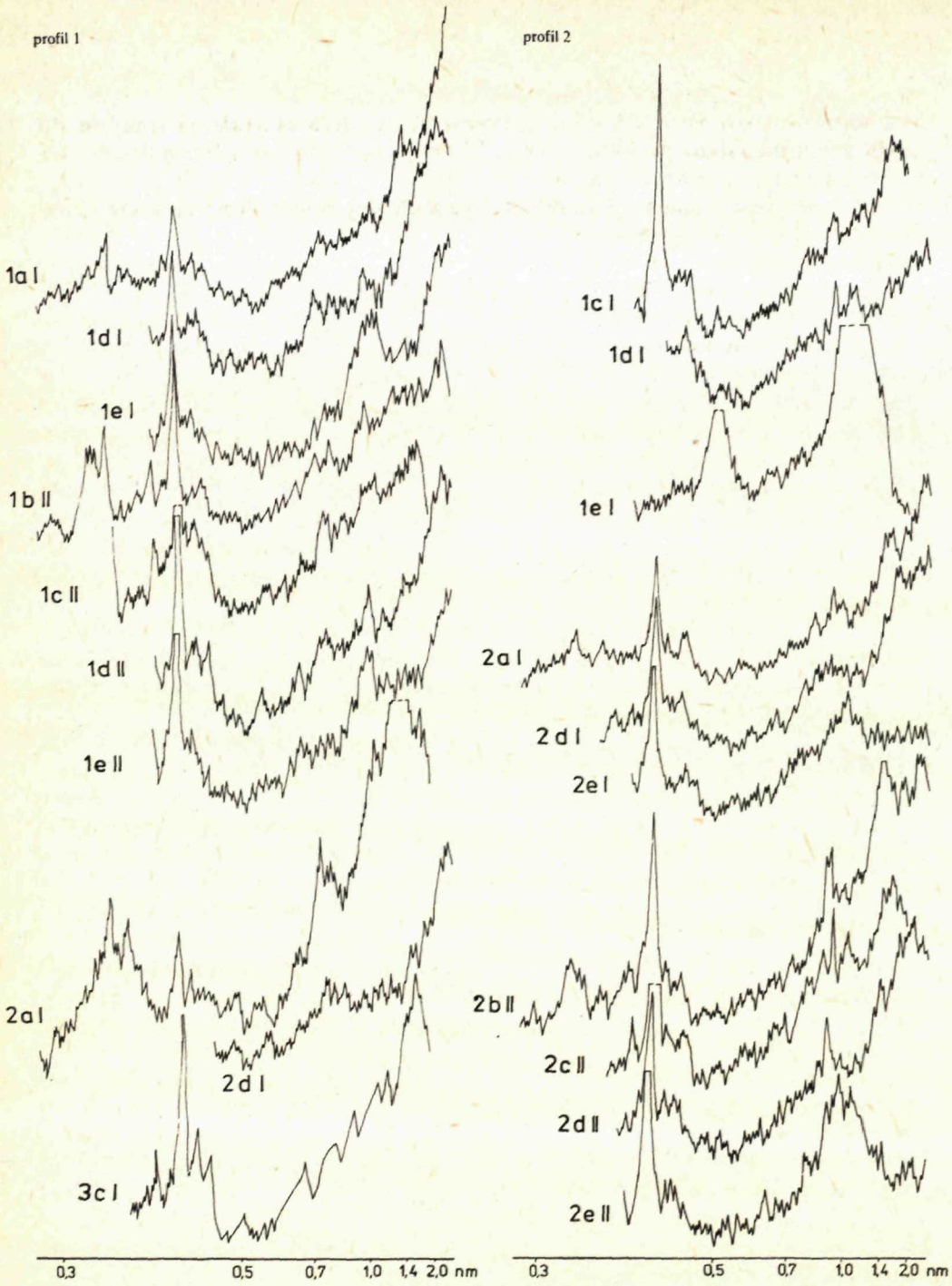
Difraktogramy ílových frakcií pod 0,001 a pod 0,01 mm sú na obr. 2.

Vo vrchnom horizonte profilu, hĺbka 10–15 cm, z ktorého bola analyzovaná len jemnejšia frakcia, prevláda chlorit, ako vedľajší minerál vystupuje montmorillonit a illit. Prítomnosť chloritu potvrdil glycerínový test. Prítomný je i kristobalit.

V horizonte z hĺbky 20–25 cm je vyšší obsah montmorillonitu, chlorit tu prítomný nie je. Hrubšia frakcia z tejto hĺbky obsahuje montmorillonit a v menšom množstve je v nej prítomný i chlorit. V obidvoch vzorkách je výrazne zastúpený kristobalit, prítomný je aj živec, zvlášť v hrubšej frakcii.

Zastúpenie minerálov v piesčitej frakcii 0,25–0,1 mm (tab. 1) ukazuje, že zvetraný materiál pochádza z podložnej horniny. Ako zachovalejšie sa javia pyroxény, amfibol, ktorý vo frakcii prevláda je intenzívne premenený a určiteľný len podľa tvaru. Medzi nepriesvitnými minerálmi sú zahrnuté rudné a limonitizované minerály a rôzne železité novotvary. V ľahkej frakcii je zastúpený živec a kremeň.

Hornina z hĺbky 65 cm je šedej farby s výrastlicami minerálov do 2 mm. Štruktúra horniny je porfyrická. Vývoj základnej hmoty hyalopilitický. Svetlé minerály sú zastúpené silne zakaleným a popukaným plagioklasom. U niektorých zŕn možno ešte pozorovať zonálnosť, iné sú takmer úplne nahradené sekundárnymi minerálmi. Tmavé minerály zastupuje silne opacitizovaný amfibol, často určiteľný len podľa obmedzenia a pyroxény, tiež silne premenené. Hornina je intenzívne premenená, oxidovaná.


profil 1
profil 2
1a I
1d I
1e I
1b II
1c II
1d II
1e II
2a I
2d I
3c I
1c I
1d I
1e I
2a I
2d I
2e I
2b II
2c II
2d II
2e II
0,3
0,5
0,7
1,0
1,4
2,0 nm

Banská Štiavnica – Špitálsko

Nadmorská výška 575 m. Výkop pre plynovod. Hnedá pôda hlboká, vyvinutá na amfibolicko-pyroxenickom andezite. Porast lúčny, prekorenenie sa smerom do hĺbky zmenšuje, siaha do hĺbky 65 cm. Vzorky boli odobraté z hĺbky 10, 40, 85 a 170 cm z nasledovných horizontov:

0,0– 17,0 cm humusový horizont tmavohnedej ílovitopiesčitej pôdy, silné prekorenenie;

17,0– 65,0 cm pôda svetlohnedá, hlinitá, veľké úlomky rozloženej aj čerstvejšej horniny, prekorenenie sa vytráca;

65,0–102,0 cm hrdzavočervený horizont, hlinitý, s prechodom od balvanovito rozpadnutej do súvislej polohy silne zvetralej horniny.

Röntgenograficky bola analyzovaná frakcia pod 0,01 mm (obr. 3).

Hĺbka 10,0–15,0 cm: Vo vzorke bol zistený kaolinit, montmorillonit, illit, chlorit a kremeň. Prítomnosť týchto minerálov potvrdili viaceré testy röntgenodifraktometrickej analýzy. Prítomnosť zle vykryštalizovaného kaolinitu nám potvrdili aj snímky z riadkovacieho elektrónového mikroskopu.

Vo vzorke z hĺbky 40–45 cm je prítomný illit, kaolinit, montmorillonit, chlorit a kremeň.

V hĺbke 85–90 cm je najvýraznejšie zastúpený illit, slabšie kaolinit, montmorillonit, chlorit a kremeň.

Vo vzorkách zo všetkých hĺbok bola zistená rovnaká asociácia ílových minerálov, pričom vo vrchnom horizonte je výraznejšie zastúpený kaolinit, v hlbších horizontoch illit. Asociácia kaolinit–illit–montmorillonit–chlorit v hnedej pôde na vulkanitoch je výsledkom prímesí reliktných zvetralín vzniknutých na hydrotermálne premenenej hornine.

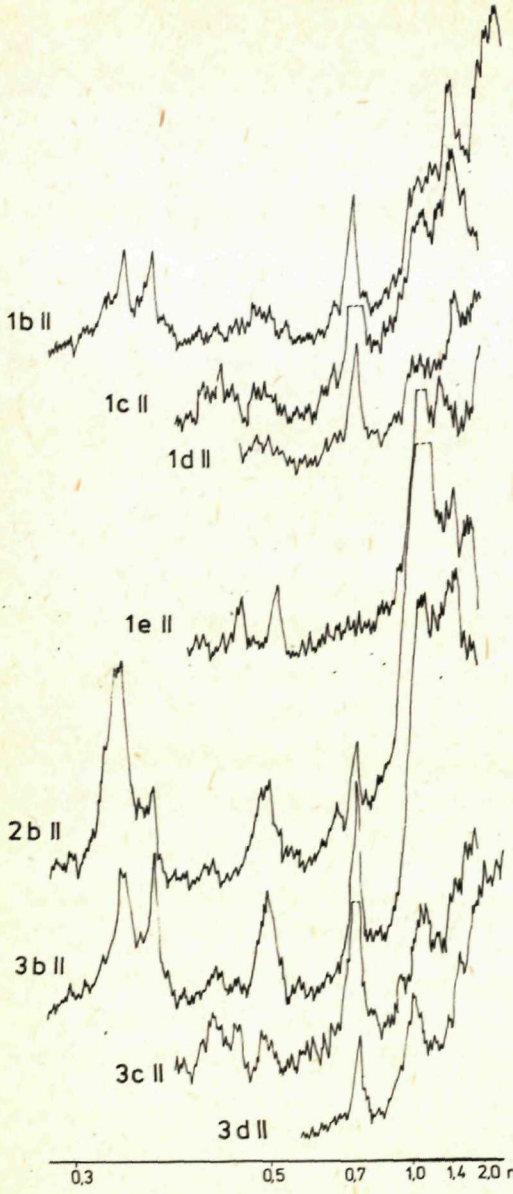
Prevládajúcou zložkou ťažkých minerálov frakcie 0,25–0,1 mm (tab. 1) sú nepriesvitné, limonitizované a opacitizované minerály. Ojedinele zachované amfiboly a pyroxény nie sú rovnako intenzívne postihnuté premenou. Podľa výsledkov planimetrickej analýzy je ťažko určiť rozdiel vo zvetranosti minerálov, pretože sa tu uplatnili aj vplyvy hydrotermálnej premeny.

Svetlošedá hornina z hĺbky 170 cm obsahuje výrastlice zakalených živcov a tmavých minerálov. Mikroskopický opis: štruktúra porfyrická, základná hmota silne limonitizovaná, jej pôvodný charakter neurčiteľný. Svetlé minerály zastúpené zonálnymi plagioklasmi sú kaolinizované a slabo karbonatizované. Tmavé minerály–amfiboly a pyroxény sú limonitizované, preniknuté puklinkami, pozdĺž ktorých

←

Obr. 1 Rudno nad Hronom – profil 1.
Difraktogramy ílovej frakcie I – pod 0,001 mm, II – 0,01 mm vzorka: a-prírodná; b-separovaná nesýtená; c-sýtená Mg^2; d-solvatovaná glycerínom; e-žíhaná pri 550°C.

Obr. 2 Močiar – profil 2.
Difraktogramy ílovej frakcie I – pod 0,001 mm, II – pod 0,01 mm vzorka: a-prírodná; b-separovaná nesýtená; c-sýtená Mg^2; d-solvatovaná glycerínom; e-žíhaná pri 550°C.



Obr. 3 Banská Štiavnica – profil 3. Difraktogramy ílovej frakcie I – pod 0,001 mm, II – pod 0,01 mm vzorka: a-prírodná; b-separovaná nesýtená; c-sýtená Mg^2; d-solvatovaná glycerínom; e-žíhaná pri 550°C.

sú zatláčané sekundárnymi minerálmi. Zo sprievodných minerálov je prítomný rudný minerál, zväčša silne zoxidovaný, a apatit. V základnej hmote sa ojedinele vyskytujú zrniečka kremeňa.

Zhrnutie výsledkov

Z viacerých spracovaných profilov hnedých pôd vyvinutých na zvetralinách neovulkanických hornín (E. Žáková 1976) vybrali sme tri charakteristické profily. Hoci ide o zvetraliny vyvinuté na rovnakých alebo príbuzných horninových typoch, zastúpenie ílových minerálov v nich je premenlivé, ich asociácie sú pestré. V jednotlivých profiloch sa mení obsah minerálov viac hĺbkou, rozdiel v zastúpení jednotlivých ílových minerálov frakcie pod 0,001 a pod 0,01 mm nie je častý, mení sa skôr ich kvantitatívne zastúpenie. V ílovej frakcii študovaných zvetralín sú najčastejšie asociácie montmorillonit–illit–chlorit, montmorillonit–kaolinit–illit–chlorit a chlorit–illit. Častá je prímes kremeňa, vo vyšších horizontoch kristobalitu.

Montmorillonit je u väčšiny sledovaných vzoriek hlavným minerálom. Illit je najčastejšie sa vyskytujúcim ílovým minerálom. Podľa R. Šályho–A. Mihálika (1970) v hnedých lesných pôdach Slovenska na vulkanických horninách prevažuje illit, menej je zastúpený montmorillonit. Vysoký obsah illitu v hnedej pôde vzniknutej na vulkanických horninách uvádza aj E. C. Mackenzie (1965). Na bazaltových horninách hlavnú zložku tvorí v pôdnom íle montmorillonit, doprevádza ho kaolinit a illit. J. Čurlík (1977) uvádza zo zvetralín uložených na bazaltoch južného Slovenska asociáciu kaolinit–montmorillonit. Výsledky našej práce súhlasia s údajmi, ktoré sú uvádzané v literatúre pre podobné typy zvetralín.

Väčšie zastúpenie kaolinitu sme zistili na pyroxenicko-amfibolickom andezite – Banská Štiavnica, kde ho doprevádza montmorillonit, illit a chlorit. Vyšší podiel kaolinitu pokladáme za prímes zdedenú od pôvodne hydrotermálne premenenej horniny. V predmetnom území spôsobovali rozsiahlu premenu hydrotermálne procesy spojené so vznikom sekundárnych, prevažne ílových minerálov. Zvetrávacie procesy našli uplatnenie samozrejme aj v tých oblastiach, ktoré boli už skôr postihnuté hydrotermálnymi premenami. Ak pripočítame možnosť zachovania reliktných zvetralín a vývoj recentných zvetralín, ukazuje sa, že ich charakter je veľmi pestrý a nie je podmienený len recentnými procesmi zvetrávania.

Vo všetkých vzorkách v ílovej frakcii je prítomný vysokodisperzný kremeň a nízkotermálny kristobalit; vo frakcii pod 0,01 mm klastický plagioklas strednej bázicity, ojedinele zeolity zistené riadkovacím elektrónovým mikroskopom. Podobne sme zaznamenali guľovité amorfné formy alofánu. Výrazné zastúpenie kremeňa a kristobalitu v ílovej frakcii pôd vyvinutých na horninách bez prítomnosti kremeňa poukazuje na ich vznik pri zvetrávaní minerálov týchto hornín. Nízkotermálny kristobalit je produktom zvetrávania vulkanických hornín, kde vzniká rekryštalizáciou kremitých gélov. Môže predstavovať tiež trosky po zvetrávaní niektorých minerálov.

Celková bilancia materiálu, pokiaľ ide o homogenitu profilov, nebola vykonaná, no z určitých asociácií ťažkých minerálov a z ich porovnania s petrografickým rozborom pôdotvorného substrátu vyplýva, že niektoré profily nie sú homogénne (napr. profil 1 – Rudno n/Hronom). Môžeme predpokladať, že väčšina sledovaných pôd sa však vyvinula na mieste. Značná časť minerálov môže byť zdedená od materskej horniny, pretože napr. chloritizácia a kaolinizácia sú častými hydrotermálnymi premenami, ktorými sú bežne poznačené horniny tejto oblasti.

Tabuľka 1

Percentuálne zastúpenie ťažkých minerálov vo frakcii 0,25—0,1 mm

Lokalita	Hĺbka v cm	Hyperstén %	Augit %	Amfibol %	Nepriesvitné minerály %	Limonitizované minerály %	Zirkón %	Apatit %
Rudno	10	56,20	4,20	3,36	31,50	4,32	—	0,42
	40	61,22	6,30	2,94	24,14	4,30	—	1,10
Močiar	10	22,32	—	32,06	45,14		0,48	—
	25	31,15	—	19,16	48,57		1,12	—
Banská Štiavnica	10	1,38	6,59	2,76	44,46	42,05	0,69	2,07
	85	3,22	2,31	5,34	51,24	34,37	1,01	2,51

Table 1

Percentage of heavy minerals in fraction 0,25—0,1 mm

Locality	Depth in cm	Hypersthene %	Augite %	Hornblende %	Opaque minerals %	Limonitized minerals	Zircon %	Apatite %
Rudno	10	56,20	4,20	3,36	31,50	4,32	—	0,42
	40	61,22	6,30	2,94	24,14	4,30	—	1,10
Močiar	10	22,32	—	32,06	45,14		0,48	—
	25	31,15	—	19,16	48,57		1,12	—
Banská Štiavnica	10	1,38	6,59	2,76	44,46	42,05	0,69	2,07
	85	3,22	2,31	5,34	51,24	34,37	1,01	2,51

Záver

Všetky sledované pôdy majú ílový podiel polyminerálneho charakteru s obsahom 2–4 ílových minerálov s doprevádzajúcimi 1–4 vysokodisperznými minerálmi. Vo väčšine prípadov prevláda v určitej asociácii jeden minerál, ojedinele sú takmer rovnakým dielom zastúpené dva ílové minerály. Asociácie ílových minerálov vo zvetralinách na vulkanických horninách sú takmer rovnaké. Najčastejšia je asociácia montmorillonit–illit–chlorit a montmorillonit–kaolinit–illit–chlorit. Hlavným minerálom u väčšiny sledovaných pôd je montmorillonit. Najčastejším ílovým minerálom je illit.

Na základe vyhodnotenia minerálov frakcie 0,25–0,1 mm a na základe ich porovnania s materskou horninou možno konštatovať u väčšiny sledovaných zvetralín ich vznik na mieste a potvrdiť tak prvoradý vplyv materskej horniny na zloženie zvetraliny.

Do tlače odporučil J. Beňka.

Literatúra

ČURLÍK, J. 1977: Pedograficko-mikroskopické a mineralogické štúdium pôd Slovenska. Kandidát. dizer. práca. Geofond, Bratislava, 1–183.

MACKENZIE, E. C. 1965: Glinistije mineraly šotlandskych počv. Počvovedenie 4, Moskva, 75–87.

MICHEJEV, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Gos. nauč. techn. izdat., Moskva, 1–868.

ŠÁLY, R.–MIHÁLIK, A. 1970: Ílové nerasty v lesných pôdach na Slovensku. Náuka o zemi, Pedologica 5, 7, Bratislava, 1–110.

ŽÁKOVÁ, E. 1976: Mineralógia, petrografia a geochémia kôry zvetrávania v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–122.

Vysvetlivky k fotografickej tabuľke XXVII

Obr. 1 Rudno nad Hronom, hĺbka 40–45 cm – asociácia montmorillonit–illit–chlorit–kremeň, v popredí guľôčka alofánu. Frakcia pod 0,001 m, zväčšené 5000×, foto Šebor.

Obr. 2 Močiar, hĺbka 20–25 cm – montmorillonit. Frakcia pod 0,001 mm, zväčšené 2000×, foto Švec.

Obr. 3 Močiar, hĺbka 20–25 cm – zeolit vykryštalizovaný v silicifikovanom organickom zvyšku. Frakcia pod 0,001 mm, zväčšené 6000×, foto Švec.

Obr. 4 Banská Štiavnica, hĺbka 10–15 cm – kaolinit–montmorillonit–chlorit–illit. Frakcia pod 0,01 mm, zväčšené 1500×, foto Švec.

Obr. 5 Rudno nad Hronom, hĺbka 10–15 cm – zvetrávaním čiastočne postihnuté zrno plagioklasu. Frakcia pod 0,01 mm, zväčšené 2500×, foto Šebor.

Obr. 6 Močiar, hĺbka 20–25 cm detail montmorillonitu. Frakcia pod 0,001 mm zväčšené 5000×, foto Švec.

Eva Žáková

Mineral composition of some rock wastes in Central Slovakian neovolcanic region

Summary

Presented are results of mineralogical study of recent rock wastes including fresh rock to the final product of weathering – the soil from Central-Slovakian neovolcanic rocks. Clay minerals reflect particularities of rock waste development best so they were paid most attention. Mineralogical studies include semiquantitative X-ray analysis of fraction smaller than 0.001 and 0.1 mm, valuation of sandy fractions below 0.25–0.1 mm, and petrographic analysis of underlying rocks. Soil profiles were sampled according to changes in genetic levels. The underlying rocks were sampled as well.

The clay ratio of polymineral character in the soils includes 2–4 clay minerals associated with 1–4 high-dispersion minerals. In most cases one mineral is dominant in a certain assemblage, scarcely two minerals occur in almost equal ratio. Clay mineral assemblages in rock wastes on volcanic rocks are almost equal. Montmorillonite–illite–chlorite and montmorillonite–kaolinite–illite–chlorite assemblages are most frequent. In most soils studied, montmorillonite is the main mineral; illite is most frequent.

A comparison of the composition of underlying rocks to mineral content of sandy fraction proves that most rock wastes studied formed in situ.

Explanation of text figures

Fig. 1 Rudno nad Hronom – Profile 1 Diphractograms of clay fraction I–below 0.001 m, II–0.01 mm. a-natural sample; b-separated nonsaturated sample; c-sample saturated with Mg^2; d-sample solvated by glycerine; e-annealed at 550°C.

Fig. 2 Močiar – Profile 2 Diphractograms of clay fraction I–below 0.001 mm, II–below 0.01 mm. a-natural sample; b-separated non-saturated sample; c-sample saturated with Mg^2; d-sample solvated by glycerine; e-annealed at 550°C.

Fig. 3 Banská Štiavnica – Profile 3 Diphractograms of clay fraction I–below 0.001 mm, II–below 0.01 mm.
a-natural sample; b-separated non-saturated sample; c-sample saturated with Mg^2; d-sample solvated by glycerine; e-sample anealed at 550°C.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 165–168, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

553.611.6 :549.313.2 (437

Slavomír Štubňa

Nález antimonitu v bentonitoch ložiska Jelšový potok I

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstrakt. Ťažobným prieskumom na ložisku bentonitov Jelšový potok I bola vo vrte BV-41 nájdená kaverna s výplňou stebelnatého radiálne lúčovitého antimonitu. Nález je dôkazom toho, že sa na vzniku ložiskovej výplne podielali aj hypogénne procesy.

Ložisko bentonitu Jelšový potok I sa nachádza asi 2 km na SZ od obce Stará Kremnička, okres Žiar nad Hronom. Surovina z neho sa pre priemyselné účely ťaží od roku 1972 (Rudné bane, n. p., Banská Bystrica, závod Kremnica).

V roku 1979 sa v južnej a juhovýchodnej dobývanej časti ložiska vykonával vrtný ťažobný prieskum, ktorý mal za úlohu spresniť geologickú situáciu na okraji overených zásob. Vrtom BV-41 situovaným na južnom okraji vypočítaných zásob, ktorý bol odvŕtaný do hĺbky 50 m, bola nájdená uprostred vrtného jadra, tvoreného bentonitom, dutina s výplňou steblovitého agregátu antimonitu.

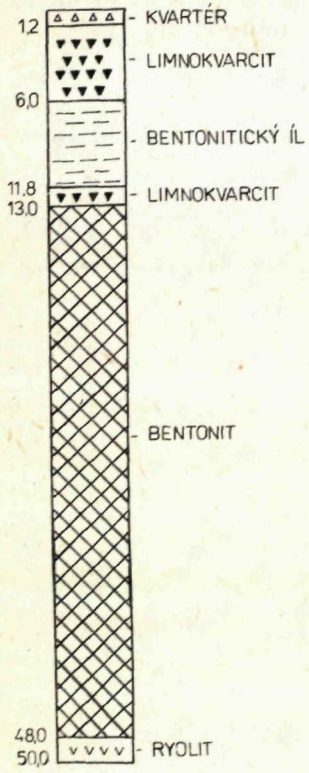
Ložisko Jelšový potok I tvorí súčasť vulkanicko-sedimentárneho komplexu Žiarskej kotliny a viaže sa na súvrstvie tufov vulkanickej série mikrolitických ryolitov III. ryolitovej fázy a subsekventného vulkanizmu. Celý komplex budujú extruzívne telesá ryolitov a súvrstvie redeponovaných tufov a tufitov s polohami limnokvarcitov. Proces bentonitizácie sa viaže výlučne na polohy ryolitových tufov. Vznik bentonitov v tejto oblasti súvisí s procesmi prebiehajúcimi počas tvorby limnokvarcitov v sladkovodnom prostredí, vo vrchnom sarmate a spodnom panóne, hydratáciou vulkanického skla. Táto mohla pokračovať aj po vzniku celého komplexu prevažne účinkom vertikálnej cirkulácie vôd atmosferického pôvodu. Viesť ostrú hranicu medzi syngenetickou a epigenetickou bentonitizáciou nie je v súčasnosti možné. Je však pravdepodobné, že hlavná fáza bentonitizácie spadá do obdobia vzniku limnokvarcitov. (I. Kraus–J. Zuberec 1976).

Ložisko bentonitov Jelšový potok I sa na JV a JZ ponára pod tzv. produktívne súvrstvie. Toto je tvorené ílovito-piesčitou fáciou s polohami tufitov, ojedinele tufov a štrkov. Medzi ílovitými polohami sa nachádzajú balvany a lavice limnokvarcitu premenlivej aj niekoľkometrovej hrúbky. Podložie ložiska bentonitu tvorí masa

S. Štubňa, p. g., Rudné bane, n. p., Ban. Bystrica, závod Kremnica

tufobrekcií, pod ktorým sa nachádzajú hruboúlomkovité pyroklastiká prerážané strmo vystupujúcimi kopulami ryolitov (J. Zuberec–D. Očenáš 1972).

Vrt BV-41 prenikol vo vrchnej časti produktívnym súvrstvím s polohami lavíc (obr. 1). Pod ním bola mohutná poloha kvalitného bentonitu končiaca v hĺbke 48 m.



Obr. 1 Litologický sled vo vrte BV-41.

V hĺbke 46,90 m sa vo vrtnom jadre v bentonitickom materiáli našla kaverna o priemere 3 cm, vyplnená radiálne lúčovitým agregátom, ktorý bol tvorený steblovitým kovovosivým minerálom vysokého lesku. Okolitý materiál bol zo žltého až žltozeleného bentonitu s makroskopicky viditeľnými šupinkami biotitu, izomorfne obmedzenými kryštálmi magmatického kremeňa a silne rozloženým mliečnobielym živcom. Okrem týchto úlomkov sa v bentonitickej mase našli tmavofialové úlomky felsosferolitického ryolitu do priemeru 0,5 cm.

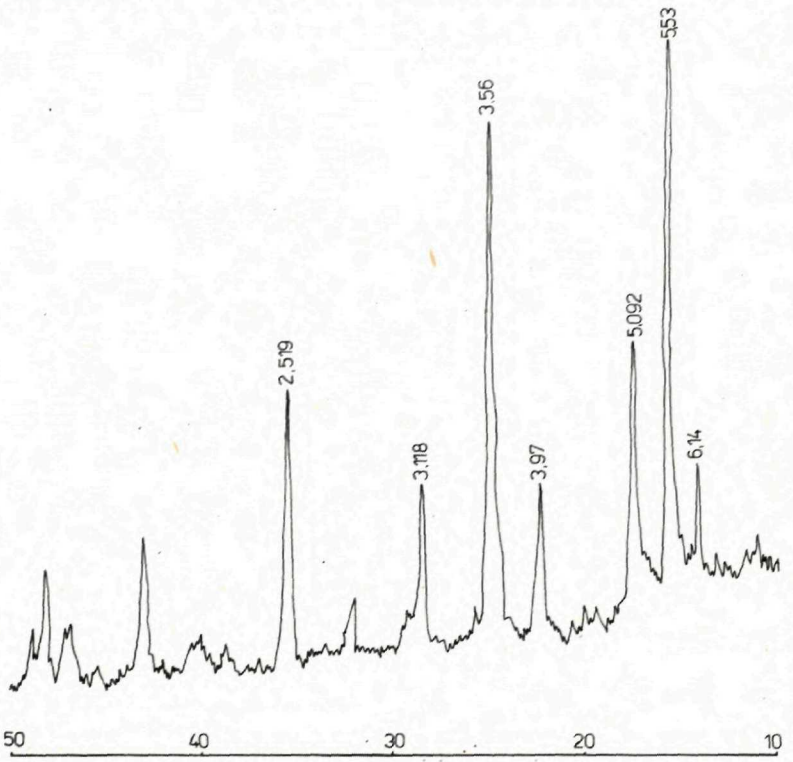
Chemické zloženie bentonitu je uvedené v tabuľke 1.

Tabuľka 1

%	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
46,0—48,0 m	55,01	14,02	3,16	2,80	4,03

Technologická vhodnosť pre súčasné použitie v rámci spracovania je taktiež vyhovujúca. To dokumentujú nasledovné parametre: nerozplaviteľný zvyšok na site 0,2 mm = 14,8 %, výmenná kapacita iónov = 67,70 mval/100 g, napučavosť = = 35,0 ml, stabilita gélu = 100 ml. Jadro z podložia bentonitu vo vrte BV-41 bolo sivozelenej farby, kompaktné, čiastočne vybielené, ryolitového charakteru.

Pri určovaní minerálu som použil reakciu s KOH, ktorá bola pozitívna. Aj röntgenová analýza potvrdila domnienku, že ide o antimonit (obr. 2).



Obr. 2 Difrakčný záznam nájdeného minerálu.

Nález opísaného minerálu je zaujímavý hlavne z toho hľadiska, že sa vyskytuje v materiáli usadzovanom v sladkovodnom prostredí, kde najväčší podiel na bentonitizácii mali hypergénne procesy.

Viacerí autori (K. Eliáš–J. Kantor–J. Štohl 1967) a (F. Fiala–Z. Pácal 1959) uvádzajú nízkotermálnu mineralizáciu, ktorá sa zoskupuje okolo dajok extruzívnych ryolitov a je charakteristická pre Kremnické pohorie. M. Ciesarik (1973) opisuje nález antimonitu na ložisku limnokvarcitov Stará Kremnička–Kotlište.

Všetky tieto poznatky ma vedú k záveru, že na formovaní ložiska bentonitov Jelšový potok I sa podielali aj hypogénne procesy, ktoré sa tu prejavili v podobe nízkotermálnej mineralizácie dokumentovanej nálezom antimonitu. Prienik rozto-

kov, usudzujúc podľa charakteru kaverny a jej okolia, časovo snáď spadá do obdobia doznievania procesu bentonitizácie, pričom je zrejmé, že hydrotermálne roztoky prenikali z podložia ložiska, v ktorom vystupujú kopuly ryolitových masívov.

Do tlače odporučila M. Marková.

Literatúra

CIESARIK, M. 1973: Antimonit v limnokvarcitoch pri Starej Kremničke. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301–302.

ELIÁŠ, K.–KANTOR, J.–ŠTOHL, J. 1967: Intermineralizačné postavenie ryolitov v Banskej Štiavnici. Geol. Práce, Správy 43, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 141–155.

FIALA, F.–PÁCAL, Z. 1959: Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitů v Kremnických horách. Geol. Práce, Zoš. 54, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–80.

KRAUS, I.–ZUBEREC, J. 1976: Bentonitex and kaolins at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts. in the neovolcanic region of central Slovakia. Seventh Conference on Clay Mineralogy and Petrology Karlové Vary 1976, 5–6.

ZUBEREC, J.–OČENÁŠ, D. 1972: Záverečná správa s výpočtom zásob z etapy predbežného prieskumu so stavom ku dňu 31. 12. 1972. Manuskript – archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 1–26.

Slavomír Štubňa

Antimonite in bentonites of deposit Jelšový potok I

Summary

In the borehole BV-41 in the bentonite deposit Jelšový potok I a cavern was found, filled by rodlike, radial antimonite. It is a proof of hypogenic processes having participated in formation of the deposit filling.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Lithological sequence in borehole BV-41.
Fig. 2 Diphraction record of the mineral found.

Translation: E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 77, s. 169–170, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

655.55 : 55 (437.6)

Recenzia knihy „Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny"

Autorský kolektív: D. Vass–V. Konečný–J. Šefara–M. Filo–J. Pristaš–L. Škvarka. Vedecký redaktor: RNDr. J. Gašparik, CSc.; recenzenti: RNDr. E. Brestenská, RNDr. J. Lexa, CSc.

V uplynulom období Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave vydal viacero významných súborných knižných diel monografického charakteru. Tak v r. 1979 bola vytlačená a v r. 1980 prišla do predaja pre odbornú geologickú ale i širšiu verejnosť – zo sféry národného hospodárstva, geografie, poľnohospodárstva, hydrogeológie, kultúry i školstva a podobne – kniha D. Vassa a kol. pojednávajúca vyčerpávajúcim spôsobom o oblasti Ipeľskej kotliny s priľahlými oblasťami Krupinskej planiny.

Monografické dielo je veľmi vkusne upravené v obálke atypického rozmeru s tvrdou väzbou. Odhliadnúc od drobných nedostatkov v tlači je technická a jazyková stránka na vysokej profesionálnej úrovni. Grafické prílohy, tabuľky, séria zložených máp, schém a profilov vytlačených farebne sú veľmi dobrej kvality a predstavujú vhodný doplnok textu, najmä pre kapitoly pojednávajúce o paleogeografii, faciálnom vývoji a tektonickej stavbe územia. Fotografie usporiadané v závere knihy sú síce námetove vhodné, ale kvalitatívne na rozdielnej úrovni.

Po obsahovej stránke autori volili metodicky zostavenie kapitol v slede Geofyzikálny výskum (J. Šefara), Litológia a stratigrafia predtreťohorného podložia (D. Vass), Litológia a stratigrafia molasových sedimentov a vulkanitov treťohôr (D. Vass–V. Konečný), Štvrtohory (J. Pristaš), Tektonika (D. Vass–V. Konečný–J. Šefara), Tektonický vývoj a paleogeografia (D. Vass–V. Konečný–J. Pristaš), Hydrogeologické pomery (L. Škvarka). Tu možno pripomenúť, že geofyzikálne výsledky patria skôr zaradením k tektonike a kapitola, „tektonický vývoj a paleogeografia" by patrila skôr hneď za litológiu a stratigrafiu treťohôr a štvrtohôr.

Jednotlivé kapitoly sú vyčerpávajúce, ba u niektorých častí možno konštatovať až prílišné zabiehanie do podrobností, zvlášť v statiach pojednávajúcich o vulkanizme, čo síce znamená pre odbornú tématiku prínos, ale zároveň odvádza od hlavnej myšlienky. Najrozsiahlejšou je litologická a stratigrafická časť, ktorá prináša veľmi veľa informácií; spolu s tektonikou a geofyzikou územia sú tieto informácie nosným výstupom pre využitie diela v oblasti nerastných surovín a národného hospodárstva. Definícia a charakteristika sedimentárnych formácií, ich vývoj a vzájomné faciálne a paleogeografické vzťahy, riešenie otázky vulkanizmu sú vypracované na modernom základe a svedčia o profesionálnom prehľade autorov.

Po prečítaní diela zostaveného autorským kolektívom pod vedením RNDr. D. Vassa, CSc., nadobúda čitateľ pevné presvedčenie, že v 277 stránkovej knihe je zakódovaná dlhoročná vedeckovýskumná práca predovšetkým uvedených autorov, ktorí excerpovali a syntetizovali výsledky väčšieho kolektívu oddelenia neogénu Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave aj za spolupráce Geofyziky, n. p., závod Bratislava.

Táto kniha má význam nielen pre riešenie územnej geologickej problematiky vymedzenej oblasti, ale i pre širšiu oblasť južného Slovenska a priľahlú časť Maďarskej ľudovej republiky. Je na škodu veci, že anglické resumé je veľmi skromné a v mnohom nevystihuje celú obsahovú náplň diela; tiež by bolo možné doporučiť pre ďalšie takéto monografie resumé aj v ruskom jazyku, vzhľadom na ešte širšie uplatnenie v medzinárodnej spolupráci, najmä štátov RVHP. Je to tým aktuálnejšie, že ešte r. 1978 bola vytlačená v slovenskej a anglickej verzii geologická mapa tejto oblasti v merítku 1 : 50 000 upravená v samostatnej obálke s výstižným vysvetľujúcim textom a stratigrafickou kolonkou.

Autorský kolektív V. Konečný–J. Pristaš–D. Vass predložili do tlače mapu so stavom poznania k r. 1976. Zodpovedným redaktorom je RNDr. A. Began, CSc.

Mapa pokrýva celé územie Ipeľskej kotliny a južnej časti Krupinskej planiny. Moderným spôsobom vyjadruje štruktúrno-tektonické prvky a tiež rozmiestnenie jednotlivých formácií. Z formálneho hľadiska možno vytknúť, že ako v mape tak i v monografickom diele sa autori nepridržujú návrhu čsl. stratigrafickej

komisie a naďalej používajú pre označenie základnej litostratigrafickej jednotky termín formácia, ktorý sa v zmysle platných noriem z r. 1977 nahrádza v čsl. terminológii názvom súvrstvie.

Záverom možno konštatovať, že dielo výstižne reprezentuje jednak autorský kolektív ale hlavne Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave.

Jozef Vozár

Geologické práce, Správy 77, s. 171, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

655.55 : 550.84

Recenzia knihy „Princípy a metodika geochemických výskumov pri prognózovaní a vyhľadávaní rudných ložísk" (Princípy i metodika geochimičeskich issledovanij), – (Metodičeskie rekomendacii)

Za redakciu: A. A. Smislova, V. A. Rudnika (ZSSR) a N. M. Dinkova, A. I. Panajotova (BĽR). Vydané v Leningrade vo vydavateľstve „NEDRA", Leningradské oddelenie 1979, str. 249, cena 1 r. 40 k.

Nová kniha kolektívu autorov zo ZSSR a z BĽR vyšla v rámci dvojstrannej spolupráce v nakladateľstve Leningradského oddelenia „Nedra" (autori zo ZSSR – M. D. Belonin, J. K. Burkov, S. D. Velikoslavskij, L. N. Dudenko, F. L. Dumler, A. K. Ioganson, E. A. Landa, M. I. Litvak, V. A. Maksimovskij, N. B. Malyševa, J. P. Nenašev, V. S. Pevzner, E. V. Pljuščev, E. E. Rožko, V. A. Rudnik, B. T. Sviridenko, G. T. Skublov, A. A. Smyslov, A. A. Spiridonov, A. N. Tarnovskaja, V. K. Titov, L. I. Tichomirov, G. M. Šor, B. Ja. Jufa a z BĽR – B. T. Arnaudov, V. I. Vilkov, N. M. Dinkov, N. K. Kackov, K. D. Kackova, V. T. Kerbelova, S. S. Kujkin, J. K. Michova, K. T. Necov, A. I. Panajotov, I. I. Stojanov, S. G. Topakvašjan).

Autori sa pri písaní knihy snažili predložiť spôsoby a metodiky používané pri objavovaní nových rudných oblastí v málo preskúmaných regiónoch a pri rozširovaní nerastných zdrojov v oblastiach s existujúcimi banskými závodmi. Bez ďalšieho zdokonaľovania a zvyšovania efektívnosti, prognózovania a vyhľadávania ložísk úžitkových nerastov by sa nedali uskutočniť nové objavy alebo rozšírenia nerastných zdrojov. Jedným zo spôsobov ako zdokonaľovať a konkretizovať prognózovanie a vyhľadávanie je použiť geochemické informácie o obsahoch rudných prvkov prostredníctvom regionálneho geochemického mapovania v rôznych mierkach. Táto kniha sa zameriava práve na riešenie tejto úlohy. Sú v nej zovšeobecnené súčasné skúsenosti z geochemického mapovania v stredných a veľkých mierkach, ktoré boli uskutočnené v ZSSR a BĽR s cieľom prognózovať úžitkové nerasty. Podrobne sú podané informácie o metodike skúmania skalných hornín pri geologickom mapovaní, o metódach analýzy geochemických vzoriek, o matematickom spracovaní, zobrazovaní a interpretácii výsledkov. Špeciálne sa rozoberajú metódy zostavovania polyprvkových a monoprvkových geochemických máp v mierke 1 : 200 000 a 1 : 50 000 i doprevádzajúcich regionálnych máp o hydrotermálno-metasomatických zmenách. Kniha obsahuje početné príklady ako použiť výsledky geochemického mapovania pre prognózovanie a vyhľadávanie rôznych typov malých ložísk, ako sú stratyformné olovovo-zinkové ložiská, kremenno-zlato-sulfidové ložiská, chalkopyritové, žilné polymetalické a niklovo-silikátové ložiská.

Význam geochémie pri vyhľadávaní úžitkových nerastov sa traduje už z dávnych dôb minulých, na základe čoho bol hodnotený potencionálny obsah rudných minerálov v geologických štruktúrach. Pokrok teoretickej geochémie v posledných rokoch a úspechy v rozvoji laboratórnej analytickej základne, ako i v ich zavádzaní do geologických výskumných a prieskumných prác a zdokonalené fyzikálne metódy určovania obsahov jednotlivých prvkov v prirodzenom uložení hornín vytvorili reálne predpoklady pre úspešný rozvoj geochemického štúdia na hodnotenie potenciálnej rudonosnosti geologických štruktúr.

Osobitný význam pre zvýšenie efektívnosti prognózovania a vyhľadávania ložísk nerastných surovín majú výsledky prognóznych geochemických máp, ktoré ukazujú zákonitosti rozloženia a migrácie chemických prvkov a ich asociácií v rôznych typoch hornín.

Kniha je bohato ilustrovaná názornými mapkami a grafmi. Svojou náplňou a obsahom je veľmi dobrou pomôckou pri štúdiu regionálnej geochémie pre geochemikov, geológov, ktorí pracujú v oblasti prognózovania a vyhľadávania rudných ložísk, ako i pre geológov mapovačov.

Ján Gašparik

Geologické práce, Správy 77, s. 173–174, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1982

655.55 : 551.736 (437.6)

Recenzia knihy J. Vozár–A. Vozárová (edit.): Permian of the West Carpathians

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 184 strán textu, 37 text. obr., 23 tab. fotografií; Kčs 31.

Tento zborník vydaný v edícii Konferencie – Sympóziá – Semináre obsahuje 14 prác od 18 autorov – účastníkov rovnomenného sympózia (Bratislava 26. 8.–2. 9. 1979). Články sú v anglickom, nemeckom a v ruskom jazyku.

A. Vozárová–J. Vozár zhrňujú súčasné poznatky o mladšom paleozoiku Západných Karpát, charakterizujú jeho tri sedimentačné oblasti: severnú, strednú a južnú. Prikladajú súbornú stratigrafickú tabuľku s početnými aj novodefinovanými litostratigrafickými jednotkami (v karbóne súvrstvie slatvinské, nižnobocianske, ochtinské, rudnianske, zlatnícke a hámorské; v perme brusnianske, predajnianske, rimavské, malužinské, rožňavské, štítnické i súvrstvia Veľkej Knoly, Petrovej hory a Novoveskej Huty).

S. Antal–K. Balogh faunisticky upresňujú vek súvrstvia Nagyvisnyó (Bükk, Maďarsko) na vrchný perm (baisal, teda spodnú časť džulfského stupňa). Najvyšší perm sa nedá preukázať. Možno teda jestvuje hiát na rozhraní permu a triasu, alebo sa predtým predpokladaný pozvoľný prechod z permu do triasu nachádza v súbore oolitických vápencov pripisovaných doteraz len spodnému triasu.

A. Pahr–G. Riedmüller referujú o nových výskytoch spodného permu v unterostalpiniku sv. časti Centrálnych Álp (metamorfované klastické horniny, hlavne zlepence s polohami kyslých vulkanitov). Blízkosť k Malým Karpatom ponúka porovnanie s drobným výskytom permu na Devíne.

H. Lützner–M. Menning podávajú výsledky paleomagnetických meraní v Durínskom lese, kde v súbore od vrchného stefanu po saxón výrazne prevláda inverzná (reverzná) magnetizácia. V najvyššej časti červenej jaloviny zistili niekoľkonásobné striedanie normálnej a inverznej magnetizácie, podobne aj v grödenskom pieskovci a bellerofontových vrstvách Álp.

P. Muška interpretuje paleomagnetické dáta z mladšieho paleozoika Západných Karpát. V perme chočskej jednotky na severnej strane Nízkych Tatier (malužinské súvrstvie!) je priemerná deviácia 57° ± 3° od permskej paleodeklinácie stabilnej severoeurópskej platformy. Podobná už dávnejšie známa deviácia sa vzhľadom na odlišné smery z gemerika vysvetľovala rotáciou chočského príkrovu v smere hodinových ručičiek pri jeho nasúvaní. Merania na styčných súvrstviach v tejto časti ukazujú však pozvoľné narastanie hodnôt D od vrchného karbónu do spodného triasu, čo by nasvedčovalo stáčaniu už samotnej sedimentačnej panvy. Výsledky z chočského permu severných svahov Nízkych Tatier, Malých Karpát a Tríbeča ukazujú prakticky totožné smery, čo by nepotvrdzovalo novšie ohýbanie karpatského oblúka. Jedine na južných svahoch Nízkych Tatier je odchylná deviácia; podľa autora tu ide o inú – vyššiu štruktúru chočského príkrovu. Malý počet meraní z fatrika, veporika a gemerika nie je ešte zrelý na interpretáciu. Od paleomagnetických štúdií možno očakávať významné impulzy pre paleogeografiu a tektoniku Karpát, avšak ostáva tu ešte veľa otáznikov pokiaľ ide o možnosť a spoľahlivosť – napr. zisťovania niekdajších zemepisných šírok.

H. Kozur v porovnávacej štúdii obhajuje názor, že časť spodného autunu patrí ešte vrchnému karbónu. Türing považuje za nadbytočné mladšie synonymum zechsteinu; türing nemôže byť definovaný ako zóna rozsahu *Lueckisporites virkkiae*, pretože tento druh má oveľa väčšie stratigrafické rozpätie než vrchný perm. V ďalšom článku dokazuje, že sálska fáza (lepšie sálske germanotypné pohyby a vulkanizmus) sa neodohrala na rozhraní autunu a saxónu, ale zhruba na rozhraní vrchného karbónu a permu. Podobne falckú (palatínsku) fázu nesituuje na rozhranie autunu a saxónu, ale medzi spodný a vrchný perm (pri jeho členení vo dvoje); údajne je to v zhode s pôvodným názorom H. Stilleho (1924). Uprostred spodného permu vyčleňuje ešte tzv. tambašské pohyby.

Práca F. Horvátha–A. Vörösa sa vymyká z témy zborníka. Autori navrhujú ďalší model vývoja Západných Karpát a panónskej oblasti, založený na tektonike platní. Okrem sutúrnych zón a ojedinelých paleomagnetických dát opierajú sa hlavne o faunistické dáta. Juhovýchodne od línie Záhreb–Zemplín

vystupujú asociácie brachiopódov pliensbachu analogicky ako v sz. Európe (podobné analógie poskytujú aj liasové amonity Mecseku a Villanyu). V západnej časti Maďarska, na Slovensku a v rakúskych Alpách sa vyskytujú pliensbašské brachiopódy mediterránnej provincie. V ďalšom autori hovoria o lubenickom a meliatskom oceáne; veporikum považujú za analóg peninika (briansonskej elevácie). Počas albu sa peninikum (bradlové pásmo) a tatrikum od juhu presunovalo cez veporikum; spôsobilo jeho metamorfózu. Na konci albu tieto súbory sčasti skĺzli z veporika do magurskej panvy. V turóne sa dovŕšilo stlačenie a dosunul sa príkrov krížňanský, chočský a gemerský. V senóne začala subdukcia magurského oceánu a dovŕšili sa deformácie bradlového pásma. Nestotožňujeme sa so špekulatívnym charakterom článku. Je zaujímavé, že autori podobných modelov neplytvajú energiou na to, aby polemizovali s autormi iných konkurenčných modelov, ktorým tiež všetko v danej schéme zdanlivo dokonale „sedí". Prekvapuje, že na riešenie vzťahov faunistických provincií sa nehľadajú aj iné možnosti.

S. E. Tischler upozorňuje, že spodnopermské trógy Východných a Južných Álp mali ešte hercýnske smery. V strednom perme sa odohrali pochody vedúce k založeniu vrchnopermských, už alpsky orientovaných priekopových prepadlín (grabenov); (4 až 5).

K. Kirov opisuje perm sz. Bulharska.

J. Ilavský sa podrobne zaoberá surovinami – hlavne rudami v perme Západných Karpát. V ich severných zónach podľa autora nemajú prakticky význam (tomu protirečí ďalší článok o uránovom zrudnení v tatriku); v strednej časti (veporikum, hronikum) sú významné medené rudy a v južných zónach sadrovce–anhydrity, stratiformné siderity a zrudnenie U-Mo-Cu, aj Hg. V syngenetických ložiskách gemerika opisuje faciálnu zonárnosť (prekvapuje však, že genézu sulfátov kladie do hlbokovodnejších častí panvy). V závere konštatuje, že pre južné zóny je charakteristický permský kyslý vulkanizmus ukazujúci na kompresiu zemskej kôry, zatiaľ čo v severnej časti Západných Karpát zase permský bázický vulkanizmus, ukazujúci na riftovanie – roztiahovanie zemskej kôry. Tu by správne malo byť v „strednej zóne", pretože externe od nej je znovu kyslý permský vulkanizmus vo veporiku a tatriku.

I. Rojkovič referuje o dvoch horizontoch stratiformnej uránovej mineralizácie v perme tatrika Považského Inovca. Rudné minerály vystupujú v tmele psamiticko-psefitických hornín. Zdrojom bol vulkanizmus kremenných porfýrov. Primárna mineralizácia z permského obdobia dala pri remobilizácii za alpínskych pochodov vznik obohatenýmpartiám; o migrácii svedčia aj drobné karbonátovo-kremenné žilky so sulfidmi.

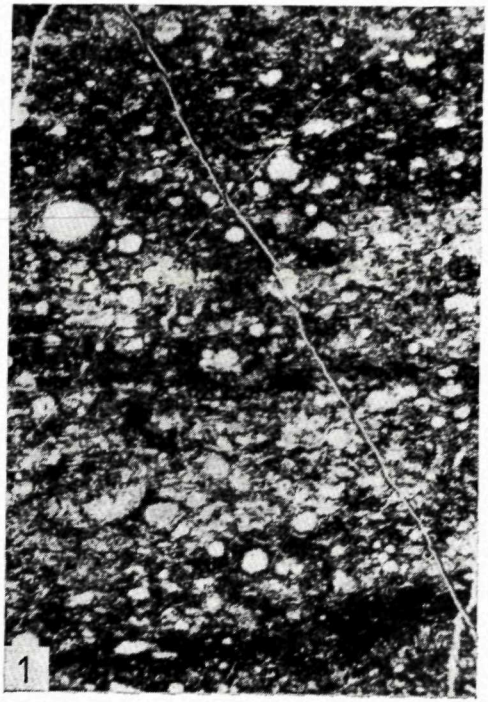
V. Holub vysvetľuje princípy, podľa ktorých boli zostavené paleogeografické mapy karbónu a permu ČSSR 1:1 000 000.

V ďalšom článku V. Holub a J. Klener podávajú prehľad o zdrojoch čierneho uhlia, hnedého uhlia a lignitu v ČSSR. Preberajú otázky ťažby, zásob (nerovnomerné rozmiestnenie Český masív – Západné Karpaty 9:1), podmienky ekonomického využitia, stratigrafickej príslušnosti, metód prieskumu, narušovania životného prostredia.

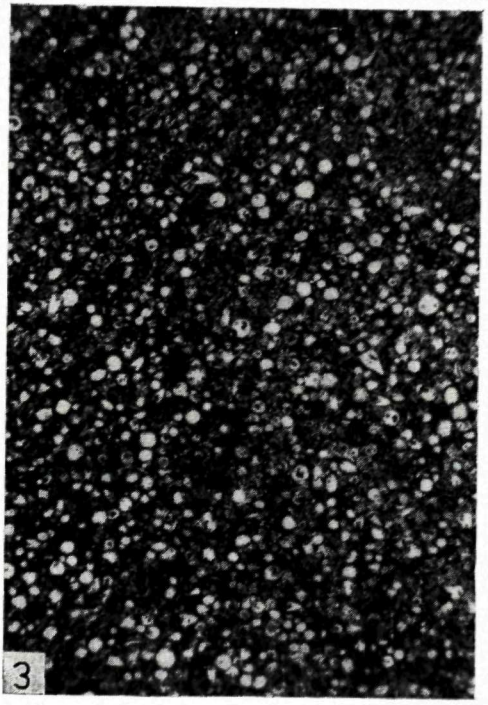
Zborník o perme Západných Karpát predstavuje významný prínos, je plodom viacročného sústredeného úsila a dôslednej organizátorskej práce.

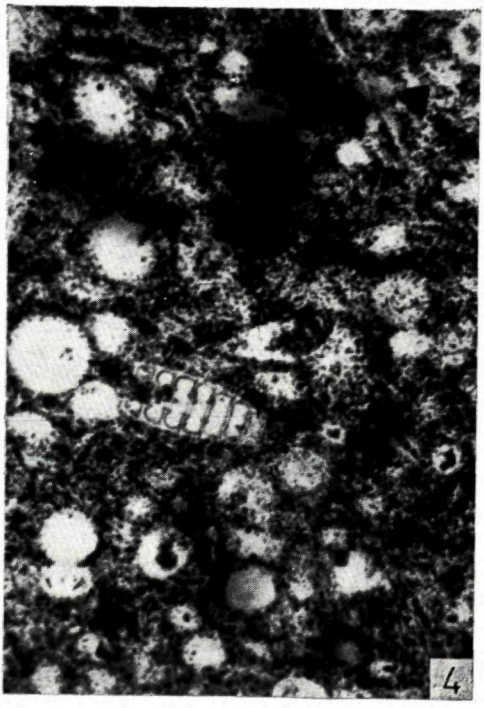
Milan Mišík

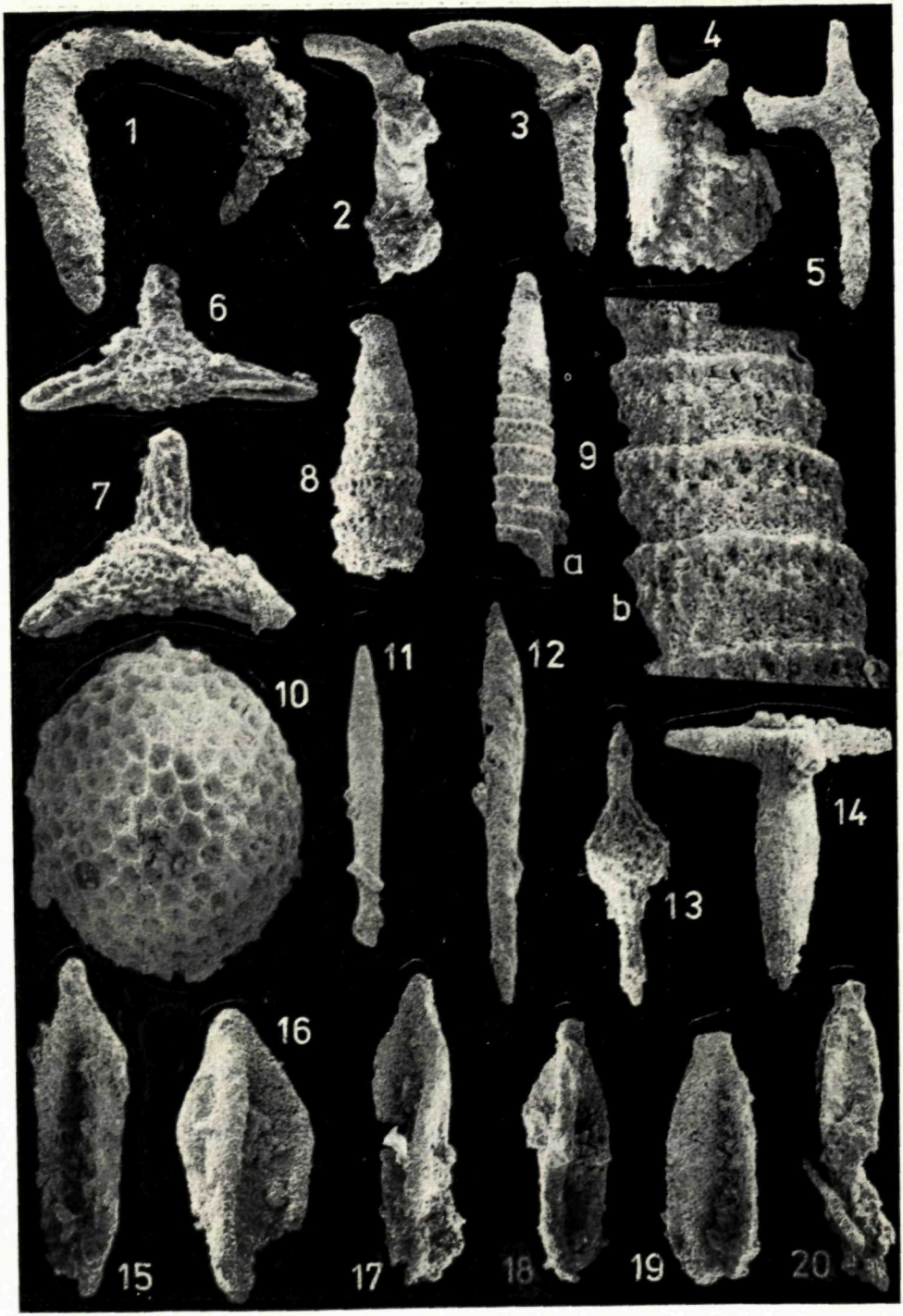
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS
I — XXVII

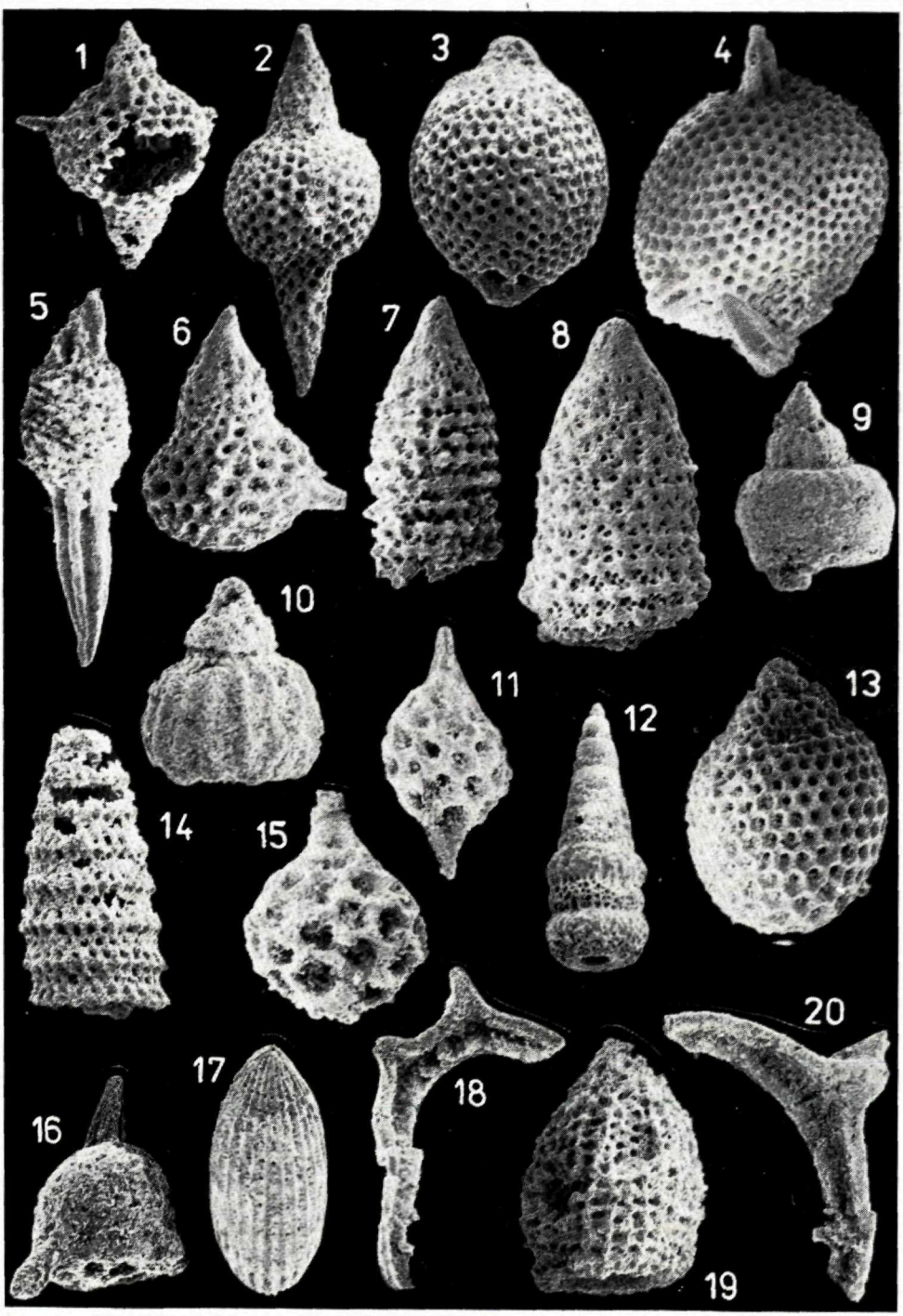

1

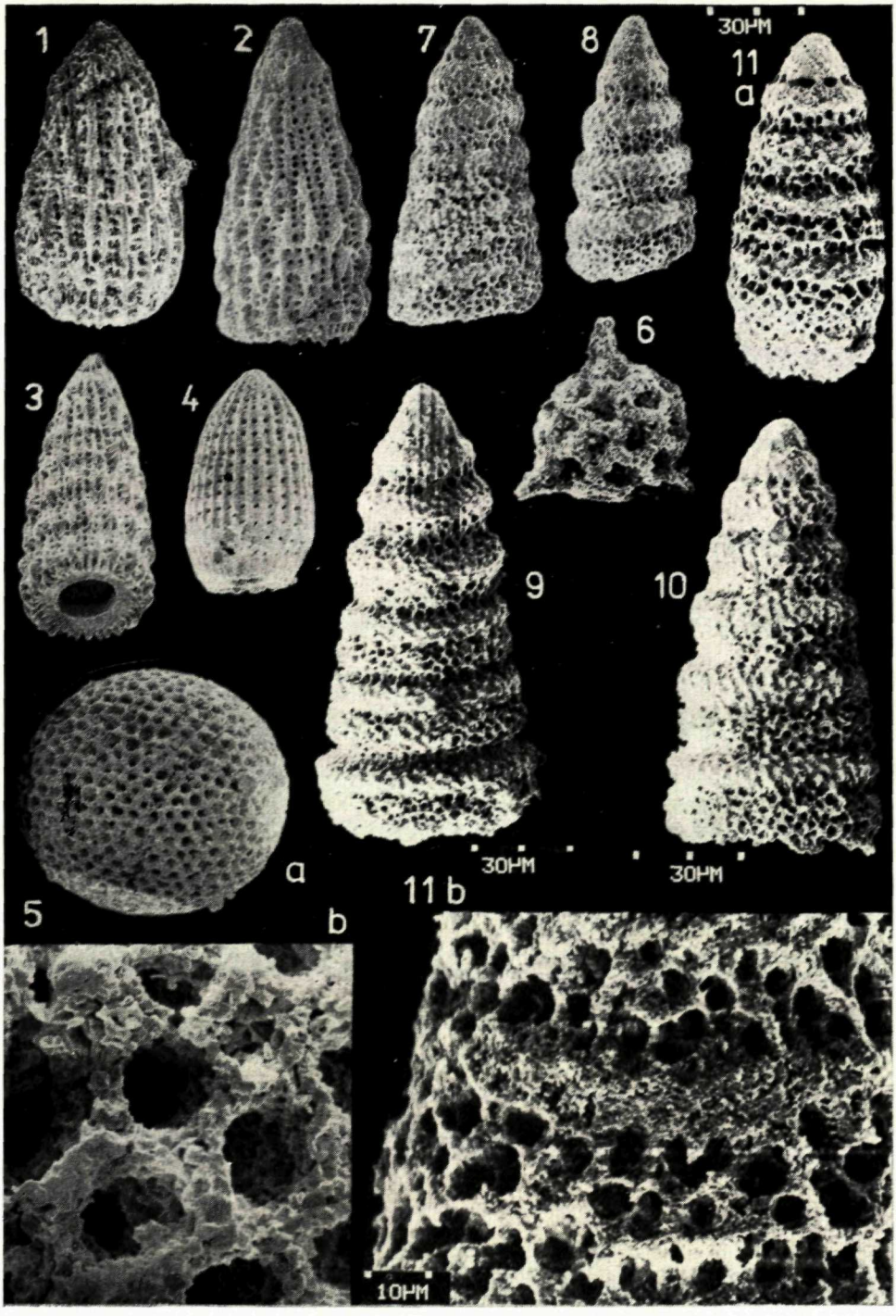
2


3


4

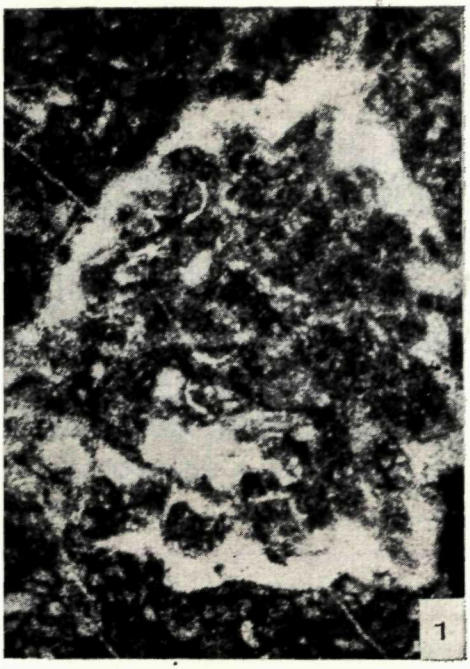

1
2
3
4
5
6
7
8
9
a
b
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

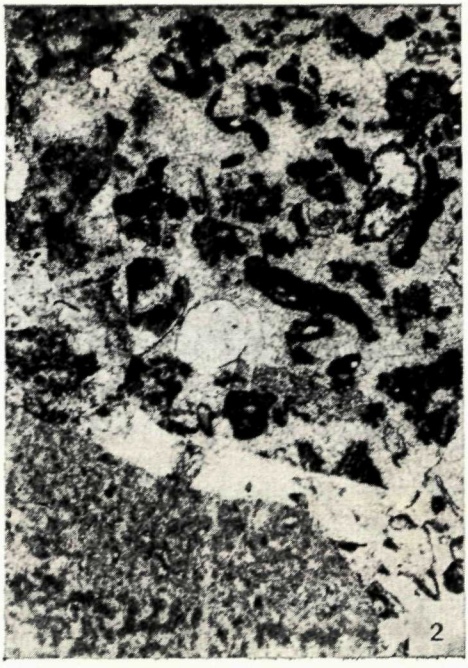

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

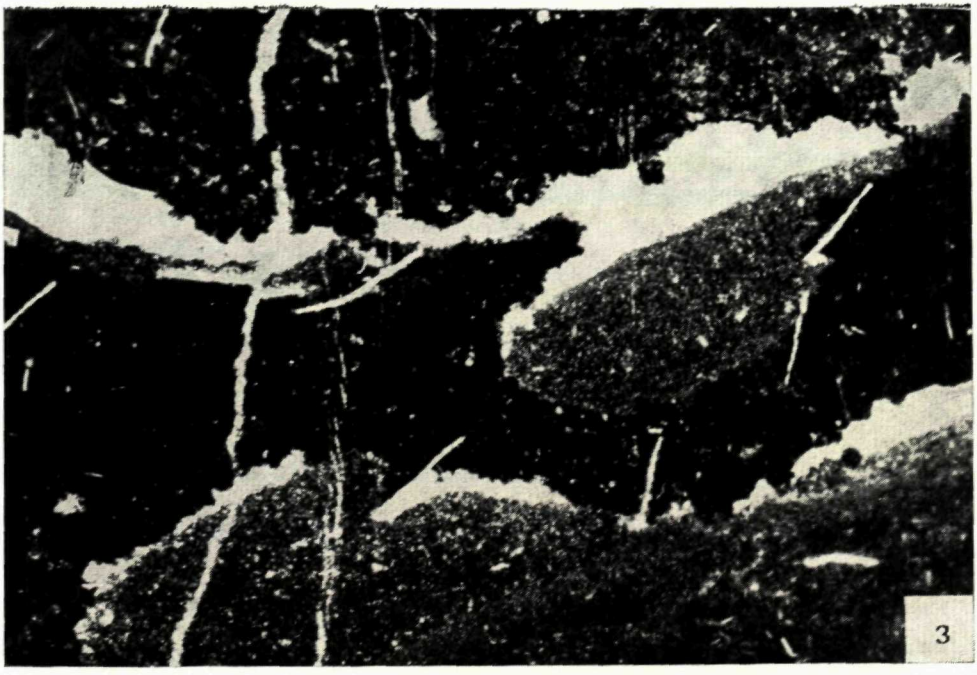

1
2
7
8
30µm
11
a
3
4
6
9
10
a
30µm
30µm
11 b
5
b
10µm

1

2


1

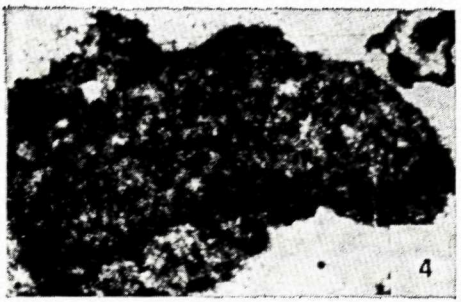

2

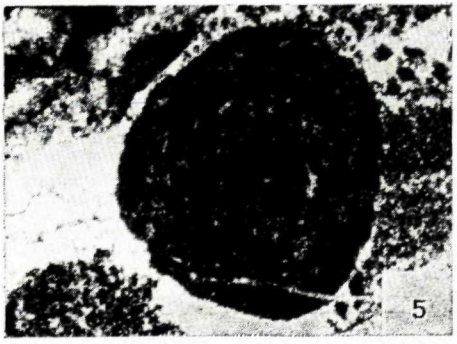

3

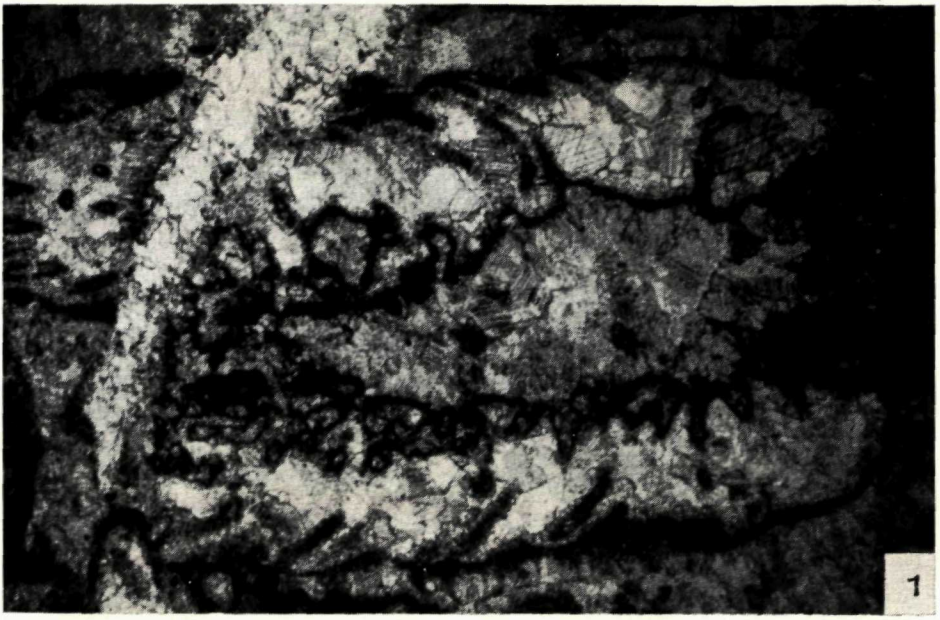
1

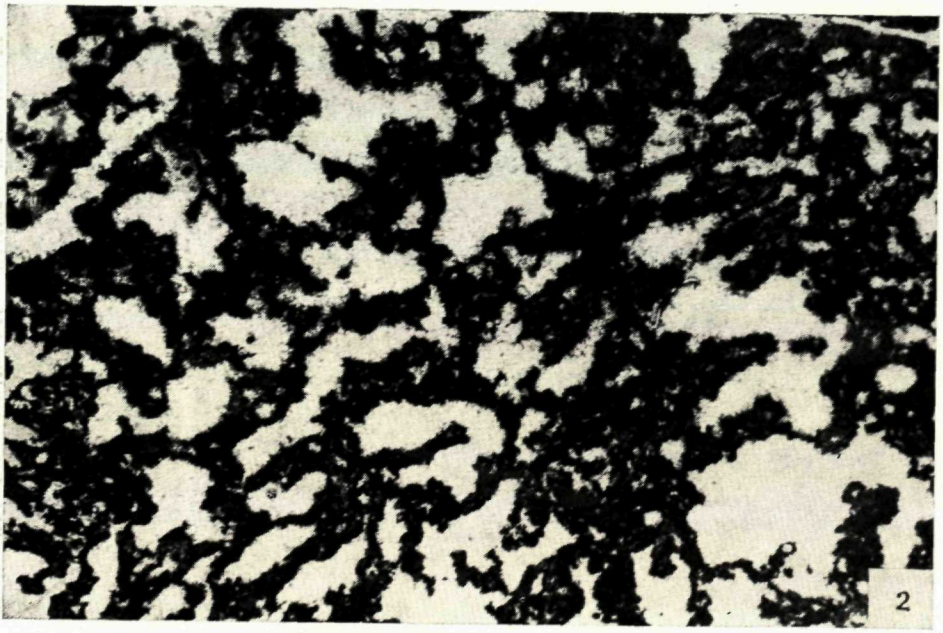
2

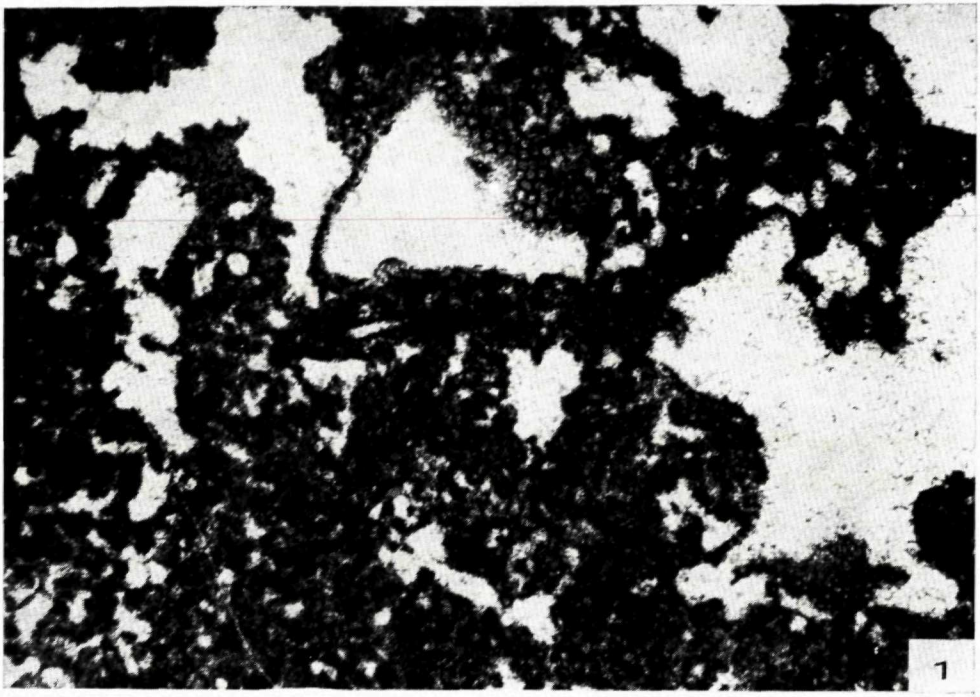
3

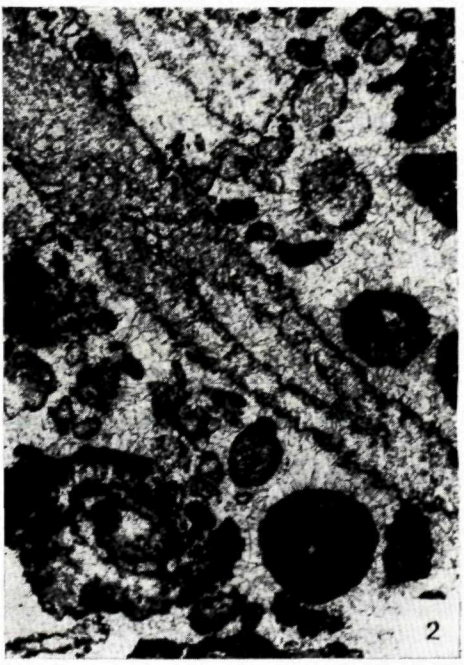

4

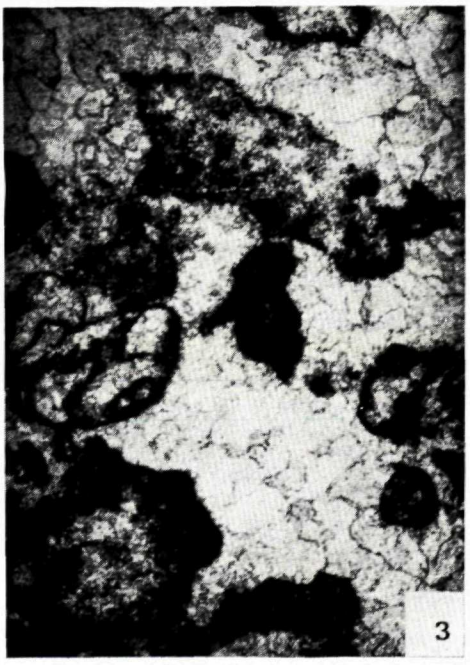

5

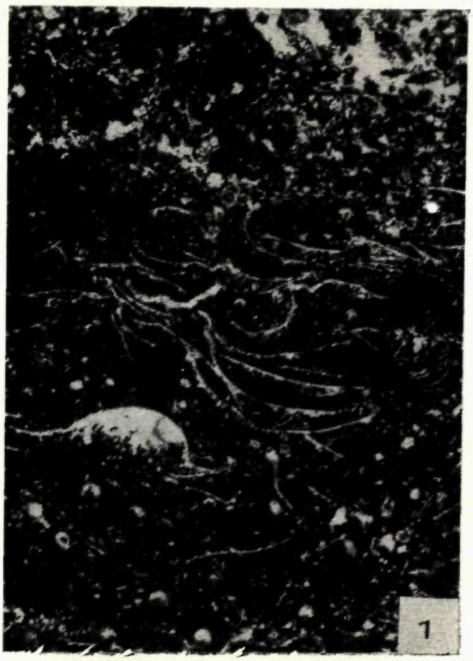

1

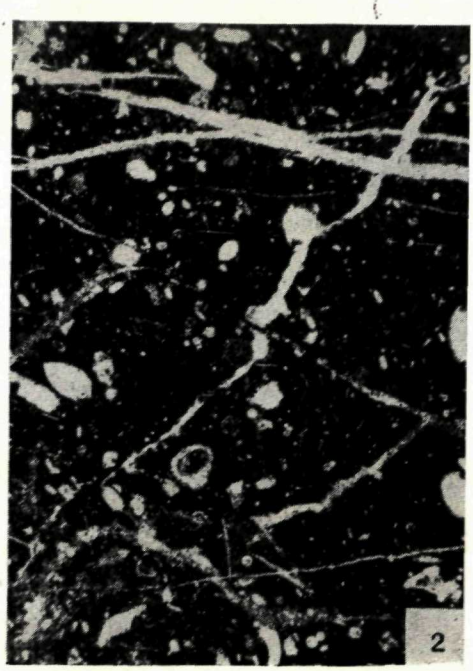

2


1


2

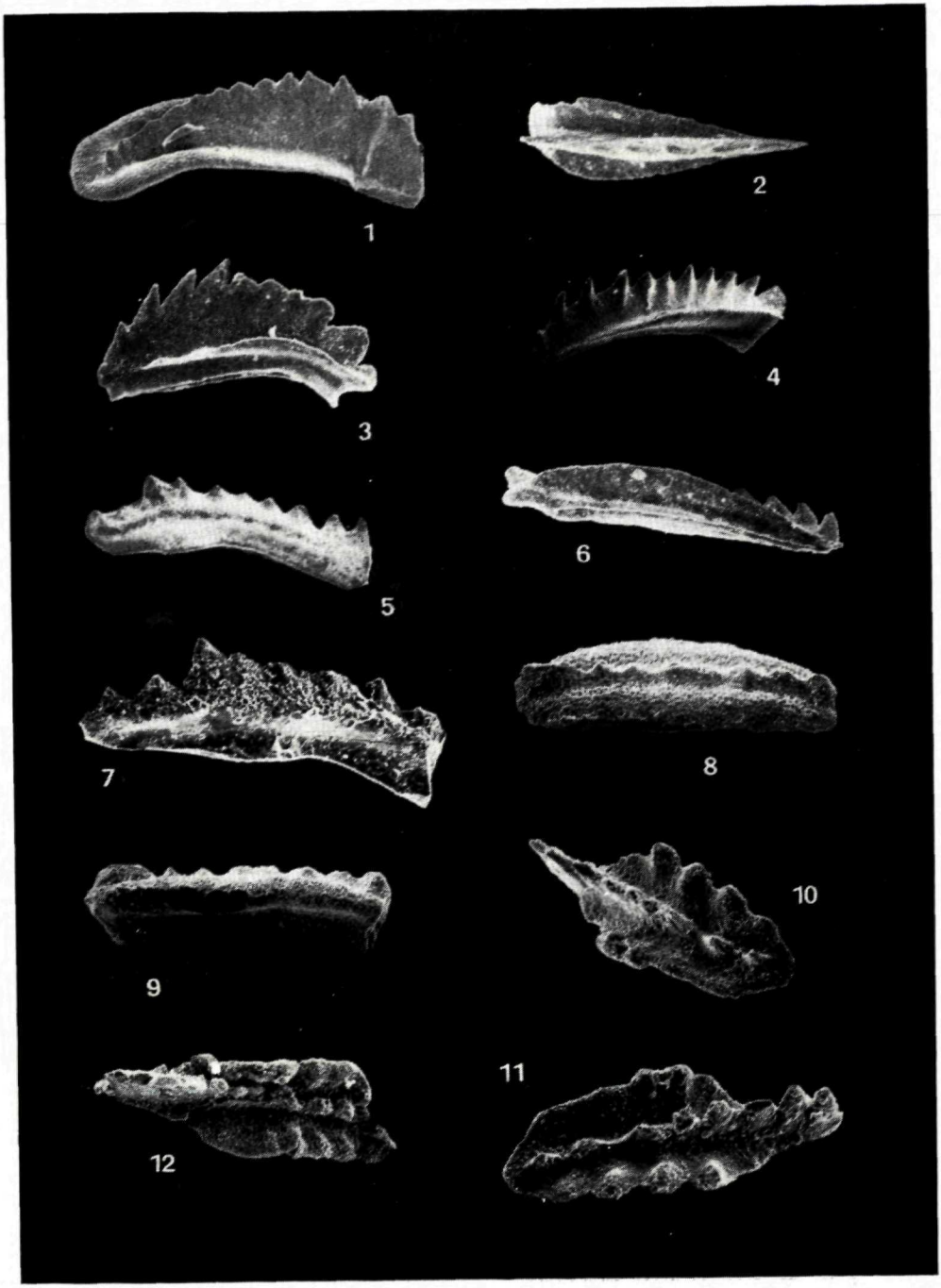

3

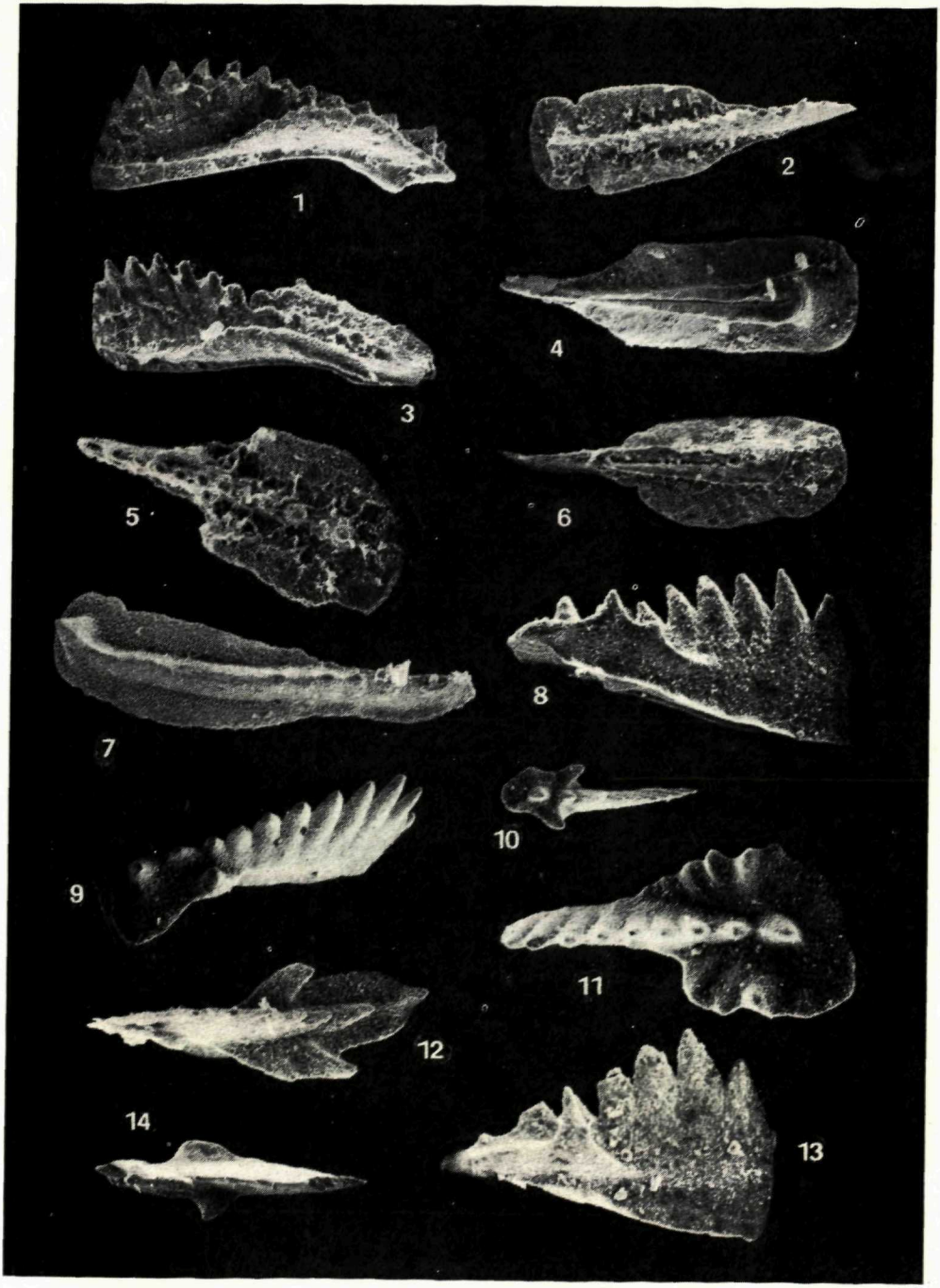

1

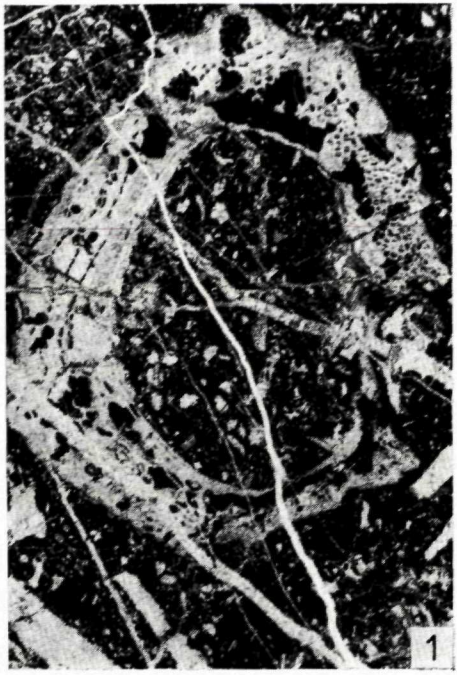

2

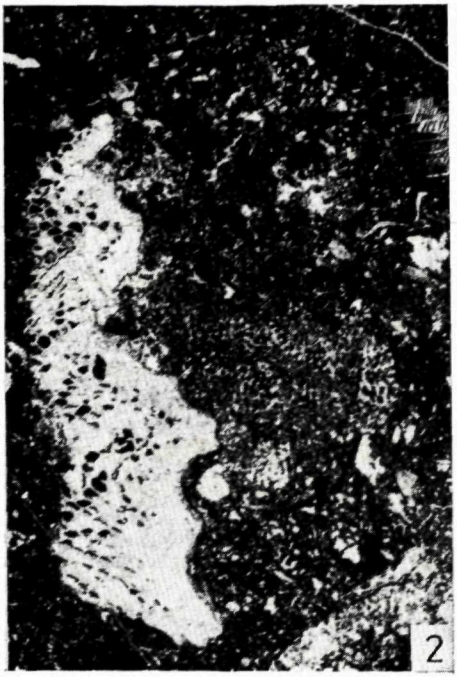
3

4


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14


1

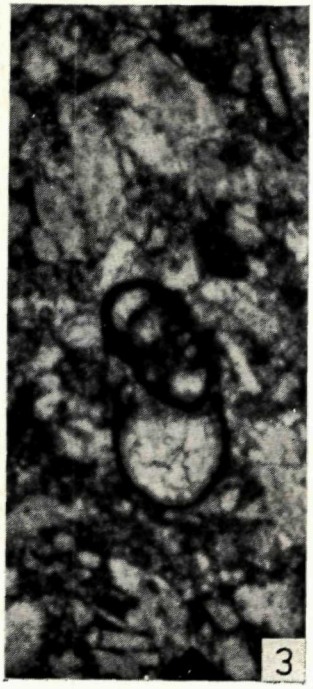

2

3

4

1

2


3

4

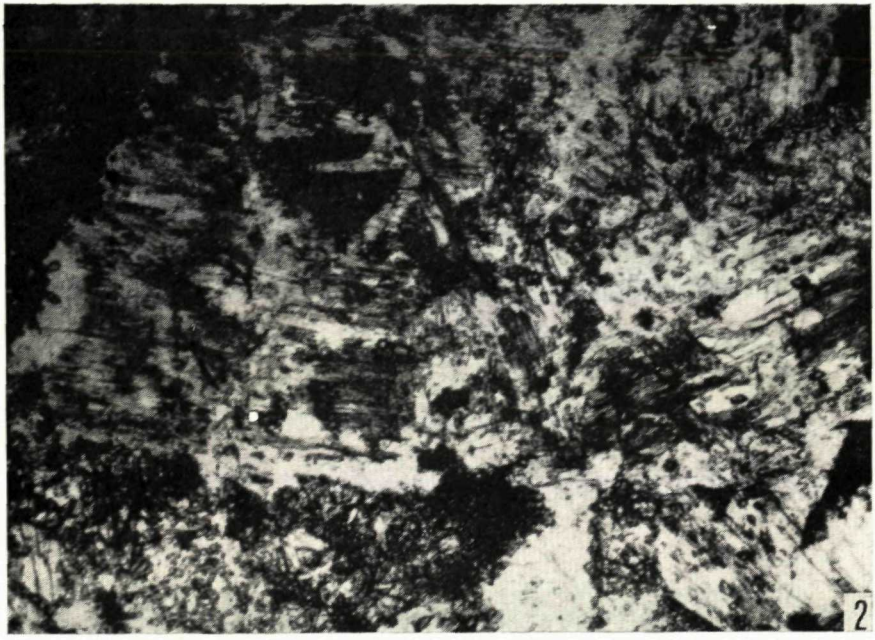
5

6

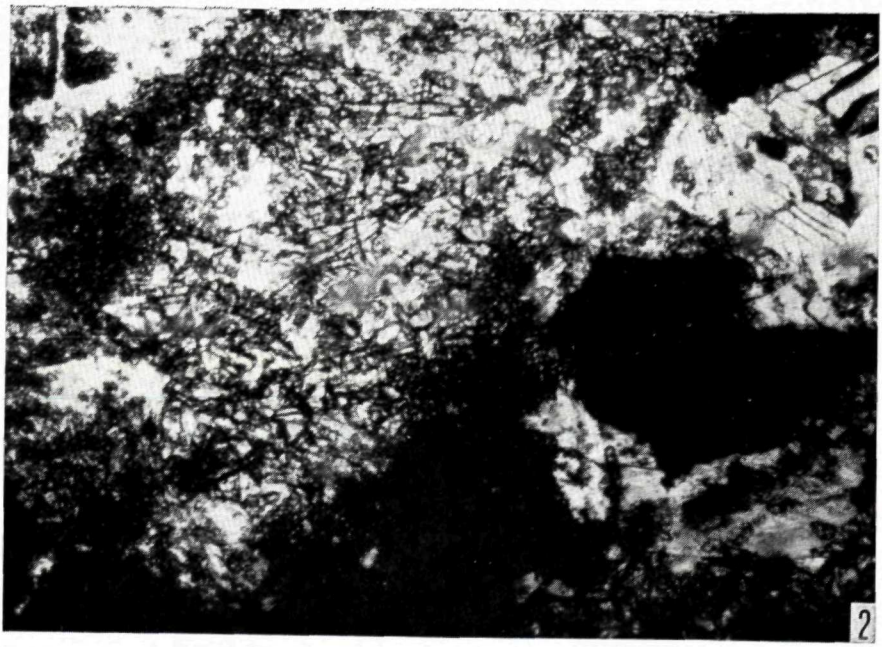
1

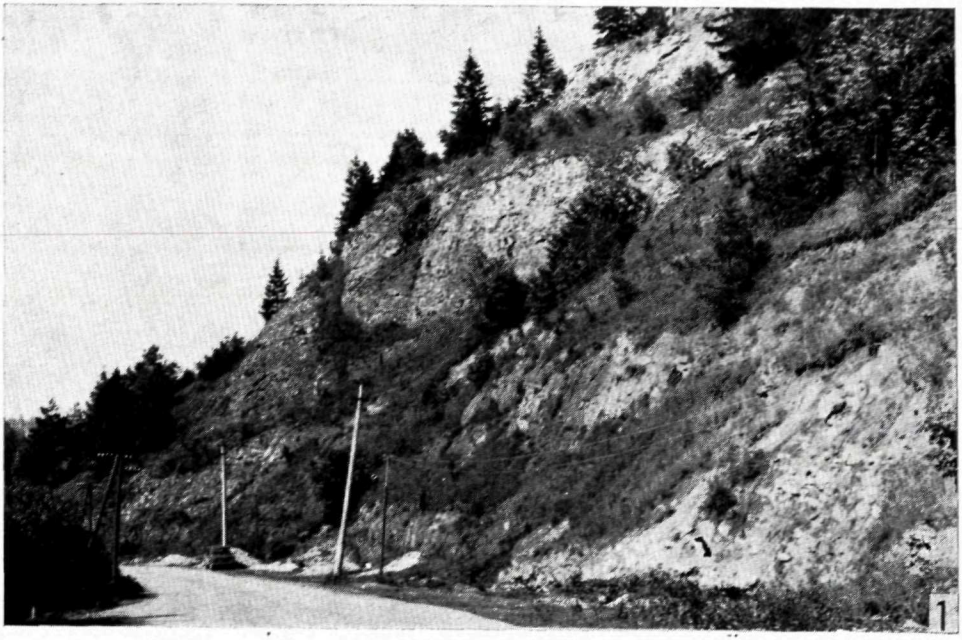
2

1


2

1


2


1

2

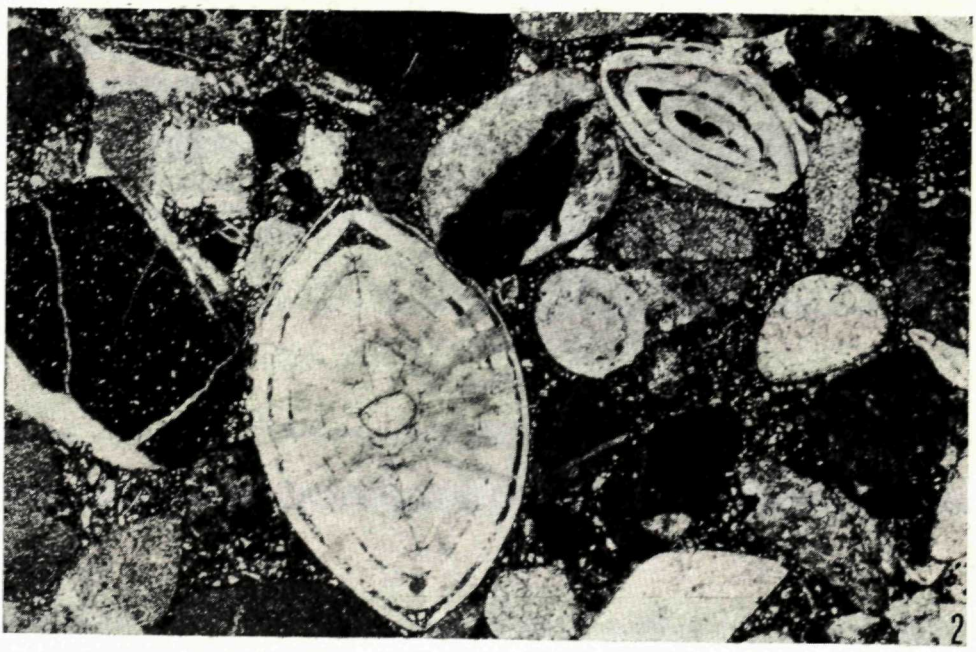
1

2

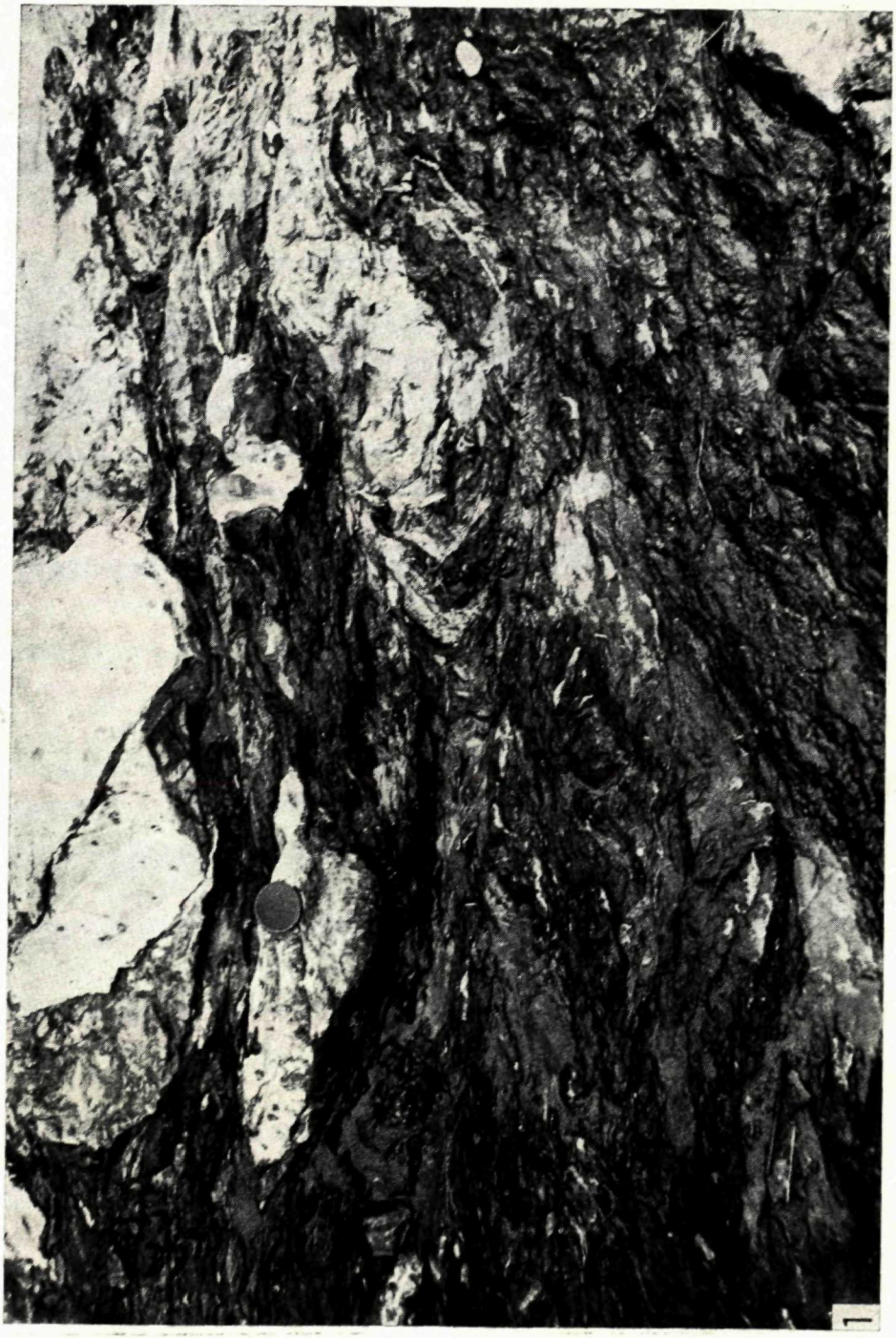
1

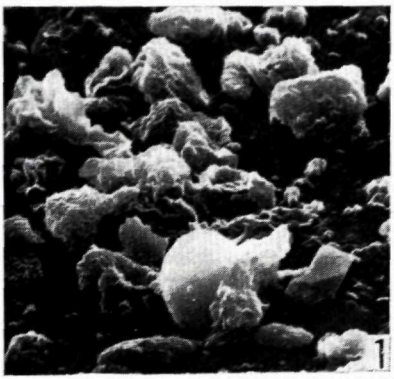
2

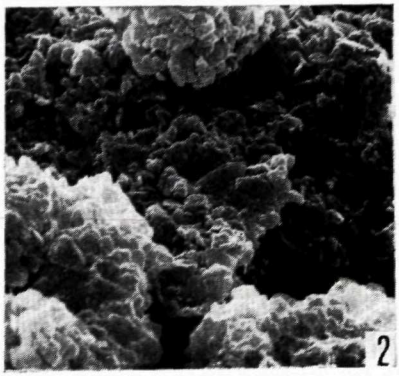
1

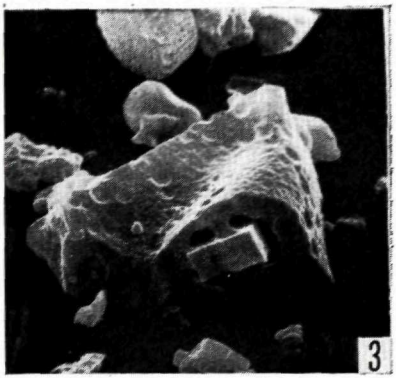

2

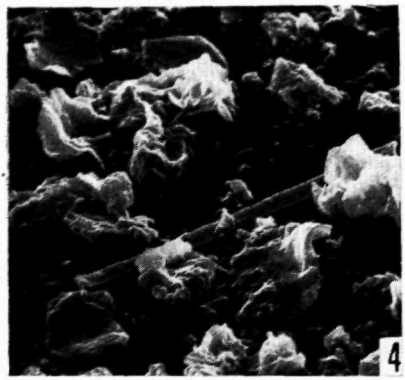
1

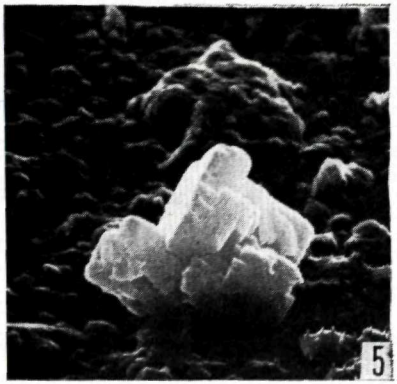


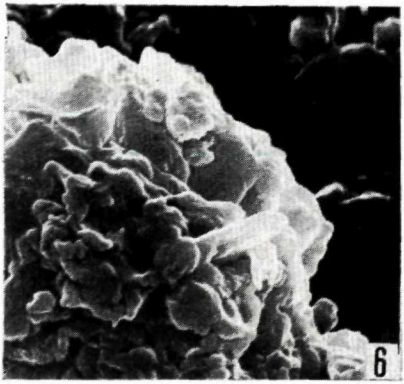

1


2


3


4


5


6

GEOLOGICKÉ PRÁCE

Správy 77

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1982.

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Jazyková úprava: Slavena Smolíková
Technická úprava: Mária Cabadajová

Vytlačili Západoslovenské tlačiarne, n. p., závod Svornosť, Bratislava, roku 1982. Fotografickú prílohu vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, Bratislava.
Náklad 550 kusov, povolenie SÚKK 1197/0-1981. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 14,88; VH 15,22. Cena brož. Kčs 25,—