GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 10

1957

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

GEOLOGICKÉ PRÁCE
GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

Hlavná redaktorka dr. Edita Brestenská

Redakčná rada: akademik Dimitrij Andrusov, dr. Ján Bystrický, dr. Oto Fusán, dr. Ľudovít Ivan, dr. inž. Ján Kantor, doc. dr. Michal Maheľ, doc. dr. Jozef Švagrovský

Tajomník redakcie dr. Blahoslav Vaculík

Dosiaľ vydané zošity Geologických prác

(Do 13. zošitu rozobrané, ostatné zošity možno objednať v Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina.)

Zošit 1. Výročná zpráva ŠGÚ za rok 1940.
„ 2. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska (Gelnica, Dubník) I.
„ 3. Komárek: Podtatranské minerálne vody. I. Mofety a minerálne vody pri Slovenskej Vsi.
„ 4. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska. II. (Merník.)
„ 5. Komárek: Podtatranské minerálne vody. II. Minerálne pramene pri Výbornej, Toporci, Vyšných Ružbachoch, Forbasoch a Starom Smokovci.
„ 6. Čechovič: Ložiská mangánových rúd Slovenska. Geológia a genéza mangánových ložísk.
„ 7. Kuthan: Ortuťové ložiská Slovenska. III. (Malachovo, Ban. Štiavnica, Kremnica, Vernár.)
„ 8. Andrusov: Výskyty prírodných živíc na Slovensku. I, II.
„ 9. Ivan: Výskyty travertínov na Slovensku.
„ 10. Andrusov — Kuthan: Vysvetlivky ku geol. mape Slovenska. List Žilina.
„ 11. Efremov: O chemickej konštitúcii niektorých hydrosilikátov,
„ 12. Efremov: Zákon rovnováhy hmôt a jeho význam pri nerastotvorných pochodoch.
„ 13. Andrusov: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch.
„ 14. Maheľ: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny.
„ 15. Lukniš: Poznámky ku geomorfológii beckovskej Brány a priľahlých území.
„ 16. Katyk — Kuthan: Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1941—1944. Výročná zpráva ŠGÚ v Bratislave za r. 1945.
„ 17. Sborník pri príležitosti päťdesiatky prof. dr. D. Andrusova.
„ 18. Maheľ: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou.
„ 19. Katyk: Stavebné hmoty ČSR, list Piešťany — Slovensko.
„ 20. Andrusov: Zpráva o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku do r. 1946 a v rokoch predošlých.
„ 21. Katyk: Stavebné hmoty ČSR, list Senec — Slovensko.
„ 22. Katyk: Stavebné hmoty ČSR, list Trnava — Slovensko.
„ 23. Seneš: Geologické štúdie terciéru už. Slovenska.
„ 24. Alloiteau: Koraly eocénu od Bojnických kúpeľov na Slovensku.
„ 25. Andrusov: Skameneliny karpatských druhohôr, I. Rastliny a prvky.
„ 26. Zorkovský: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska.
„ 27. Maheľ: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu.
„ 28. Kolbenhayer: O prácach s Nörgaardovým gravimetrom TNK 379 v rokoch 1948—49.
„ 29. Cambel: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 10

1957

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

1B19b,

Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica

1599/1957

OBSAH

1. J. Janáček, Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním pannonu vnitroalpské pánve vídeňské 5
2. V. Čechovič, K otázke vypracovania metodiky jednotnej stratigrafie neogénu . . 49
3. J. Seneš, Možnosti výskytu uholných ložísk v terciéri východného Slovenska . . 66
4. J. Slávik — S. Polášek, Poznámky ku geologickej stavbe Podvihorlatskej uholnej panvy, oblasť Hnojné 82
5. G. Kolosváry, Triasové koraly zo Stratenskej hornatiny 95
6. J. Jaroš — J. Losert, Geologické poměry území mezi Harmancem a Tajovem severozápadně od Banské Bystrice 107
7. V. Náprstek — P. Röhlich, Geologické poměry širšího okolí Králík, Tajova a Malachova západně od Banské Bystrice 119
8. V. Náprstek, Korál *Calamophyllia rhaetiana* Koby 1884 z rhaetu od Tajova u Banské Bystrice 128
9. M. Čajková, Geologicko-petrografické pomery v oblasti Ostrá Lúka, Bacúr, Dubovô 133
10. A. Nemčok, Inžiniersko-geologický prieskum pre priehradu Meliata 147
11. E. Košecký, Niekoľko príkladov použitia geoelektrickej metódy pri riešení úloh stavebnej geológie 168
12. Z. Pácal, Polarografické methody v geochemické prospekci 180

СОДЕРЖАНИЕ

1. Яначек Й., Новые данные о стратиграфии верхнего паннона внутриальпийского Венского бассейна 36
2. Чехович В., К вопросу об унифицированной стратиграфии неогена 62
3. Сенеш Я., О возможности нахождения залежей угля в третичных отложениях Восточной Словакии 79
4. Славик Я., Полашек С., О геологическом строении Подвигорлатского угольного бассейна 93
5. Колошвары Г., Триасовые кораллы из Стратенского кряжа . . 95
6. Ярош Й., Лоссерт Й., Геологический очерк области, расположенной между селениями Гарманец и Тайов 117
7. Напрстек В., Рёлих П., Геологический очерк окрестностей селений Кралики, Тайов и Малахов 126
8. Напрстек В., Коралл *Calamophyllia rhaetiana* Koby 1884 из отложений рэта в окрестностях сел. Тайов близ. г. Банска Быстрица 131
9. Чайкова М., Геолого-петрографический очерк области, расположенной между селениями Остра Лука, Бацур и Дубово 144
10. Немчок А., Инженерно-геологические исследования для гидроэнергетического строительства близ дер. Мелиата 162
11. Кошецкий Э., Несколько примеров применения электрического метода разведки для целей инженерной геологии 179
12. Пацал З., О применении полярографических методов при геохимической разведке 183

INHALT

1. J. Janáček, Vorläufiger Bericht über neue stratigraphische Erkenntnisse im Oberpannon des innenalpinen Wiener Beckens 37
2. V. Čechovič, Zur Frage einer einheitlichen Stratigraphie des Neogens . . . 63
3. J. Seneš, Möglichkeiten von Kohlenlagerstättenvorkommen im ostslowakischen Tertiär 80
4. J. Slávik — S. Polášek, Bemerkungen zum geologischen Bau des Kohlenbeckens unter dem Vihorlat-Gebirge — Gebiet Hnojné 94
5. G. Kolosváry, Triasische Korallen aus Stratenská hornatina in der Tschechoslowakei 95
6. J. Jaroš — J. Losert, Geologische Verhältnisse zwischen Harmanec und Tajov nordwestlich von Banská Bystrica 118
7. V. Náprstek — P. Röhlich, Geologische Verhältnisse der weiteren Umgebung von Králiky, Tajov und Malachov westlich von Banská Bystrica 127
8. V. Náprstek, Koralle *Calamophyllia rhaetiana* Koby 1884 aus dem Rhaet von Tajov bei Banská Bystrica 132
9. M. Čajková, Geologisch-petrographische Verhältnisse im Gebiete Ostrá Lúka, Bacúr, Dubovô 145
10. A. Nemčok, Ingenieurgeologische Untersuchung für die Talsperre Meliata . . . 165
11. E. Košecký, Einige Beispiele über Anwendung der geoelektrischen Methoden bei der Lösung ingenieurgeologischer Aufgaben 179
12. Z. Pácal, Polarographische Methoden in der geochemischen Prospektion . . . 183

JOSEF JANÁČEK

PŘEDBĚŽNÁ ZPRÁVA O NOVÝCH STRATIGRAFICKÝCH POZNATCÍCH VE SVRCHNÍM PANNONU VNITROALPSKÉ PÁNVE VÍDEŇSKÉ

(Ruské a německé resumé)

V podané předběžné zprávě je přehledně podán výklad o dosavadním stavu průzkumu a nových poznatcích ve stratigrafii svrchního pannonu. Jsou to: poznání hlubšího vývoje spodní uhelné serie, zjištění svrchní uhelné serie a štěrkové formace, které jsou nejmladšími členy svrchnopannonské sedimentace, dosud z jiných oblastí pánve neznámé. Předběžně jsou též připojeny a k diskusi předloženy stratigrafické a paleogeografické úvahy širšího významu. Je zdůrazněn regionální transgresivní charakter pestré serie. Je předložena k diskusi nejistá platnost dosavadní stratigrafické hranice střední pannon—svrchní pannon. K práci jsou přiloženy přehledné stratigrafické tabulky a typické profily.

Úvod

Během systematického strukturního a hlubinného průzkumu neogénu vnitroalpské pánve v uplynulých deseti létech byla získána též řada důležitých stratigrafických, tektonických a paleogeografických poznatků ve svrchním pannonu. Tato zjištění doplňují naše dosavadní znalosti o geologii tohoto stratigrafického oddílu. V nynější době, kdy je mělký strukturní průzkum pánve ukončen a hlubinný průzkum dostatečně rozvinut, provádí se přehledné hodnocení výzkumných výsledků dosažených v jednotlivých neogenních stupních. Současně se připravuje souhrnné vyhodnocení průzkumu pannonu. V prvé části je zpracováván svrchní pannon. Vzhledem k obsáhlosti tématu nejdůležitější poznatky se zde podávají předběžně. Pokud se týká literatury, jsou citovány odkazy pouze na základní a nejdůležitější práce k našemu řešenému tématu. V podrobnostech odkazuji na připravovanou práci.

Stručný přehled stavu znalostí o stratigrafii svrchního pannonu do r. 1947

Pod pojmem s v r c h n í p a n n o n je dnes ve vnitroalpské pánvi vídeňské zahrnováno u nás max. 620 m mocné sladkovodní souvrství jílů, slínitých jílů a písků. Tyto sedimenty jsou representativní složkou celého svrchního pannonu.

Pro spodní uhelnou serii jsou charakteristické slínité jíly, které se střídají místy dosti pravidelně s jíly a písky. Typickým sedimentem svrchní uhelné serie jsou převládající jíly v pestrém vývoji. Slínité jíly a písky jsou poměrně řídké. Ve svrchní uhelné serii jsou nejvíce zastoupeny jíly uhelné a jíly zelenošedých odstínů. Vyvinuty jsou též slínité jíly. Štěrková formace je bohata štěrky a písky, které se uložily v mocných vrstvách. Řidčeji se zde uložily slínité jíly.

Jinými sedimenty ve svrchním pannonu zastoupenými řidčeji jsou vápnité pískovce, písčité sladkovodní vápence, lumachelly a ze sedimentů s podílem nebo převahou fosilní rostlinné substance jsou to lignity.

Až do roku 1947 byl v naší části vnitroalpské pánve znám svrchní pannon v okrajovém jihomoravském vývoji. Byl u nás rozčleněn T. Budayem a K. Urbanem (12) na pestrou serii a spodnější uhelnou serii na basi s lignitem (zona s *Cong. croatica* Brus.). Ke svému popisu uhelné serie jihomoravského vývoje připojují uvedení autoři malou poznámku, že na západě je vývoj uhelné serie poněkud odlišný. Má větší mocnost a obsahuje hojné zelené vložky. *Congeria croatica* se tu vyskytuje vzácně, přesto však lze tento vývoj na vrtbách vymeziti. V této poznámce není však přesněji určen pojem „na západě", takže není jasné, která oblast je autory míněna.

Popsaného členění bylo velmi úspěšně použito při mělkém strukturním průzkumu oblastí se svrchnopannonským pokryvem. Je to převážná část Dolnomoravského úvalu na Moravě a značná část úvalu na jihozápadním Slovensku. Jako stálé vůdčí obzory se zvláště dobře osvědčily rozhraní pestré a uhelné serie a basální lignit (dubňanská sloj). Dobrými pomocnými vůdčími obzory jsou některé uhelné jíly ve svrchním oddílu uhelné serie.

Svrchní pannon v okrajovém vývoji jeví velmi typický vrstevní sled. Jako příklad je uveden normální profil svrchního pannonu, který byl sestaven z vrtních profilů z oblasti *Lužice—Hrušky—Lanžhot*. Pokud se jeví odchylky od uvedeného typického vývoje, budou podrobně popsány v připravované souborné studii.

Pestrá serie je mocná až 150 m. Jak bylo v úvodu kapitoly řečeno, je celý vrstevní komplex pestré serie tvořen převážně pestrými jíly. Jíly pestré serie jsou nezpevněné, podle obsahu písku měkce drobivé, nedokonale až dokonale plastické sedimenty. Plasticita přirozeně mizí, jakmile jsou zbaveny zemní vlhkosti. Primární, základní zbarvení pestrých jílů je světlezelenavěšedé, světlezelenošedé, řidčeji světlešedé a zřídka šedé až zelenavěšedé. Světlešedé, často bělavěšedé až bělošedé pestré jíly se uložily místy jako jeden z nejmladších členů svrchnopannonského souvrství. Jejich bělošedé, vzácně šedobílé zbarvení je způsobeno hojnou kaolinickou, koloidní příměsí. Pestré jíly světlezelenavěšedých a světlezelenošedých základních barevných dostínů jsou typické pro svrchní polovinu až dvě třetiny vrstevního rozsahu pestré serie. Ve spodní polovině až jedné třetině souvrství vidíme pravidelně již výraznější, pří-

padně poněkud tmavší základní zbarvení jílů. Jsou světlezelenošedé méně světlezelenavěšedé, šedé až zelenavěšedé i šedé.

Pestrost jílovitých sedimentů je výrazem oxydačních procesů, které v době ukládání pestré serie probíhaly. Základní zbarvení sedimentů zelenavých a zelených odstínů se měnilo na žluté, žlutohnědé a hnědé. Je to v důsledku oxydace sloučenin dvojmocného železa na sloučeniny železa trojmocného.

Oxydace probíhala pod vodou, silně prokysličenou. Při tom je zajímavé toto zjištění: Nástup sedimentace pestré serie je provázen ve srovnání s ukládáním předchozí uhelné serie značným prohloubením pánve. Důkazů je několik, na př. transgrese pestré serie přes okraj, celkový ráz sedimentů a j. (viz dále). Přesto vidíme, že v hlubších vodách v údobí pestré serie probíhají pod vodou procesy oxydační, naproti tomu však v době uhelné serie v mělčí vodě se vytváří prostředí redukční.

Vysvětlení je nutno hledati v pronikavých změnách paleoklimatologických, které nastaly během ukládání svrchního pannonu.

Období sedimentace uhelné serie je dozajista periodou humidní s optimálními podmínkami pro rozvoj vegetace. Sedimentace rostlinného detritu, ke které došlo ve velké části pánve, a pochody prouhelnění, které probíhaly, vytvořily redukční prostředí. Údobí pestré serie, od počátku její transgrese až do terminální fáze je provázeno paleoklimatologickou změnou. Nastupuje vnitrozemské, teplé klima, které vyvrcholuje pustinným údobím v konečném stadiu sedimentace. Teplota vody úměrně stoupá se zanášením sedimentační pánve. Změlčování pánve a zvětšování teploty vody směrem do nejmladších souvrství svrchnopannonských podmiňovalo přímo intensitu oxydačních reakcí v prostředí. Proto vidíme velmi charakteristickou a typickou škálu a intensitu barevných odstínů v pestrém sekundárním vybarvení sedimentů pestré serie.

Od této pestrosti, kterou je možno označiti jako „fosilní", je nutno dobře rozlišovati pestrou skvrnitost a vybarvení „recentní". Toto zbarvení je výsledkem současných povrchových oxydačních procesů, které zasahují obvykle do hloubky 10—40 m, podle toho jaké jsou podmínky pronikání povrchové, prokysličené vody. Maximální hloubky, do kterých povrchové vlivy působí, jsou 70 m. Byly zjištěny v terénech s povrchem silně členěným, kde jsou optimální podmínky pro zásah povrchových činitelů.

Druhotní, recentní pestrost a její identifikace u sedimentů pestré serie nepřichází přirozeně v úvahu; zde je ji možno zanedbati. Důležité je však rozlišení takto recentně, druhotně vybarvených sedimentů, které původně byly nepestré, na př. sedimenty uhelné serie. Zvláště je však třeba dobré pozornosti při terenním stratigrafickém zařazování recentně vybarvených slínitých jílů a jílů střednopannonských. Je věcí zkušenosti, dobré pracovní orientace v řešeném problému a správné určovací pracovní metodiky, aby zde nedošlo k omylu. Jako rozlišovací vodítko pro „fosilní" a „recentní" skvrnitost sedimentů můžeme pro méně zkušeného pracovníka uvésti pozorování, že původní skvrnitost bývá pravidelně jasných barev nebo je alespoň výraznou. Recentní, druhotná zbarvení jsou méně výrazná, neurčitá. To má svou příčinu v tom, že v prvém

případě oxydace probíhala pod hladinou vody a byla intensivní. V případě druhém jsou nositelem kyslíku malá kvanta podpovrchové vody a oxydace je pomalá.

Nejsvrchnější svrchnopannonská souvrství, světlošedé a bělavěšedé jíly, kde jsou vyvinuty nebo se zachovaly, se vyznačují intensivní rezavěhnědou, rezavěčervenou až ruděčervenou skvrnitostí. Další podložní pasáž, až do poloviny, příp. dvou třetin vrstevního rozsahu pestré serie se vyznačuje rovněž intensivní skvrnitostí hnědožlutou, řidčeji žlutou a okrově žlutou. Žlutohnědé zbarvení je řídké. Spodní polovina až třetina souvrství jeví silnou střední až slabou skvrnitost žlutohnědou až hnědou.

Jak bylo řečeno, typickou je též velká intensita barevných tónů druhotného zbarvení. Při mělkém strukturním průzkumu pestré serie byla sestavena tato stupnice: jíl ojediněle skvrnitý, velmi slabě, slabě skvrnitý, skvrnitý (t. j. středně), silně a velmi silně skvrnitý. Při rozlišování této stupnice skvrnitosti je možno vždy, v posledním případě alespoň ojediněle zjistiti základní, primární barvu horniny. Nejvyšší stupeň skvrnitosti jílů označujeme jako „zcela vybarvený" na př. rezavěhnědě. V tomto případě oxydace byla tak intensivní, že proběhla úplně a sediment druhotně změnil úplně barvu. Základní barva zde již neexistuje. Při označení „slabé", „velmi slabé" a „ojedinělé" skvrnitosti, které se vztahují na posouzení množství skvrn, používáme též určení zřetelně, nezřetelně a velmi nezřetelně skvrnitý. Tyto termíny jsou vztaženy na intensitu barevného tónu.

Podle uvedené stupnice můžeme označiti nejsvrchnější souvrství jílů jako silně až velmi silně skvrnité, příp. zcela vybarvené; až k hranici mezi ½ až ⅔ souvrství, jako silně skvrnité až skvrnité (t. j. středně) a spodní oddíl jako skvrnité, slabě až velmi slabě skvrnité jíly.

Jako dalším typickým, avšak nikoli pravidelným znakem pestrých jílů je drobné černé t e č k o v á n í. Černé tečky, výstižněji čárky, jsou hojné drobné, černé až fialově černé barevné ostrůvky o delší ose 1—3 mm dlouhé, nepravidelně v jílu nahloučené. Toto zbarvení způsobují drobné železnato-manganaté konkrecionární vyloučeniny. Vrstvy černě tečkovaných jílů se vyskytují často ve svrchním oddílu pestré serie.

Jiným velmi typickým znakem je obsah drobných vápnitých k o n k r e c í a v y l o u č e n i n. Konkrece i vyloučeniny nejsou však pravými těmito útvary, jak smysl slova označuje, t. j. koncentrovaným uhličitanem vápenatým, který byl původně rozptýlen v hornině. Vrtní jádra dokazují, že jsou to většinou malé i větší úlomky vápnitých skořápek měkkýšů, s více či méně pokročilým rozpadem původní pevné struktury skořápky. Drobné konkrece bývají pevné, větší vyloučeniny jsou drobnozrnná, jemnozrnná až jemně práškovitá nahloučení uhličitanu vápenatého. Extrémní formou jílu s konkrecemi je jíl s velmi hojnými a velmi drobnými, pravidelně rozptýlenými konkrecemi, který tvoří přechod do slínitého jílu či slínu.

Z jílů jiných barev, které jsou v pestré serii přítomny, dlužno uvésti: zelenošedé jíly, šedé až tmavošedé a černé jíly. Obvykle tvoří 1—3 m mocné čočky, polohy a vrstvy značně omezeného plošného rozsahu. Nemají širšího stratigrafic-

kého významu. Pokud jsou vyvinuty šedé, tmavošedé a černé uhelné jíly, nalézáme je spíše ve spodní polovině souvrství. Tmavošedé, hnědošedé, tmavohnědošedé, hnědočerné a černé jíly jsou zabarveny uhelným pigmentem, příp. obsahují uhelnou drť. Ve svrchní polovině pestré serie se kromě toho objevují černé jíly s nafialovělým odstínem a leskem, které nejsou uhelné. Tyto jíly jsou vybarveny železnatomanganatými sloučeninami. Je to stejná hmota, která způsobuje černé tečkování některých pestrých jílů.

P í s č i t o s t pestrých jílů je všeobecně velmi slabá, avšak nikoli neproměnná. Obsah písčité příměsi, které až na malé výjimky je tvořena jemným a velmi jemným pískem, v malých rozmezích laterálně kolísá. Obsah písku nepřímo ovlivňuje plasticitu jílu.

Nejhojnější jsou jíly nepísčité, dokonale tvárlivé. Hojné jsou jíly slabě jemně písčité a méně hojné jemně písčité jíly. Silně jemně písčité jíly jsou vzácné. Středně nebo hruběpísčité jíly se vyskytují velmi vzácně.

Další, nepoměrně méně zastoupeným členem souvrství pestré serie jsou s l í n i t é j í l y. Jsou to nezpevněné, většinou nedokonale plastické až netvárlivé a drobivé jílovité sedimenty, s obsahem $CaCO_3$ do 25 %. Totožné uloženiny s obsahem $CaCO_3$ nad touto hranicí jsou zde označování jako s l í n y. Ty jsou však velmi vzácné. Slínité jíly a slíny jsou vždy jemně až silně jemně písčité. Slabě jemně písčité slínité jíly nejsou téměř zastoupeny.

Jejich primární vybarvení v základní barvě i druhotná pestrost souhlasí co do odstínů i intensity s vybarvením a pestrostí jílů v tom úseku, ve kterém se uložily. Kromě toho vzácně též sedimentovaly slínité jíly nepestré, světlezelenavěšedé a světlezelenošedé.

Slínité jíly, příp. slíny, tvoří isolované vrstvy, polohy, čočky, příp. proplástky, kterými jsou zcela nepravidelně proložena souvrství pestrých jílů. Slínité jíly jiných barevných odstínů v pestré serii téměř nenalézáme.

P í s k y v pestré serii okrajového vývoje svrchního pannonu můžeme označiti za poměrně vzácné a rozhodně bez stratigrafického významu, neboť laterálně facielně brzy vymizí. Poněkud více se objevují tam, kde pestrá serie se uložila přímo při pobřeží (Štefanov, Lakš. N. Ves a j.). Písčité vrstvy jsou mocné obyčejně 1—5 m. Mocnější písky se uložily při okrajích.

Písky jsou jemné, střednězrnité, poměrně zřídka hrubé až velmi hrubé. Za charakteristickou vlastnost písků svrchnopannonských (ale i středno- a spodnopannonských) je možno uvésti jejich slídnatost. Drobné lupénky světlé slídy jsou vždy přítomné. Pravidelně jsou hojné až velmi hojné. Podle tohoto znaku lze na př. dobře v profilu odlišiti písky kvarterní, příp. sarmatské. Písky pestré serie bývají velmi zřídka prosty jílovité nebo slínité příměsi. (Tato okolnost spolu s malým plošným rozsahem písků snižuje jejich hodnotu s hlediska praktické hydrologie.) Proto jeví téměř pravidelně druhotné, světležlutošedé a žlutavěšedé až hnědožlutošedé zbarvení.

Význačnou písčitou vrstvou je basální písek pestré serie, který je lokálním rudimentním ekvivalentem význačného a mocného písčito-štěrkového obzoru na jihu naší části pánve. Na Moravě je vyvinut v oblasti *Žižkova a Poddvorova.*

Štěrky v pestré serii okrajového jihomoravského vývoje nejsou jako samostatné obzory prakticky vyvinuty. Drobnozrnné, křemité štěrky tvoří někdy spodní vrstvu písčitých obzorů. Zvláště to platí o basálním písčitém obzoru pestré serie.

Pokud byly v pestré serii zjištěny pískovce, jsou to pravidelně konkrecionárně zpevněné, obyčejně několik dm mocné vložky písku. V odkryvech je možno pozorovati jejich bochníkovitý tvar, nepřesahující většinou 3 m v průměru Pískovce jsou rozpadavé, drobivé až pevné, tmelené uhličitanem vápenatým. Bývají světlešedé, slabě žlutohnědé a hnědě skvrnité. Podle množství vápnitého tmelu vznikly silně vápnité pískovce až písčité vápence. Slabě jemně písčité nebo čisté sladkovodní vápence jsou velmi řídké.

Lignity v pestré serii byly pozorovány v bezvýznamných tenkých vložkách a proplástkách.

Uhelná serie má mocnost asi 120—130 m. Je to souvrství, které tvoří po celé pánvi normální stratigrafické podloží pestré serie. Jsou to převážně slínité jíly, které jsou proloženy vrstvami, vložkami a proplástky šedozelených jílů, šedých a tmavošedých jílů a lignitů.

Slínité jíly uhelné serie v okrajovém vývoji jsou rovněž nezpevněné, většinou nedokonale plastické až neplastické sedimenty. Zbaveny zemní vlhkosti jsou měkce drobivé až samovolně rozpadavé. Obsahují vždy jemnou písčitou příměs. Podíl písku pravidelně jen zřídka klesá pod hranici, kterou označujeme jako „jemněpísčitý" (t. j. středně). Obyčejně jsou silně až velmi silně jemně písčité, s přechodem do jemných, silně slínitých písků. Slínité jíly uhelné serie obsahují též pravidelně drobné lupénky světlé slídy. Poněvadž slídové lupénky jsou součástí písčité příměsi, jeví se slínitý jíl tím slídnatější, čím je písčitější.

Nejběžnější zbarvení slínitých jílů uhelné serie je světlošedé. Místy vykazuje slabý nazelenalý tón; takové pak popisujeme jako světlešedé až světlezelenavěšedé. Všeobecně možno říci, že tyto slínité jíly jsou méně hojné. Ještě méně jsou zastoupeny světlezelenavěšedé a světlezelenošedé slínité jíly. V každém případě však světlešedé jsou převládající složkou souvrství a popsané slínité jíly jiných barevných odstínů, co do hojnosti výskytu ustupují do pozadí.

Pouze v oblasti *Starého Poddvorova a SV Žižkova* vidíme slínité jíly ve světlezelenavěšedém vývoji, který zde převládá. Slínité jíly stejných barevných odstínů se uložily též v oblasti *Brodského.* To jsou však již území blízká těm, kde rozlišujeme svrchní pannon v t. zv. přechodném vývoji (viz dále). Pro tuto facii jsou světlezenavé tóny slínitých jílů typické.

Typické t. zv. modravé tóny slínitých jílů, podle kterých K. Friedl (5), R. Janoschek a J. Kapounek v Rakousku nazvali ekvivalentní sou-

vrstvi naší uhelné serie „modrou serií", nebyly u nás v tomto vývoji pozorovány. Vzácně bývají též vyvinuty vrstvy a vrstvičky slínů. S ohledem na to, že jejich obsah $CaCO_3$ je podstatně vyšší než u slínitých jílů, jeví bělavěšedé až bělošedé zbarvení.

Šedé, tmavošedé a černošedé uhelné jíly jsou v uhelné serii poměrně dosti rozšířeny až hojné. Tvoří vrstvy a vrstvičky o mocnosti v průměru několika cm až 4 m. Ve svrchních dvou třetinách souvrství uhelné serie prokládají, možno říci, dosti pravidelně slínité jíly, kdežto ve spodní třetině jsou obyčejně velmi řídké, anebo častěji chybí zcela. Zelenošedé, vzácněji šedozelené jíly zelenavěšedé a zelenavě hnědošedé jíly jsou zastoupeny spíše ve svrchní třetině souvrství. Ve spodní třetině jsou řídké.

Popsané jíly všech barevných odstínů, i jíly uhelné, bývají jemně písčité, písčité i dokonale plastické, prosté písku. Silná a hrubá písčitost byla pozorována velmi zřídka.

Písky v uhelné serii okrajového vývoje jsou oblastně hojné, avšak facielně nestálé. Jsou jemné až velmi jemné, pravidelně slídnaté. Střednězrnité písky v uhelné serii, mimo přímý okraj jsou velmi vzácné, hrubé se neuložily téměř vůbec. Jako facielní ekvivalent slínitých jílů jsou písky téměř vždy alespoň slabě slínité. Vyšší obsah slínitého jílu je taktéž hojně rozšířen.

Typickým sedimentem uhelné serie jsou lignity. Provázeny uhelnými jíly tvoří méně mocné vrstvy a polohy ve svrchních dvou třetinách serie. Zde obyčejně nedosahují větší mocnosti nad 1 m. Tyto lignitové horizonty nemají regionální facielní stálost a jsou uhelnými jíly zastupovány. V dubňanské oblasti jsou význačnější 3 svrchnější lignitové polohy. Poloha I. slojky je asi 80 m nad basální hlavní slojí, II. slojka je o 10 m hlouběji, III. leží o dalších 30 m hlouběji, takže se nalézá 40 m nad basálním lignitem. V místech, kde jsou tyto svrchní slojky příznivě vyvinuty, lze jejich dobývání spojiti s exploitací hlavní sloje. Samostatně dosud dobývány nebyly.

Čím dále od pobřeží, převládá v lignitových slojích zemitá složka nad celistvým, dřevitým lignitem. Totéž ostatně platí i pro svrchnopannonský basální lignit. Je to konstantní regionálně rozšířený obzor lignitů a uhelných jílů o maximální mocnosti až 10 m. Ve vertikálním rozsahu střídají se v něm sloje dřevitého celistvého lignitu s polohami lignitu zemitého a s uhelnými jíly. V horizontálním směru dochází k vykliňování a nasazování lignitových slojí. Přesto můžeme v detailním profilu lignitového souvrství obvykle pozorovati jednu sloj basální a jednu svrchnější. Rozděleny jsou polohou černých uhelných jílů nebo šedých jílů, řidčeji šedých slínitých jílů. Basální lignit je znám jako „dubňanská sloj" a dobývá se. Největší mocnost celistvého lignitu je asi 5 m.

Při nadloží basálního lignitového obzoru je vyvinut obzor s *Congeria croatica* Bruss. Místy se tento mlž vyskytuje houfně a tvoří nezpevněné, uhelným jílem tmelené lumachelly. Jak bylo zjištěno, je tento mlž typickou formou žijící

v prostředí uhelné sedimentace, stratigraficky necitlivý. (Pozn.: Byl na př. nalezen ve středním uhelném tortonu v žižkovské oblasti).

Odlišný vývoj svrchního pannonu byl popsán z Rakouska K. Friedlem (5), R. Janoschkem (8, 9) a J. Kapounkem. Tento vývoj můžeme označiti jako neuhelný a vnitropánevní. Typickým znakem popsaného vývoje je neuhelná nebo velmi slabě uhelná sedimentace ve spodním oddílu („modré serie"), její značná mocnost, absence basálního lignitu a hojnější přítomnost písků v pestré serii.

Pestrá serie, jak popisuje R. Janoschek (8), t. j. K. Friedlova (5) „žlutá serie" byla převrtána v mocnosti 30—100 m. [V nadloží pestré serie v Rakousku jsou zřetelně diskordantně uloženy rezavěhnědé, hrubé křemité štěrky a rezavěčervené jílovité hlíny. Hojné odkryvy ve štěrkovištích jsou na Moravském poli a východně steinbergského zlomu. Západně tohoto zlomu transgredují tyto štěrky již i přes sarmat. Pokud se týká stratigrafické příslušnosti této formace, uvádí R. Janoschek (8) svrchnopliocenní stáří.]

Podle schematického popisu, který jmenovaní autoři uvádějí ze severní, rakouské části pánve, východně steinbergského zlomu, jsou v pestré serii zastoupeny světlezelenavěšedé a světlezelenošedé více méně písčité (t. j. jemně písčité) jíly, řidčeji slínité jíly, hnědožlutě, žlutohnědě a hnědě skvrnité. I zde došlo přirozeně k maximálnímu, sekundárnímu vybarvení sedimentů, neboť místy jsou uvedené horniny označeny jako „žluté". Pestré jíly a slínité jíly jsou proloženy méně mocnými vrstvami světlezelenavěšedých a světlezenošedých nepestrých slínitých jílů a zelenošedých jílů. Jsou zde přítomny i tmavošedé a šedé jíly.

Téměř pravidelně jsou vyvinuty polohy žlutošedých jemných a střednězrnitých, při nadloží souvrství až hrubozrnných písků. Výskyty štěrků nejsou uváděny.

Podložní souvrství slínitých jílů, písků a méně zastoupených jílů je všeobecně v literatuře popisováno jako „modrá serie". Je třeba předeslati, že toto souvrství, mocné 100—250 m je stratigrafický ekvivalent „uhelné serie" v našem pojetí, které je vztaženo na jihomoravský vývoj. K uvedenému bodu stratigrafické příslušnosti se vracím v další kapitole.

Modrá serie se podle R. Janoschka (8) vyznačuje střídáním modře zbarvených slínitých jílů, písků a jílů. Pro toto „modré" zbarvení je vhodnější použití výstižnějšího určení „modrošedé", resp. „modravěšedé" a „světlezelenavě modrošedé", jakým ve skutečnosti jest. Správné „modravé" zbarvení sedimentu je ovšem možno pozorovati na čerstvě vyneseném vzorku, nezbaveném zemní vlhkosti. Modravěšedé barevné tóny sedimentů modré serie mají svůj původ v přítomnosti jemně rozptýlených zrnek pyritu. Toto zbarvení uplatňuje se pouze tam, kde základní světlezelenavěšedé barvy nejsou vyvinuty.

Je možno říci, že daleko převládajícím a typickým zbarvením je světlešedé a světlezelenavěšedé. Pravé modravěšedé slínité jíly a jíly tvoří méně hojné a méně

mocné vrstvy. Na *Moravském poli* v Rakousku bylo určení modravěšedých jílů a slínitých jílů spíše věcí individuálního barevného vidění.

Převládajícím elementem, který určuje zbarvení sedimentů v redukčním prostředí jsou zelené sloučeniny dvojmocného železa a teprve v druhé řadě kyzy. P. Janoschek též sám zjišťuje, že světlešedé (šedé) zbarvení serie velmi často převládá.

Modrou serii v rakouské části pánve lze tedy popsati jako souvrství, ve kterém převládají světlešedé, méně světlezelenavěšedé, jemně až silně jemně písčité slídnaté slínité jíly a slínité a silně slínité, slídnaté písky s polohami vybarvenými modravěšedě, světlezelenavě modrošedě, vzácněji modrošedě. Slínité jíly a písky jsou proloženy většinou nepříliš mocnými vrstvami zelenošedých, modravězelenošedých, zřídka šedozelených jílů (mocnost 0,20—3 m). Šedé a tmavošedé jíly jsou zastoupeny nepoměrně méně. Černé jíly, uhelné jíly a lignity jsou řídké a jsou obyčejně vyvinuty ve vložkách a proplástcích, vzácněji v tenkých vrstvách.

Ze severní rakouské části pánve je možno uvésti tento charakteristický lithologický profil modrou serií:

Nad basální „lignitovou serií" asi 5 m mocnou se uložily světlešedé, světlezelenavěšedé a modravěšedé jemně písčité, až silně jemně písčité, slídnaté, nezpevnělé a nevrstvené slínité jíly. Dosti pravidelně jsou proloženy vrstvami, vložkami a proplástkovými polohami jílů a písčitých jílů popsaných barevných odstínů.

Písky jsou velmi hojné, facielně nestálé, téměř pravidelně slídnaté. Jsou jemné, střednězrnité až hrubozrnné, často s drobným štěrkem (Kies). R. Janoschek a J. Kapounek (8) uvádějí 3 význačné písčito-štěrkové obzory, kterých bylo při mělkém strukturním průzkumu v západní části *Moravského pole (Aderklaa)* dokonce použito jako lithologických vůdčích obzorů. I u těchto písků bylo však pozorováno velmi často facielní vyslínění.

II. „štěrkový obzor" je mocný 5—10 m a nalézá se asi 15 m nad svrchní hranicí „lignitové serie". I. „štěrkový obzor" má přibližně stejnou mocnost. Uložil se o 20—30 m výše nad prvním obzorem.

Třetím typickým písčitým obzorem je t. zv. „mezipísek" (Zwischensand). Je to průměrně 10—40 m mocné vrstvení písků těsně pod pestrými jíly „žluté serie". Přítomnost uvedeného „mezipísku" v rakouské části pánve je pro nás velmi důležitým zjištěním a podporou pro naše nová tvrzení, které je uvedeno v poznámkách o paleogeografii. Nabízí se zde otázka paralelisace „mezipísku" a našeho písku, resp. štěrku na basi pestré serie.

Uhelné jíly s lignity jsou hojněji zastoupeny v t. zv. „lignitové serii", kterou K. Friedl (4, 5) správně srovnává v r. 1931 a 1937 s basálním lignitovým obzorem jihomoravským (dubňanská sloj). R. Janoschek (8) v r. 1942 však cituje a přijímá J. Kapounkův názor o středněpannonské

příslušnosti „lignitové serie" v Rakousku. Nejnověji však je správně „lignitová serie" všemi autory v Rakousku paralelisována s jihomoravským basálním lignitovým obzorem (E. Veit 1947, R. Janoschek 1950) na spodu naší uhelné serie.

T. zv. lignitová serie v pojetí rakouských geologů je basální 3—6 m mocné souvrství šedých a hnědošedých jílů s tmavěšedými, tmavěhnědošedými a černými uhelnými jíly s lignity.

Mnoho bylo diskutováno o stratigrafickém postavení modré serie a o paralelisaci obou vývojů svrchního pannonu. Již volba označení „lignitová serie" pro nejspodnější část modré serie v Rakousku a „uhelná serie" pro kompletní nepestré souvrství u nás vedlo k chybným srovnáváním. Další vážnou skutečností bylo, že vůdčí mlž *Congeria aff. balatonica* Partsch., resp. *Cong. croatica* Bruss., se vyskytují ve vývoji rakouském pouze v lignitové serii. Naproti tomu u nás, ve vývoji jihomoravském, kromě hojného výskytu v basálním souvrství, se objevuje, byť i méně až ojediněle, téměř v celém profilu uhelné serie.

Jestliže byla „lignitová serie" některými výzkumnými pracovníky v Rakousku ve shodě s K. Friedlem (4, 5) kladena do svrchního pannonu, bylo možno až do r. 1945 setkati se s názorem, podle kterého tato serie stratigraficky odpovídá celé uhelné serii jihomoravské.

Přesto, že K. Friedl (4, 5) správně srovnává basální lignitová souvrství rakouského a basální lignit jihomoravského vývoje, nemluví on ani jiní autoři o paralelisaci modré serie a uhelné serie. Teprve v r. 1947 E. Veit (viz 9) uvádí ze severní rakouské části pánve zjištění, že v modré serii směrem k SV přibývá uhelných jílů a lignitů a „modrá serie" rakouského vývoje přechází zvolna do uhelné serie jihomoravské. Rovněž K. Friedl v r. 1948 srovnává již modrou serii s naší uhelnou serií. Basální lignitovou serii v Rakousku správně stratigraficky ztotožňuje s obzorem dubňanské sloje.

Konečně lze uvésti, že na podkladě nesprávné korelace vyššího, lokálně vyvinutého obzoru lignitového, zařadil K. Friedl (viz 9) v r. 1931—1936 v oblasti pokleslé kry u *Zistersdorfu*, spodní část modré serie do středního pannonu. V r. 1948 provedl revisi a stratigrafickou hranici svrchní-střední pannon lokalisoval správně na basi „lignitové serie".

Uvedené diskuse o stratigrafické posici a otázka paralelisace modré serie vedly řadu průzkumných pracovníků k omylům. Tak na př. z dokladového materiálu ve *Gbelech* na Slovensku z období II. světové války je vidět, že mnozí pracovníci (H. Storm, W. Rühl), vycházejíce z dosavadního stavu nazírání rakouské školy geologů, kladli i celou naši uhelnou serii okrajového, jihomoravského vývoje do středního pannonu. Vrstvy uhelné serie západoslovenského, neuhelného vývoje na *Lábu* považoval E. Bracke a H. Storm rovněž za střední pannon.

Nová stratigrafická zjištění

1. Neproduktivní vývoj uhelné serie („modré serie")

Při systematickém mělkém průzkumu v oblasti *Láb—Malacky—Velké Leváre*, který začal v r. 1947, byla již v prvých měsících učiněna stratigrafická pozorování ve svrchním pannonu, na našem území dosud neznámá. Na základě nových zjištění bylo umožněno správně stratigraficky a tektonicky zhodnotiti staré průzkumné práce provedené za II. světové války v oblasti *Láb* a severně linie *Moravský Sv. Ján—Lakšárska Nová Ves* a provésti regionální a později podrobný strukturní průzkum celé svrchnopannonské oblasti Dolnomoravského úvalu na západním Slovensku.

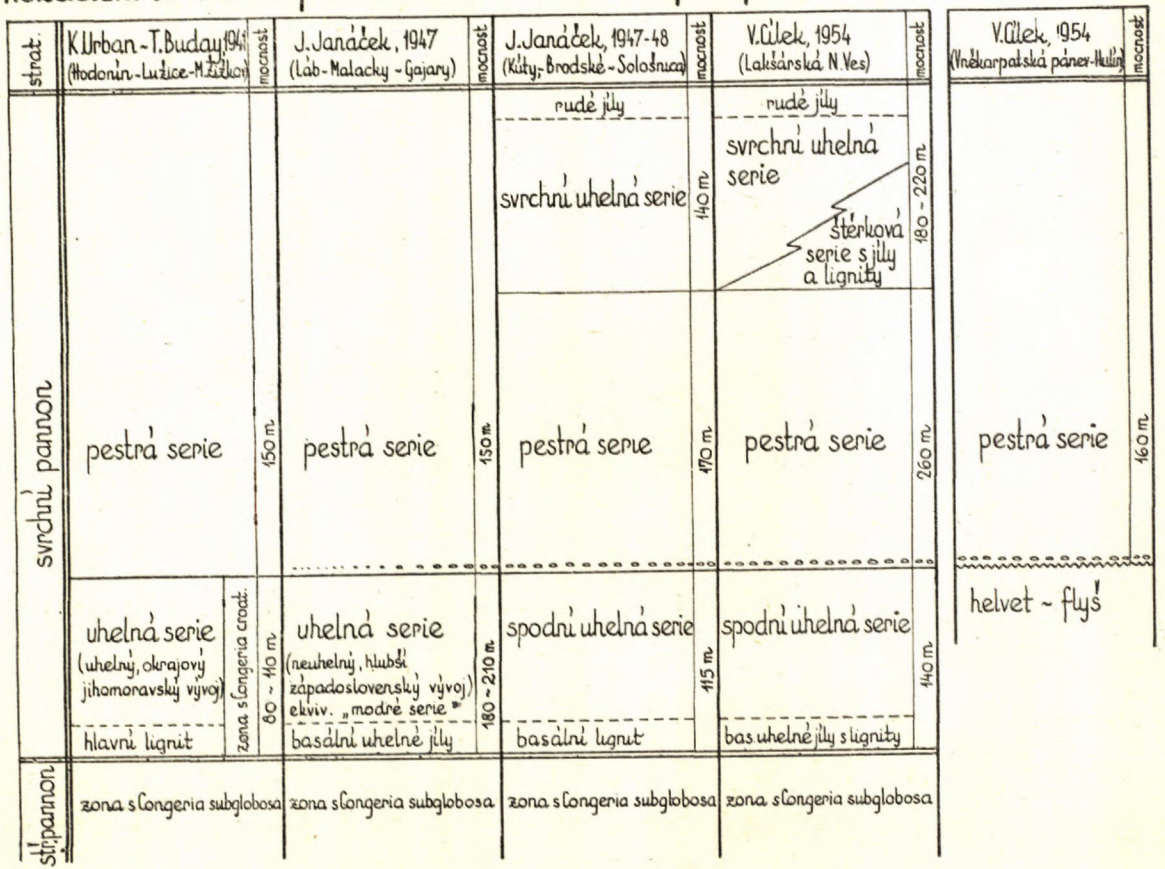
Ke konci II. světové války byl proveden v oblasti *Láb* Slovensko-německou naftovou akc. společností orientační mělký strukturní průzkum. Průzkum byl zahájen na podkladě positivního výsledku refrakční seismiky, která ukázala v lábské oblasti výrazné uzavřené maximum. Geologicky vyhodnotil vrtby E. Bracke. Malým počtem velmi mělkých sond, které zde byly odvrtané, nemohla býti přirozeně s úspěchem řešena stratigrafie, tím méně tektonika. Kromě toho většina sond byla situována v pokleslé kře, v pestré serii. Pestré jíly pokleslé kry byly správně identifikovány jako svrchní pannon. Nepestré souvrství slínitých jílů, jílů a písků bylo zařazeno nesprávně do středního pannonu.

V oblasti *Vysoké* (Hochstätten) bylo ve stejné době při státní hranici odvrtáno orientačně 7 strukturních sond. Zjištěné svrchnopannonské nepestré souvrství bylo rovněž nesprávně zařazeno do středního pannonu (K. Urban).

J. Janáček (6), který v rámci strukturního výzkumu slovenské části Dolnomoravského úvalu lábskou oblast kriticky zhodnotil a znovu přepracoval, zařadil pestré vrstvy na pokleslé kře též do pestré serie a nepestré souvrství slínitých jílů, jílů a písků na lábské vysoké kře do svrchního pannonu a označil je za stratigrafický ekvivalent „modré serie" v Rakousku a „uhelné serie" na jižní Moravě. K tomuto závěru přispěly zkušenosti a poznatky, které byly získány v r. 1943—45 při zpracovávání strukturních vrteb na Moravském poli v Rakousku (Cf-Lassee, Cf-Gänserndorf, Cf-Schlosshof a Cf-Marchegg). Zvláště ke státní hranici vysunuté strukturní vrtby Cf. Ma 2, 9—15 a 27 v hraniční oblasti *Zwerndorf—Baumgarten—Marchegg* umožnily přímé navázání průzkumných prací na naší straně na výsledky průzkumu v Rakousku.

Správnost stratigrafického začlenění této serie do svrchního pannonu byla prokázána v r. 1948 v elevační oblasti lábské převrtáním úplného profilu svrchního pannonu a velké části středního pannonu, který byl bezpečně identifikován na základě fauny s *Congeria subglobosa* Partsch, *Melenapsis vindobonensis* Fuchs, *Mel. fossilis* Hart. a fauny ostrakodové. Další důkaz správnosti stratigrafické interpretace nepestrého pannonského souvrství na *Lábu* přinesl rozšířený průzkum k severu. V oblasti *Lakšárska N. Ves, Hasprunka* byla zjištěna

Rozdělení svrchního pannonu v čsl. části vnitroalpské pánve vídeňské



Rozdělení svrchního pannonu v rakouské části vnitroalpské pánve vídeňské. (R. Janoschek, 1951)

Strat.	J. Kapounek, 1942 sev. část pánve	Mocnost	R. Janoschek, 1947		Mocnost	K. Friedl, 1947	Mocnost	E. Veit, 1947	Mocnost	R. Janoschek, 1951	Mocnost
svrchní pannon	pestrá serie	65 m	pestrá serie	bezfosilní zona	100 m	žlutá serie	100 m	pestrá serie		pestrá serie	400 m
	modrá serie	80 m	modrá serie		100 m	modrá serie	150 m	modrá serie / uhelná serie (na severu)		modrá serie	200 – 250 m
	lignitová serie	5 m	lignitová serie		5 m	lignitová serie		lignitová serie		lignitová serie	
stř. pannon	zona s Congeria subglobosa		zona s Congeria subglobosa			zona s Congeria subglobosa		zona s Congeria subglobosa		zona s Congeria subglobosa	

pestrá i uhelná serie svrchního pannonu v přechodném vývoji do facie okrajové (viz dále).

Lábský (západoslovenský) vývoj svrchního pannonu, zvláště uhelnou serii, považujeme za hlubinnější a vnitropánevní facii uhelné serie okrajového vývoje, t. j. zony s *Congeria croatica* Bruss (podle K. Urbana). Až na zanedbatelný počet lokalit nebylo u nás pozorováno ono „modré" a „modravé" zbarvení sedimentů uhelné serie, které je popsáno z Rakouska. Není proto pro tento zjištěný vývoj název „modrá serie" použit. V praxi a interní literatuře je vžito označení „hlubší vývoj uhelné serie" této facie. Čáru styku uhelné serie hlubinnější (resp. přechodného typu), s uhelnou serií okrajového vývoje tvoří přibližně spojnice obcí *Moravský Sv. Ján — Lakšárska N. Ves.*

Obecná charakteristika svrchního pannonu západoslovenského hlubšího vývoje je totožná s uvedenými znaky vývoje svrchního pannonu v Rakousku. Jsou to:

1. Značná mocnost uhelné serie. V oblasti *Gajar* činí průměrně 180—210 m, u *Zohoru a Lozorna* 230 m.
2. Chudá sedimentace uhelného detritu a uhelných jílů v uhelné serii.
3. Netypický vývoj basálního lignitového obzoru, bez význačného lignitu.
4. Jemné a rovnoměrné rozptýlení uhelné hmoty tohoto obzoru na spodu souvrství slínitých jílů, které pak jeví typické světlehnědavěšedé až světlehněděšedé zbarvení. Tyto hnědavěšedé a hnědošedé slínité jíly mocné 15—20 m pokračují ještě hlouběji do středního pannonu.
5. Převládající světlezenavěšedý tón slínitých jílů s výjimkou uvedeného basálního souvrství.
6. Silná písčitost uhelné serie. Písky tvoří tři význačné a mocné obzory.
7. Značná změna lithologické facie v uhelné serii.
8. Typickým znakem pro pestrou serii tohoto vývoje je hojnější přítomnost pestrých jílů, a to zvláště ve spodní polovině souvrství. Poměr zastoupení pestrých jílů ke slínitým jílům je asi 3:1.
9. Kromě toho se v pestré serii naší oblasti uložily písky, někdy se štěrky. Přítomnost písků a štěrků v pestré serii není ovšem v souladu s naší koncepcí hlubinnějšího vývoje. Bylo však již uvedeno, že hlubinnější vývoj svrchního pannonu týká se hlavně uhelné serie. Z rozšíření a vývoje pestré serie je vidět, že zatím co na severovýchodě pánve, v období sedimentace pestré serie se obnovily poklesy dna, došlo na jihu ke změlčení (viz dále). Písčitější vývoj pestré serie v lábské oblasti je jedním z náznaků, že tato oblast v době sedimentace pestré serie byla zřetelnou elevací.

Typický profil západoslovenským neuhelným vývojem svrchního pannonu je sestaven z oblasti *Vysoká — Láb — Malacky — Gajary*. Má tento sled:

V pestré serii, která byla převrtána v mocnosti asi 150 m, se ve svrchní polovině souvrství uložily jako převládající sedimenty pestré jíly. Jsou podobně vyvinuty jako pestré jíly, které jsou hlavní složkou pestré serie ji-

homoravského okrajového vývoje, až na tu skutečnost, že vykazují větší písčitost a hojnější drobné vápnité konkrece a vyloučeniny. Kromě toho je písčitá složka častěji přítomna v podobě střednězrnitého, někdy i hrubého písku.

Stejně se zde setkáváme s typickým odstupňováním jasnosti barevných tónů a bohatosti sekundárního vybarvení, ve směru od povrchu ke spodu. Ve svrchní polovině souvrství převládají popsané jíly jasných barevných tónů a jsou silně skvrnité až vybarvené. Nebyly tu zjištěny pouze nejsvrchnější rezavěhnědé, ruděhnědé a ruděčervené jíly. Ve střední části se stávají barevné tóny méně výrazné a tmavší. Ve spodní třetině je skvrnitost hnědá a slabá. Současně se v této vrstevní pasáži, směrem ke spodu, vkládají stále hojnější vrstvy jílů nepestrých, základních, zelenošedých, zelenavěšedých a světlezelenošedých barevných odstínů.

V pestré serii na jihu jsou též přítomny polohy a vložky tmavošedých, tmavěhnědošedých až černých, často u h e l n ý c h jílů. Nejsou hojné, ani zvláště mocné a stálé, ale setkáváme se s nimi dosti pravidelně. Nejsvrchnější obzor nebo obzory uhelných jílů, často s jíly zelenošedými, mohou býti v oblasti Lábu rudimentem „svrchní uhelné serie" (viz dále).

Hojnější přítomnost pestře vybarvených s l í n i t ý c h j í l ů je pro jižní vývoj pestré serie typickou. Jejich druhotná pestrost je co do intensity i odstínu v souladu s pestrostí nejbližších spodních a svrchních pestrých jílů. Slínité jíly jsou zpravidla jemně, až silně jemně písčité. Jak bylo uvedeno, jsou slínité jíly zvláště časté ve spodní polovině pestré serie.

Poměrně hojně zastoupeny jsou též p í s k y. Bylo již uvedeno, že deposice písku se štěrky mluví proti hlubinnější vnitropánevní sedimentaci. Dosvědčuje, že v době sedimentace svrchní části pestré serie, kde tyto písky na L á b u nacházíme, byl tento úsek výraznou elevací dna pánve.

Písky tvoří v profilu vrtby značně mocné diferencované polohy, obyčejně proložené více či méně mocnými vrstvami pestrých jílů, které jsou v tomto případě pravidelně písčité až hrubě písčité. Písky jsou jemné, střednězrnité až hrubozrnné s řídkým drobným křemitým štěrkem. Jsou jemně slídnaté, jsou-li vyvinuty ve formě jemnozrnné. S přibýváním velikosti zrna úměrně ubývá podílu slídy. Důležitým písčitým obzorem je b a s á l n í p í s e k se štěrkem, často vyvinutý jako drobnozrnný až střednězrnitý štěrk. Je mocný 10—30 m.

Písky jsou vždy žlutohnědě, hnědě až rezavěhnědě zbarveny. Druhotné zbarvení je zvláště výrazné, jsou-li písky jílovité nebo slínité.

U h e l n á s e r i e je mocná 180 m (Láb) — 210 m, max. až 230 m (Vysoká—Gajary). Již v úvodu kapitoly bylo zdůrazněno, že naše uhelná serie lábského vývoje je totožným souvrstvím s modrou serií v Rakousku. Byla však též vyzvednuta skutečnost, že u nás jeví celý profil vnitropánevní facie uhelné serie, s výjimkou jejího basálního úseku, povšechné vybarvení světlezelenavěšedé, místy až světlezelenošedé, kdežto modravěšedé barevné tóny, způsobené rozptýleným kyzem, jsou vzácné. Určené zbarvení rozumí se v čerstvém stavu. Nositelem

převládajícího světlezelenavěšedého zbarvení jsou slínité jíly a slínité písky. Celkové světlezelenavěšedé zbarvení souvrství neporušují ani nepříliš hojné polohy a vložky jílů, které jsou převážně zelenošedé.

Slínité jíly spolu s písky jsou daleko převládající složkou nad jíly. Jsou jemně písčité, silně až velmi silně jemně písčité, slídnaté, s přechody do jemných, slínitých, slídnatých písků. Změna lithologické facie slínitých jílů a písků je pro tento vývoj uhelné serie charakteristickou. Nejsou z ní vyloučeny ani dva význačné písčité, často písčito-štěrkové obzory, které jsou ekvivalentní dvěma „štěrkovým" horizontům, jež uvádí R. Janoschek (8) ze severní, rakouské části pánve. Nelze proto doporučiti používání při tektonickém průzkumu těchto lithologických horizontů jako vůdčích obzorů. Z popsaného důvodu se práce s nimi neosvědčila.

Poněvadž slínité jíly jsou vždy jemně písčité až silně a velmi silně jemně písčité, jsou v čerstvém stavu měkce drobivé, po vyschnutí až samovolně rozpadavé.

Uvedené dva písčité obzory mají asi tuto polohu a mocnost:

I. písek má mocnost 30—60 m. Nalézá se asi 35 m pod hranicí pestré uhelné serie. Často je proložen polohami slínitých jílů.

II. písek má mocnost 35—50 m a uložil se 50 m nad hranici svrchní pannon-střední pannon.

Nejtypičtějším znakem uhelné serie lábského vývoje je velmi chudá až nepatrná sedimentace uhelného detritu. Zatím co se při pobřeží ukládaly velmi hojné uhelné jíly s lignity, byl dále do nitra pánve zanášen toliko řídký detrit, drobně až jemně vytříděný. Tento uhelný pigment sedimentoval spolu s jíly, které zbarvuje tmavošedě, tmavohnědošedě až černě. Jestliže jsou černé a uhelné jíly řídké až velmi řídké, došlo k sedimentaci lignitové složky jen ve zcela ojedinělých případech. Obraz vrstevního sledu uhelné serie ve velké části území, kde je tato facie vyvinuta, jeví nezřídka ve značném rozsahu úplnou nepřítomnost uhelných jílů *(Vysoká, Gajary)*. Naproti tomu můžeme pozorovati, že zatím co slínito-jílovitá složka facielně přechází do složky písčité, neustává sedimentace uhelného detritu. V tom případě vymizí jíl a vrstva, vložka nebo čočka je vyvinuta jako ekvivalentní obzor uhelné drtě v písku.

Chudá sedimentace uhelné hmoty se výrazně projevila též při ukládání se basálního lignitového obzoru. V tomto obzoru, jehož průměrná mocnost je 5—13 m, jsou základním sedimentem rovněž slínité jíly. Jejich zbarvení při nadloží je světlešedé slabě světle nazelenalé. Směrem k podloží se mění do světlehnědavěšedého, světlehnědošedého až hnědavěšedého odstínu. Toto zbarvení je způsobeno přítomností jemného, rovnoměrně rozptýleného uhelného pigmentu. Někdy zasahují takto zabarvené slínité jíly výše do nadloží, případně se mohou výše opakovati *(Veľké Leváre)*. Jejich hlavní rozšíření však je v nejvyšší poloze středního pannonu, kde dosahují spolu se stejně zbarvenými slínitými písky mocnosti až 50 m.

V basálním souvrství jsou přítomny proplástky, vložky i vrstvy až 1 m mocné, hnědošedého, tmavošedého až tmavěhnědošedého a černého uhelného jílu. V každém případě jsou zde hojnější než ve svrchnějším profilu uhelné serie. Častěji jsou též přítomny proplástky, čočky až slojky zemitého, řidčeji celistvého dřevitého lignitu.

Paralelisace lignitového obzoru s basálním lignitem okrajového vývoje byla provedena na základě hojných nálezů *Congeria croatica* Bruss. při nadloží a nálezu *Congeria sublobosa* Partsch, 30—40 m v podloží pod nejspodnější vrstvou uhelného jílu a konečně převrtáním prvního pestrého obzoru středno-pannonského.

Na závěr lze uvésti, že obzor světlehnědavěšedých a světlehnědošedých slínitých jílů svrchnopannonských, spolu se střednopannonskými tvoří velmi typický, stálý a výrazný obzor, který byl s úspěchem použit při rychlé stratigrafické orientaci i u velmi mělkých sond.

Lithologicky poněkud odlišnou byla uhelná serie hlubšího vývoje, zjištěná u *Zohoru* a *Lozorna* v naší jižní části pánve. Je zde mocná až 230 m. Uložila se ve vývoji slínito-písčito-štěrkovém. Tyto tři sedimenty jsou zhruba rovnoměrně zastoupeny. Písky spolu s drobnými štěrky tvoří dva velmi mocné obzory, které maji zcela shodnou stratigrafickou polohu s I. a II. štěrkovým obzorem z rakouské části pánve (R. Janoschek, 1942). I. písčito-štěrkový obzor je mocný až 60 m, II. obzor až 50 m. Basální štěrk pestré serie je vyvinut v mocnosti 20—25 m.

Význačným rysem uhelné serie u *Lozorna* je nepatrná přítomnost uhelných jílů ve vložkách a proplástkách a lokálně vyvinutá slabá pestrost jílových vrstev v nejsvrchnějším vrstevním úseku nad I. štěrkovým obzorem.

Mezi oblastmi jihomoravského okrajového vývoje svrchního pannonu a jižními oblastmi s hlubším, vnitropánevním vývojem uhelné serie, byla zjištěna území s vývojem přechodným. Přechodný typ nelze však popsati jako vývoj stálý a charakteristický. Podle situace jeví úseky s přechodným vývojem měnlivé znaky, které se blíží buď vývoji okrajovému nebo vnitropánevnímu.

Ze závažných lze uvésti tyto znaky:

1. Jílovitý, jihomoravský vývoj pestré serie — hlubší, lábský vývoj uhelné serie v typickém vývoji, ale menší mocnosti (110—140 m),
2. Neuhelný vývoj uhelné serie s typickým světlezelenavěšedým zbarvením — basální lignit (dubňanská sloj) přítomen,
3. Pro hlubší vývoj netypické zbarvení slínitých jílů uhelné serie (jsou světle-šedé) — chudá uhelná sedimentace, rovnoměrně rozdělená v celém profilu serie a chudá sedimentace písků.

Oblasti rozšíření jednotlivých popsaných vývojů jsou uvedeny v poznámkách o paleogeografii.

2. Svrchní uhelná serie

V r. 1948 v oblasti vkleslé kry *Brodské—Kúty—Gbely* na Slovensku bylo zjištěno nové, ve vnitroalpské pánvi dosud neznámé souvrství „svrchní uhelné serie". Toto zjištění rozšířilo naše vědomosti o stratigrafii svrchního pannonu a přispělo značou měrou k vyřešení zlomové a vrstevní tektoniky mladších členů neogenu v pánvi.

V uvedeném roce prováděl J. Janáček (6) průzkumné práce v oblasti *Brodské—Kúty*. Při navazování prací na starší průzkumné práce na Moravě byla zjištěna pozoruhodná okolnost: Mělký strukturní průzkum na Moravě byl veden v uhelné serii vysoké svrchnopannonské kry na vůdčí obzor basálního svrchnopannonského lignitu. Průzkum, který se rozvíjel směrem k jihu, byl zakončen západně Brodského 5ti vrtbami, z nichž dvě byly zakončeny po navrtání lignitu. Ostatní tři sondy po převrtání „značně zkrácené" uhelné serie, včetně basálního lignitu, nenavrtaly střední pannon, nýbrž znovu zjistily mocnou serii pestrých jílů, kterou nepřevrtaly.

Systematickým průzkumem na slovenské straně se ukázalo, že se tu nejedná snad o opakování pestrých vrstev při přesmyku, nýbrž že uvedené vrtby se nalézají již v pokleslé kře, jižně zlomového systému farské poruchy, která pokračuje do oblasti záp. Brodské od Gbel. Zjištěné spodní pestré vrstvy přísluší normální pestré serii a převrtaná „značně zkrácená uhelná serie" je novým, v pánvi dosud neznámým členem svrchnopannonského souvrství. Je to t. zv. svrchní uhelná serie.

Postupně byla svrchní uhelná serie prokázána i na jiných místech pánve, na př. v oblasti *Brodské—Západ* až ke státní hranici, *Sološnica—Rohožník* (J. Janáček, 1950) a u *Lakšárské Nové Vsi* (V. Cílek, 1954). Bylo zjištěno, že oblasti, kde se svrchní uhelná serie uložila, jsou předně oblastmi okrajovými, ale současně však oblastmi v tomto období nejhlubšími, s živými poklesovými pohyby až do terminálních fází svrchnopannonské sedimentace. Takovými poklesovými oblastmi je kútsko-gbelská vkleslá kra a zvláště pokleslá kra u *Lakšárské Nové Vsi* a svrchnopannonský příkop pod Malými Karpatami u *Rohožníku a Sološnice*. V oblastech vyšších, kde ovšem nedošlo k odnosu, se svrchní uhelná serie zachovala ve facielních rudimentech (*Hodonín, Prušánky*).

Svrchní uhelná serie na rozdíl od spodní uhelné serie jeví facielní charakter. Ze srovnání normálních profilů sousedních oblastí vyplývá, že směrem do středu pánve uhelné souvrství přechází do nejvyšších pestrých vrstev, zastoupených intensivně vybarvenými pestrými jíly jasných barev. Na velké části území je tato nejvyšší část denudována. Důkaz však podává oblast *Sološnica—Lakšárska Nová Ves*. Zde lze sledovati pozvolné přibývání pestrých jílových vrstev, aniž se vertikální rozsah serie měnil. Stratigrafickou totožnost svrchní uhelné serie a velmi mladých pestrých vrstev potvrzuje nejmladší obzor ruděčerveně zbarvených jílů,

které se uložily nad svrchní uhelnou serii a které též zakončují úplný vrstevní sled pestré serie i tam, kde svrchní uhelná serie není vyvinuta.

Znamená to tedy, že na rozdíl od spodní uhelné serie, jejíž vznik je spjat se značně hlubokými změnami paleogeografickými a paleoklimatologickými, vznik svrchní uhelné serie je dán hlavně podmínkami sedimentologickými. Tento závěr je v souladu s pozorováním z oblasti *Lakšárské Nové Vsi.*

Zvláštní vývoj svrchní uhelné serie byl zjištěn u *Lakšárské Nové Vsi.* Zde z celkové mocnosti svrchního pannonu 580—610 m, která je v pánvi největší, dosahuje svrchní uhelná serie až 220 m a je v nadloží vlastního uhelného souvrství vyznačena převážně sedimentací písčitých slínitých jílů, zbarvením i lithologicky ne nepodobných písčitým slínitým jílům spodní uhelné serie (viz dále).

Tento vrstevní komplex je resultátem nejmladší známé jílovito-slínité sedimentace svrchnopannonské ve vnitroalpské pánvi vídeňské. Zatím co v ostatních částech pánve byla sedimentace prakticky ukončena, pokračoval vývoj svrchnopannonského příkopu pod Malými Karpatami. Poklesové pohyby podle vnitropánevního, ale hlavně podle okrajového zlomu karpatského trvají zde až do nejmladšího stadia.

Jak dokumentuje ráz sedimentů, obnovily se tu obdobné poměry, jaké vidíme v době ukládání spodní uhelné serie, ovšem v míře co do plochy velmi omezené.

Z oblasti pokleslé kry lakšárské popisuje V. Cílek (2) též facielní ekvivalent svrchní uhelné serie, tak zvanou štěrkovou serii. Je to vlastně svrchní uhelná serie ve vývoji štěrkovito-písčitém při okraji.

Svrchní uhelná serie se konkordantně vyvíjí z podložní pestré serie po změlčení, které po jejím uložení nastalo. Téměř pravidelně přítomný písek na rozhraní pestré serie a svrchní uhelné serie by pak vyznačoval lokální regresi pestré serie.

Poněvadž zjištění svrchní uhelné serie je značně důležité (viz závěr) a nové, podávám podrobnější popis:

V oblasti *Brodské—Západ—Kúty* je svrchní uhelná serie mocná maximálně 140 m včetně nadložních ruděčerveně a rudohnědě skvrnitých jílů. Je to souvrství s převahou jílů, které se ukládají v nadloží nejsvrchnějšího regresního písku pestré serie. Převaha jílů nad slínitými jíly je typickou vlastností této serie, kterou se nápadně odlišuje od uhelné serie spodní.

Celou svrchní uhelnou serii můžeme zde rozlišiti na vlastní spodní uhelné souvrství, které zahrnuje asi $^2/_3$ celého vrstevního rozsahu a svrchní oddíl pestrých rudých jílů.

Ve vlastním uhelném souvrství převládají zelenošedé, šedozelené, zelenavěšedé, tmavězelenošedé a šedé, většinou písčité jíly, které se v poměru asi 3:1 pravidelně střídají s tmavošedými, tmavěhnědošedými až černými uhelnými jíly s častými slojemi a slojkami lignitu. Nejmocnější poloha uhelných jílů se slojí zemitého až celistvého lignitu se uložila v prvých stadiích sedimentace

svrchní uhelné serie. Je mocná někdy až 6 m. Přítomná lignitová sloj má mocnost 2—3 m. Na spodu tohoto obzoru je dosti pravidelně vyvinuta poloha zelenošedého až šedozeleného jílu, rovněž až 6 m mocného, který je basálním sedimentem svrchní uhelné serie. Slínité jíly jsou ve svrchní uhelné serii velmi řídké. Jsou světlezelenošedé, vždy jemně písčité a silně jemně písčité.

Ve svrchní části uhelného oddílu objevují se již řídké vložky a málo mocné polohy pestrých jílů. Jejich množství přibývá směrem k nadloží, až zcela nabudou převahy.

Svrchní oddíl pestrých jílů je rovněž velmi typicky vyvinut a značně odlišný od pestrých jílů hlubší pestré serie. Jsou to bělavěšedé, bělošedé až šedobílé, jen řidčeji světlezelenavěšedé jíly, ruděčerveně, rezavěčerveně, rezavěhnědě a okrověžlutě silně skvrnité až zcela druhotně vybarvené. Jsou pravidelně nepísčité, dokonale plastické, nebo jen slabě jemně písčité. Jejich bělošedé až šedobílé základní zbarvení je způsobeno přítomností menšího nebo většího množství kaolinické hmoty.

Několik vrstev stejně zbarvených jílů, většinou ruděčerveně skvrnitých, bývá vyvinuto v podloží svrchní uhelné serie. Z nich dvě bývají v oblasti *Brodské—Kúty* dosti stálé.

Druhou oblastí výskytu svrchní uhelné serie je oblast *Sološnica—Rohožník—Kuchyňa*. Je to území pokleslé kry, při okrajovém zlomu malokarpatském, která poklesávala do nejmladšího vývojového stadia pánve. Vývoj se zde velmi blíží vývoji kútsko-brodskému. Svrchní uhelná serie je zde mocná až 240 m, což jest maximální zjištěná mocnost v pánvi vůbec. Z toho na basální vlastní souvrství uhelných jílů připadá 80 m. Nadložní vrstvení rudých jílů a štěrků je mocné celkem 160 m.

V tomto svrchním mocném vrstevním úseku mají převahu světlešedé, bělavěšedé a bělošedé většinou silně až velmi silně ruděčerveně, rezavě červenohnědě, rezavěhnědě a okrově žluté skvrnité jíly. Jsou přítomny též světlezelenavě až světlezelenošedé hnědožlutě a žlutě skvrnité jíly, a to většinou v mocnosti 30—40 m v nadloží vlastního uhelného souvrství. Obsahují často drobné vápnité konkrece. Jíly jsou jemně písčité až písčité, méně často nepísčité, plastické. Bělavěšedé a bělošedé jíly jsou bohaté na kaolinickou hmotu.

Mezi pestré jíly se v rozsahu celého profilu vkládají polohy písků často s drobným štěrkem. Ve spodní polovině souvrství jsou méně hojné a méně mocné (3—10 m). Směrem k nadloží jsou stále hojnější a přibývá jim na mocnosti, takže lokálně, ve svrchní třetině zcela převládají. Tento vývoj lze pozorovati zvláště ve směru k severovýchodu, t. j. směrem na *Lakšárskou Novou Ves*. Písky i štěrky jsou žlutě, žlutohnědě a rezavěhnědě skvrnité až zcela vybarvené. Sekundární zbarvení je intensivní zvláště tehdy, obsahují-li písky a štěrky jílovitou příměs. Štěrky jsou v nejvyšších polohách proloženy zelenavěšedými a šedými, písčitými slínitými jíly, které jsou shodné s nejvyššími slí-

nitými jíly, od Lakšárské Nové Vsi. Kromě těchto nejvyšších poloh nebyly v celém profilu pestrého úseku slínité jíly pozorovány. Vápnitý podíl sedimentující hmoty byl nepatrný a projevil se toliko vznikem drobných vápnitých konkrecí a vyloučenin.

Vlastní souvrství uhelných jílů v podloží pestrého úseku je zde velmi typicky vyvinuto. Skládá se prakticky výlučně z černohnědých a černošedých 2—5 m mocných uhelných jílů s lignity a lignitovou drtí, které se rovnoměrně střídají s šedozelenými, méně zelenošedými, většinou plastickými jíly. Světlezelenošedé jemně písčité slínité jíly jsou dosti řídké. Vzácně byly zjištěny slabé vrstvy zelenošedých žlutohnědě skvrnitých jílů. Jiné sedimenty zde zjištěny nebyly.

Pod uhelnými a šedozelenými jíly následuje již pestrá serie v jílovitém vývoji.

Výskyt svrchní uhelné serie u *Lakšárské Nové Vsi* navazuje bez přerušení na svrchní uhelnou serii pokleslé kry u *Sološnice a Rohožníka*. Je podán jako samostatná oblast proto, že vývoj serie u Lakšárské Nové Vsi je odlišný od dosud popsaného. V typickém „lakšárském" vývoji slínito-uhelném sedimentovala uhelná serie v okrajovém pruhu při okrajovém malokarpatském zlomu, kdežto dále od okraje uložila se svrchní uhelná serie ve facii štěrkové.

Charakteristiku souvrství svrchní uhelné serie lakšárského vývoje lze podle V. Cílka (2) uvésti takto: Serie v typickém vývoji, t. j. slínito-uhelném byla převrtána v maximální mocnosti 180 m. Svrchní, 90 m mocné souvrství, tvoří převážně při povrchu výlučně zelenavěšedé jemně písčité slínité jíly, šedé, méně světlezelenošedé písčité slínité jíly s polohami písků a štěrků. Následuje asi 60 m vrstevní komplex v uhelném vývoji. Zelenavěšedé, světle zelenošedé, řidčeji šedé slabě nazelenalé, jemně písčité slínité jíly, ojediněle světlešedé, nazelenalé jíly jsou proloženy dosti pravidelně tmavě šedohnědými, 1—3 m mocnými vrstvami písčitých uhelných jílů se slojkami zemitých lignitů. Velmi řídce se zde uložily též písky.

Basální úsek je sice též bohatý na uhelné jíly a světlezelenošedé slínité jíly, avšak jeho hlavní díl tvoří světlezelenavěšedé, světlezelenošedé, hnědě, žlutohnědě, rezavěhnědě i ruděhnědě skvrnité jíly s polohami drobných štěrků. Někdy bývá toto souvrství vyvinuto ve facii tmavošedých a zelenošedých jílů s polohami zemitého lignitu a s hojnými vápnitými konkrecemi. Hranice proti podložní pestré serii je většinou tvořena 2—4 m mocnou polohou uhelného jílu. Často je vyvinuta též nepříliš mocná poloha hrubého štěrku.

Z popsaného profilu je vidět, že s výjimkou ojedinělých vrstev ve střední části souvrství, vrstev basálního oddílu a přirozeně s výjimkou vlastních vrstev uhelných jílů, nejsou jíly ve svrchní uhelné serii u Lakšárské Nové Vsi vyvinuty. Tímto vývojem se podstatně odlišuje od ostatních výskytů v pánvi.

Další odchylkou od normálního vývoje je její lokální štěrkový vývoj, a to jižně lakšárské tortonské elevace. V tomto vývoji dosahuje západně obce *Studénky*

maximální mocnosti 220 m. Téměř celý vrstevní komplex je tvořen mocným vrstvením hrubých štěrků, oddělených jen málo mocnými polohami zelenavěšedých, střednězpísčitých slínitých jílů. Místy jsou vyvinuty světlezelenavěšedé a světlezelenošedé, pestře skvrnité slínité jíly. Jen zřídka se vyskytne poloha hnědošedého, místy až černošedého slabě uhelného jílu s drobnou uhelnou drtí.

Podle V. Cílka (2) štěrk silně připomíná náplavy řek. Je různorodý, převahu mají dobře opracované valouny světlých druhohorních vápenců a menší měrou valouny křemene, křemitých pískovců, fialových křemitých břidlic a j. Jmenovaný autor připouští možnost původu části štěrkového materiálu z basálních tortonských štěrků v blízkém severovýchodním okolí u *Plaveckého Sv. Petra*. Při neustálém poklesu svrchnopannonské kry jižně lakšárského zlomu a západně okrajového zlomu, byl periodickými vodními přívaly splavován štěrk do pánve, pravděpodobně od severu a severovýchodu. V období mezi jednotlivými periodami sedimentace štěrku ukládaly se sedimenty slínité, typické pro uhelný vývoj serie, který probíhal při okraji vcelku nerušeně.

Pestrá serie v oblasti Lakšárské Nové Vsi se uložila v maximální mocnosti, t. j. 260 m. Její vývoj je jílovitý. Spodní uhelná serie v přechodné facii je tu mocná 140 m.

Souhrnná mocnost svrchnopannonských uloženin na pokleslé kře u *Lakšárské Nové Vsi* je 580—620 m. Je to největší známá mocnost těchto sedimentů v pánvi.

3. Pestrá serie ve vněkarpatské pánvi

Při mělkém strukturním průzkumu na jihovýchodním okraji vněkarpatské pánve mezi *Přerovem, Chropyní, Hulínem a Holešovem* byla zjištěna serie pestrých jílů, slínitých jílů s písky a štěrky, která leží diskordantně a transgresivně na miocenní vyplni pánve a zasahuje i do oblasti ždánického a magurského flyše.

Pestrá serie je souvrstvím sladkovodních jílů, světlezelenavěšedých, zelenavěšedých, zelenošedých a šedých základních barev. Jsou žlutě, hnědožlutě, žlutohnědě i ruděčerveně intensivně, středně i slabě skvrnité. Rudě a rezavěhnědě skvrnité jíly tvoří jen několik poloh. Jíly jsou jemně, středně i hrubě písčité a obsahují polohy pestrých i nepestrých slínitých jílů, písků a štěrků. Písky jsou často jílovité nebo slínité. Při severovýchodním okraji, zvláště u *Staré Vsi*, se uložilo ve spodnější části souvrství několik poloh tmavěhnědošedých a černohnědých uhelných jílů s lignity. Směrem k západu, k řece Moravě přibývá štěrkové sedimentace, která u Chropyně již převládá. Na spodu pestré serie je pravidelně vyvinuta vrstva hrubého štěrku. Maximální mocnost pestré serie je zde 160 m.

Úplný územní rozsah pestré serie nebyl zde zjištěn, neboť úkoly vrtní sondáže byly jiné. Podle některých starých vrtů a průzkumných sond lze však usuzovati na značné rozšíření. Od jižního okraje *Přerova* byla východní hranice sledována

k *Holešovu*. Jižní ohraničení tvoří spojnice *Kroměříž—Hulín—Fryšták*. Na západě, kde omezení není známo, byla pestrá serie sledována po čáru *Kroměříž—Chropyně—Troubky*.

Podle starých vrtních prací je zřejmé, že pokračuje až do *fryštácké* kotliny, kde jsou známy i výchozy. Tento výskyt podrobně dokumentuje odkazy na staré práce V. Cílek.

Vznik pestré serie si jmenovaný autor představuje podobně jako ukládání pestrých vrstev svrchního pannonu ve vnitroalpské pánvi vídeňské: Materiál sedimentoval v sladkovodních mělkých jezerech s dobře prokysličenou vodou. Občas byly pánve při vodních přívalech zanášeny štěrkem a pískem z karpatských břehů i ze strany Českého masivu. Při okraji, v lagunách a zálivech došlo ke vzniku uhelných jílů i lignitů.

Pokud se týká dřívějšího názoru na stáří, byly tyto sedimenty u Kroměříže určeny J. Krejčím jako oncophorové vrstvy. Nejsvrchnější pestré vrstvy z chropyňské vrtby 70 m mocné srovnává A. Šob s „orlovickými" vrstvami na rozhraní tortonu a helvetu. M. Pokorný mluví zde o pestrých jílech a štěrcích neznámého stáří.

Faunistického ani floristického dokladu jejich stáří nemáme. Nebyla nalezena žádná autochtonní fauna ani mikrofauna. Rovněž palynologické analysy byly bezvýsledné. Přesto však máme několik kriterií, které nám dovolují zařaditi je do pliocénu, resp. srovnati je přímo s pestrou serií svrchního pannonu ve vnitroalpské pánvi:

1. Je to předně naprostá identita v petrografickém vývoji s vývojem pestré serie ve vnitroalpské pánvi.
2. Transgresivní povaha serie.
3. Oprávněný a pravděpodobný předpoklad propojení vnitroalpské a vněkarpatské pánve na počátku sedimentace pestré serie svrchního pannonu. Nejsevernější výskyty pannonu vnitroalpské pánve jsou známy od *Napajedel*. Nejjižnější rozšíření pestrých vrstev vněkarpatské pánve se uvádějí v prostoru mezi *Míškovicemi a Fryštákem*. Vzájemná souvislost je tu přerušená mezerou 12 km dlouhou.
4. Zjištěné pseudoasociace helvetských a tortonských foraminifer vylučují helvetské a tortonské stáří.
5. Nikde u nás neznáme sarmat a, můžeme říci, ani spodní a střední pannon v podobném vývoji.

Identifikace pestrého souvrství ve vněkarpatském úvalu, které je se vší pravděpodobností transgresivní pestrou serií svrchního pannonu, dovoluje vysloviti závažné paleogeografické závěry regionálně platné pro vnitroalpskou pánev vídeňskou. Uvádím je v následující stati.

Stratigrafické, tektonické a paleogeografické poznámky

V československé části vnitroalpské pánve vídeňské známe dva typické vývoje svrchního pannonu:

1. jihomoravský — okrajový (mělkovodní),
2. západoslovenský — vnitropánevní (hlubinnější).

Území s typickým vývojem jihomoravským a západoslovenským vývojem jsou navzájem vázána vývojem přechodným (Lakšárska Nová Ves).

Do jihomoravského vývoje patří celá oblast výskytu svrchního pannonu na jižní Moravě. Na západní Slovensko zasahuje zhruba až po linii *Moravský Sv. Ján—Lakšárska Nová Ves*. Jižně od této čáry, v územním pruhu *Závod—Studénka—Rohožník—Kuchyňa* jeví svrchní pannon přechody do západoslovenského vývoje.

Důvody, proč nedošlo v okrajové oblasti *Sološnica—Rohožník—Kuchyňa* k deposici okrajové facie, jsou vysvětlitelné: Jak bylo uvedeno, byla to hluboká, stále klesající příkopová oblast. Kromě toho neposkytoval horský řetěz Malých Karpat dostatečně vegetační podmínky floře, takže přínos rostlinných zbytků byl minimální.

Na zbývajícím jižním území se uložil svrchní pannon, resp. jeho spodní oddíl ve vývoji vnitropánevním. Při tom však v elevačních oblastech uvnitř pánve dochází v údobí sedimentace pestré serie ke změlčení.

Vzájemná korelace vrstevních oddílů svrchního pannonu u nás a v Rakousku je dnes vyjasněna. Pojem basálního vrstevního úseku modré serie, označovaný jako „lignitová serie" je definitivně vymezen. Je to stratigrafický ekvivalent našeho basálního lignitu (dubňanské sloje). „Modrá serie" je totožná s naší uhelnou serií západoslovenského vývoje a tedy i s uhelnou serií jihomoravského vývoje. Zachovaná mocnost pestré serie v Rakousku se v literatuře uvádí na 30—100 m. Znamenalo by to tedy, že největší část pestré serie v Rakousku chybí. Proti tomu však mluví naše výsledky průzkumu v sousední hraniční oblasti *Rabensburgu* z r. 1955.

Na podkladě strukturního vrtání bylo zjištěno, že zlomový systém *farské* poruchy pokračuje od Gbel k jižnímu okraji obce *Brodské* a dále k ZJZ. Překračuje státní hranici a prochází přibližně uprostřed mezi hlubinnými vrtbami Ra 1 a Ra 2 k severnímu okraji obce *Rabensburg* (přesněji 550 m SZ od vrtby Ra 1, neboť průchod poruchy vrtbou Ra 1 je zcela jasný na zkráceném profilu této vrtby v hl. 730 m). Výška skoku farské poruchy na státní hranici činí ještě 260 m. Je proto vyloučeno, aby se zlom aspoň v nejbližší sousední rakouské oblasti neprojevil a předpokládáme, že probíhá nejméně do vzdálenosti 2 km západně od hranic do rakouského území.

V důsledku toho všechny průzkumné strukturní vrtby, včetně hlubinné vrtby Ra 1, se nalézají na pokleslé kře. Nepatří tedy jejich strukturní hodnoty basálnímu lignitu svrchnopannonskému, nýbrž basálnímu lignitu svrchní uhelné serie. Skutečnou hodnotu nadmořské výšky basálního lignitu obdržíme připočtením mocnosti pestré a uhelné serie, t. j. cca 290 m. Strukturní vrtby, situované severně této linie, nalézají se již na vysoké kře.

Provedením této úpravy je možno velmi dobře navázati svrchnopannonskou strukturu z oblasti

Rabensburg na strukturu naši. Není též možné, aby nejméně v těsném sousedství státních hranic na rakouské straně nepokračoval náš vývoj svrchního pannonu. To dokazují naše průzkumné strukturní vrtby v pokleslé kře na státních hranicích, západně Rabensburgu, které zjistily maximální mocnost svrchního pannonu 420 m. Z toho na pestrou serii, včetně svrchní uhelné serie, připadá 300 m. Na vysoké kře byla u nás převrtána pestrá serie v mocnosti 130 m. Spodní uhelná serie má tu vertikální rozsah 100 m. Svrchní uhelná serie zde vyvinuta není.

O stratigrafickém zařazení svrchního pannonu diskutuje ve své souborné práci R. Janoschek (9) v rámci nástinu stratigrafického postavení celého pannonu. Uvádí historický přehled, jak se názory při řešení této otázky vyvíjely a jaký je názor v současné době.

Naše nové poznatky stratigrafické z československé části pánve nenarušují obecný názor a znalosti o stratigrafii, pouze je doplňují a rozšiřují. Příspěvek k diskusi přinášejí v otázce stáří nově zjištěných, značně mocných svrchnopannonských serií a ve zjištění transgresivní povahy pestré serie svrchního pannonu, která je regionální povahy. Poněvadž tyto problémy budou šíře rozvedeny v souborné práci, jsou zde uvedeny toliko v přehledu.

Bylo-li stáří a uložení celého svrchního pannonu v pánvi předmětem častých polemik, je obtížné vyjádřiti se o přesnějším stratigrafickém postavení nově zjištěných nejvyšších komplexů. Postrádáme při tom nejdůležitejších kriterií, t. j. faunu. Ve svrchní uhelné serii, ani v nejmladších rudých jílech, nebyla zjištěna makro- ani mikrofauna. Jsou známa pouze přeplavená tortonská společenstva v nejvyšších jílech z oblasti *Sološnica* a *Lakšárské Nové Vsi*. Rovněž pestré jíly u *Hulína* ve vněkarpatském úvalu obsahují helvetské a tortonské pseudoasociace mikrofauny. Pomoc zde nemůže přinésti ani palynologický výzkum, neboť v důsledku velké příbuznosti flory sarmatské a pannonské nemůže prozatím rozlišiti ani tyto vrstevní serie. Tím méně zde stačí na vypracování jemnější stratigrafie pliocénu.

Bezpečně prozatím víme, že naše nové souvrství leží konkordantně na pestré serii svrchního pannonu, ze které se pozvolna vyvíjí. Pouze mocný, ne všude vyvinutý písek na spodu svrchní uhelné serie může snad odpovídati územně nepříliš významné regresi na konci pestré serie. Poněvadž byly zjištěny facielní přechody svrchní uhelné serie do vyšších pestrých jílů pestré serie, a prokázána facielní identita štěrkové serie se svrchní uhelnou serií (*Lakšárska Nová Ves, Sološnica*), klademe nově zjištěnou svrchní uhelnou serii do nejvyššího svrchního pannonu, t. j. do nejmladšího, spodního pliocénu.

Spodnopliocenní stáří svrchního pannonu a totožnost stratigrafické hranice miocén—pliocén s rozhraním sarmat — pannon byla ve vnitroalpské pánvi prokázána na základě ssavčí fauny. Tuto skutečnost nemění ani nové zjištění L. Strausze (11), který řadí ruský svrchní sarmat (cherson) již do pliocénu.

Otevřenou otázkou zůstává stratigrafická příslušnost souvrství rudě skvrnitých

a rezavěhnědých jílů v nejsvrchnější poloze. Jejich největší mocnost je 120 m *(Sološnica)*, vyloučíme-li spodní žlutohnědě skvrnité jíly v nadloží vlastní svrchní uhelné serie.

Svrchnopliocenní stáří rudých jílů a štěrků není vyloučeno. V tom případě by je bylo možno ztotožniti s rezavěhnědými jíly, jílovitými hlínami a štěrky, které v Rakousku spočívají diskordantně na svrchním pannonu i starších neogenních stupních, a které R. Janoschek (8, 9) klade do svrchního pliocénu. Na rozdíl od rakouských poměrů nebyl u nás pozorován diskordantní styk tohoto souvrství s podložím. Proto je prozatím zahrnujeme do nejsvrchnějšího pannonu a uvádíme jako součást svrchní uhelné serie.

Významným zjištěním učiněným v naší části pánve je transgresivní ráz pestré serie svrchního pannonu. Dokladem toho je mocná poloha štěrku a písku vyvinutá na basi pestré serie, která má regionální rozšíření. Kromě severovýchodního výběžku pánve, přibližně až k čáře *Břeclav—Kostice—Gbely*, kde je spodní písek vyvinut rudimentárně nebo schází, uložily se basální štěrky a písky v 10—30 m mocné poloze, v celé zbývající části pánve u nás. Basální štěrk u nás odpovídá „mezipísku" z rakouské části pánve, který uvádí R. Janoschek (8), a který rovněž odděluje pestrou a uhelnou serii. V hlubokých místech pánve *(Gajary, Malacky, Vysoká)* je vyvinut jako mocná vrstva jemného písku. Poprvé byl štěrk zjištěn v r. 1946 na pokleslé kře u *Mor. Sv. Jána*, kde se uložil jako drobnozrnný křemitý štěrk v mocnosti až 35 m.

Důvodem, proč nebylo o tomto důležitém obzoru dlouho nic známo, je to, že prakticky až do konce II. světové války byla zkoumána hlavně severovýchodní, moravská část pánve, kde není obzor vyvinut nebo je netypický. Pronikání vod svrchnopannonského jezera bylo v této části pomalé, ingresivní povahy. Pouze v nejzazším severovýchodním zálivu uložil se opět štěrk.

Důvody, které podporují novou koncepci o transgresi pestré serie, jsou tyto:

1. Regionální rozšíření basálního štěrku v pánvi. Jak bylo uvedeno, můžeme jeho rozšíření sledovati po celé naší části pánve s výjimkou části severovýchodního výběžku. Že tu jde skutečně o sediment počínající transgresivní fáze, naznačuje ta okolnost, že oblasti s typickým a nejmocněji vyvinutým štěrkem se nacházejí nikoli v okrajových pásmech, nýbrž uvnitř pánve. Totéž můžeme pozorovati u hrubozrnných transgresivních sedimentů starších neogenních stupňů.

2. Nová koncepce transgrese pestré serie je v souladu s vývojovými změnami v pánvi. Spodní uhelná serie se kontinuitně vyvíjí ze středního pannonu, za stálého změlčování dna. Typická, rychlá změna podmínek sedimentace, kterou vidíme zvláště ve svrchním oddílu profilu středního pannonu, pokračuje vcelku beze změn do spodní uhelné serie. Minimální hloubka dna v tomto období je velmi vhodnou pro vznik bažin s bohatou vegetací v zálivech, pobřežních pásmech a na vnitropánevních elevacích. Počátek sedimentace pestré serie je zahájen prohloubením

pánve, poklesem dna. Jsou to poslední intensivnější celopánevní pohyby dna, které na některých místech pánve doznívaly až do nejmladší doby (vkleslá kra pod Malými Karpatami). Prohloubením pánve, za současného přínosu štěrku a písku, byla náhle přerušena sedimentace mělkovodní, přibřežní, jakož i vnitropánevní facie spodní uhelné serie. Teprve v terminálním vývojovém stadiu tohoto údobí se v některých místech pánve obnovil stav s vhodnými podmínkami pro optimální rozvoj vegetace. Její sedimentací, prouhelněním a rozplavením drtě vznikla svrchní uhelná serie.

3. Prohloubením pánve poklesem dna nastal přeliv vod přes pobřežní čáru a rozšíření sedimentačního prostoru, zvláště ve směru k severovýchodu. Na Slovensku dosáhlo svrchnopannonské jezero pravděpodobně až k *Senici*. Od osady *Hlboké*, 4 km východně od Senice uvádí T. Buday (1) světlezelenavěšedé a světležlutavěšedé písčité slínité jíly s vložkami jemných slínitých písků. Zařazuje je do pannonu bez bližšího určení, neboť kromě ojedinělých zástupců *ostracod* z podčeledi *Candona* a *Iliocypris* nebyla zde fauna nalezena. Uvedené sedimenty jsou sice špatně odkryty, avšak jejich diskordantní poloha na svrchním helvetu je nesporná.

Je pravděpodobné, že tyto sedimenty patří pestré serii. Neodporuje tomu zjištěná sporá fauna, neboť to jsou právě jediní zástupci, které v pestré serii nacházíme.

Pravděpodobné jsou též výskyty transgresivní, pestré serie na helvetském podkladu u *Lakšárské Nové Vsi*, které byly zjištěny uhelným průzkumem.

Zvláště intensivní je rozšíření svrchnopannonského jezera k SV na Moravě. Mladým tektonickým průlivem u *Napajedel* a *Tlumačova* pronikly vody jezera až do jihovýchodního, okrajového prostoru vněkarpatské pánve, kde již od konce tortonu byla sedimentace ukončena. V oblasti *Hulína* a *Přerova* uložily se sedimeny pestré serie až 160 m mocné, které spočívají na podloží basálním štěrkem. Přitom není vyloučeno, že ještě před ukončením sedimentace mohlo nastati přerušení spojení s hlavní pánví, a isolovaná pánvička se samostatně vyvíjela.

V mělké části pánve byla pestrá serie jako nejvyšší souvrství svrchního pannonu nejvíce postižena odnosem, takže ji nalézáme většinou v malých denudačních zbytcích, příznivě morfologicky situovaných. Dále se zachovala na pokleslých krách a příkopech. Největší její rozšíření jest však v centrální, nejhlubší části pánve.

4. Podporou pro nový názor na transgresi pestré serie jsou i sedimentárně-petrografická zjištění H. Wiesenedera (13) ze severní, rakouské části pánve. Uvedený autor studoval ve velké řadě vrtních jader obsah hlavních těžkých minerálů a hledal vzájemnou závislost výskytu různých, typických asociací těžkých minerálů na stáří souvrství jednotlivých neogenních stupňů, příp. jejich oddílů. Výsledky svých pozorování přehledně hodnotí s hlediska jejich ceny pro stratigrafování neogenu vnitroalpské pánve vídeňské.

Sestavením přehledné tabulky procentuelního obsahu hlavních těžkých mine-

rálů z flyše až do svrchního pannonu vyniknou názorně význačné obzory v průběhu určitého minerálu, příp. minerál vymizí zcela nebo se znovu objeví. Tyto obzory se ztotožňují se stratigrafickými hranicemi jednotlivých stupňů a jejich oddílů. Je pozoruhodné, že na základě těchto kriterií jeví se rozhraní pestrá serie — spodní uhelná serie výraznější než hranice spodní uhelná serie — střední pannon.

Podle autorova zhodnocení, vystupuje v pestré serii velmi zřetelně silnější přínos *granitové komponenty*. *Granát-staurolit-epidotová* asociace je sice v celém svrchním pannonu průběžnou, zřetelně však přibývá v pestré serii *rutilu* a *zirkonu*. Opačná situace je u amfibolu, který je ve spodní uhelné serii dosti hojný (20—10 %), kdežto v pestré serii vymizí. Zvýšený obsah granitové komponenty, jakož i hrubší materiál v pestré serii, svědčí podle H. Wiesenedera o intensivnějším proudění vody v tomto údobí. Tento závěr je ve shodě s naším výkladem o transgresi.

5. Konečně lze uvésti i velmi nápadné změny faunistické, zvláště mikrofaunistické. Jestliže ve spodní uhelné serii je ostrakodová mikrofauna řídkou, vymizí v pestré serii, až na vzácně ojedinělý výskyt úplně. Ojedinělými jsou též úlomky plžů. R. Janoschek používá proto pro tuto serii označení „bezfosilní zona".

Někteří autoři vykládají absenci fauny v pestré serii sekundárními chemickými reakcemi, které v hornině probíhají: FeS_2 se okysličí až na sírany a kyselinu sírovou, která rozpouští uhličitan vápenatý skořápek a lastur, za vzniku sádrovce; (tyto chemické procesy v redukčním prostředí nevznikají). Proti tomu mluví na př. již sama ta skutečnost, že vymizení fauny se netýká jen živočichů s vápnitými skořápkami, nýbrž i takových, jejichž schránky jsou nevápnité (ostrakodi). Jisto je, že v té době byly pro rozvoj organismů velmi nepříznivé paleoekologické podmínky. Každá radikální změna ekologických poměrů nastane v důsledku změny paleogeografické, jakou každá transgrese přináší.

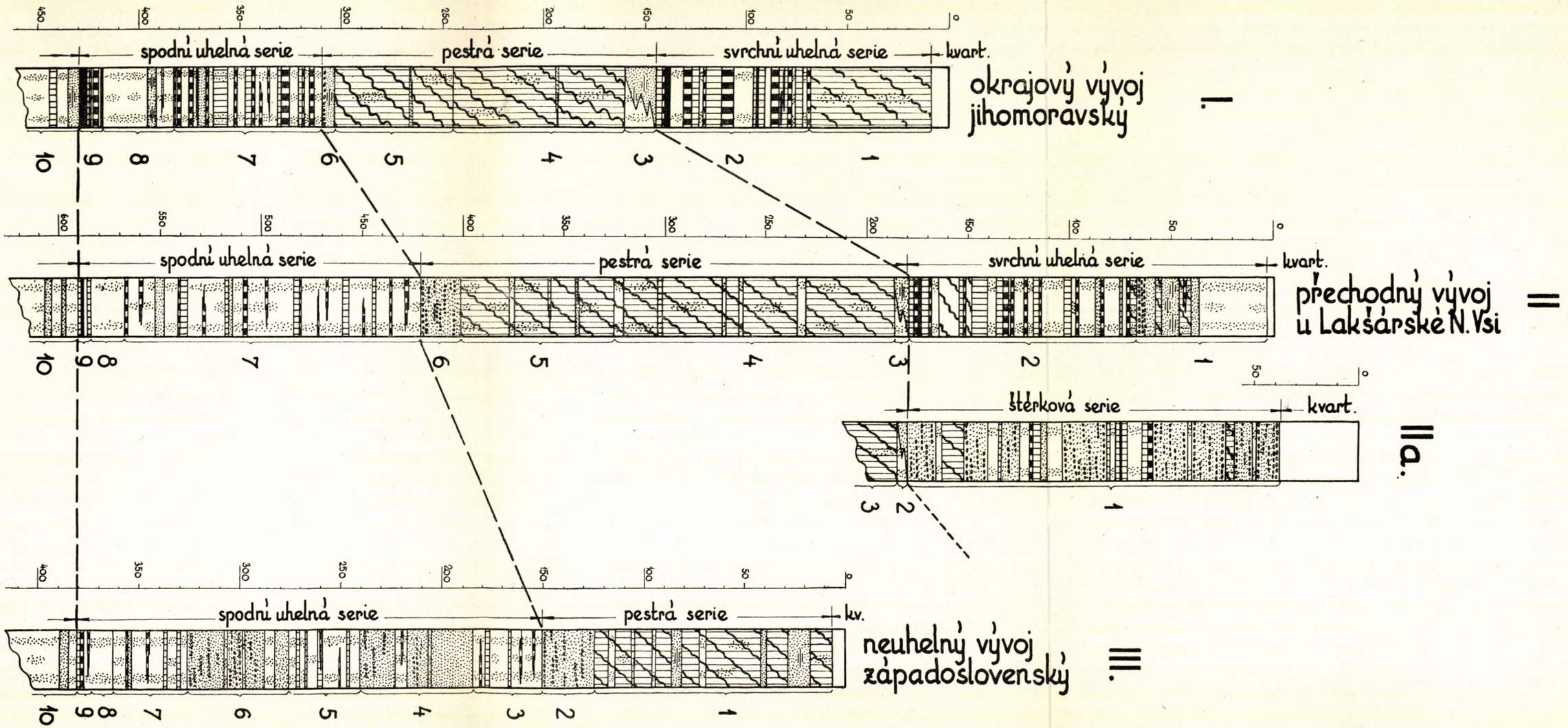
Zjištěná pozorování transgrese pestré serie regionálního charakteru a nevýrazného rozhraní střední pannon—svrchní pannon, zvláště v oblastech hlubinnějšího vývoje, nabízejí úvahu o nevhodnosti této hranice v dnešním pojetí, t. j. na spodu hlavního lignitu (dubňanské sloje). Aby však mohly býti vysloveny závažnější závěry, t. j. přeložiti tuto hranici na basi pestré serie, je třeba hledati další kriteria mikro- a makropaleontologická, sedimentologická, paleogeografická, a to, zdá se, i mimo území vlastní vnitroalpské pánve.

Tektonika nejmladších serií svrchnopannonských je obrazem tektoniky stratigrafického podloží, t. j. středního a spodního pannonu a též i sarmatu, neboť jsou to souvrství konkordantní.

V poslední době je stále častěji diskutována otázka diskordantního

Charakteristické profily svrchním pannonem ve vnitroalpské pánvi vídeňské

Vysvětlivky na str. 35—36



styku pannonu se sarmatem, zvláště pokud se týká její regionální platnosti v pánvi. Podnět k diskusi dala řada zjištění stratigrafických tektonických, paleogeografických, biostratigrafických a sedimentárně-petrografických. Řada autorů (R. Janoschek — 8, Vl. Pokorný — 10 a j.) uvádějí zřetelně diskordantní styk spodního pannonu se sarmatem při okrajích na vysokých krách a vnitropánevních elevacích. V hlubokých, centrálních partiích pánve je však přechod ze sarmatu do pannonu plynulý a styk konkordantní. Podle sdělení M. Dlabače v r. 1946, byla však již mírná diskordance pannonu a sarmatu pozorována i v hlubší části moravského výběžku pánve. Přesto však není nutno se uchylovati od našeho názoru na podstatnou shodu vrstevní i zlomové tektoniky pannonské se sarmatskou, neboť odchylky úklonu vrstev jsou nepatrné.

Tento poznatek je cenným pro aplikovaný průzkum naftový. Znamená, že podle struktury svrchního pannonu, lze bezpečně usuzovati na zcela shodnou strukturu středního a spodního pannonu a téměř shodnou strukturu v sarmatu.

Úklony svrchnopannonských vrstev jsou velmi mírné. Pravidelně nepřesahují rozmezí 5—15°. Příkřejší úklony do 35° byly pozorovány pouze v malých krách a vlekových šupinách. Úklony vrstev v pannonu, stejně jako v hlubších neogenních stupních, jsou podmíněny sedimentací na nerovném, ukloněném podkladu a tektonicky.

Zlomy ve svrchním pannonu jsou ještě zřetelně synsedimentární povahy. Týká se to zlomu podélných i t. zv. příčných. Ve svrchním pannonu a pannonu vůbec, neexistují různě staré generace zlomů různých směrů. Zlomy všech směrů jsou stejného stáří a stejné povahy. Epigenetické zlomy ve svrchním pannonu nebyly zjištěny. Můžeme proto pozorovati vzájemné souklonné splývání, větvení a křížení se zlomů různých směrů.

Obecně, intensita poklesových pohybů dna pánve se zmenšuje od sarmatu do pannonu. Proto se umenšuje též výška poklesu svrchnopannonských vrstev proti výšce poklesu vrstev v hlubším pannonu a těchto opět proti výšce skoku souvrství sarmatských.

Pohyby po zlomech nezanikají ukončením pannonské sedimentace. Na důležitých zlomových liniích se projevují pohyby přes svrchní pliocén až do pleistocénu, jak lze pozorovati na říčních terasách.

Závěr

Účelem zprávy bylo podati předběžně ve zkráceném přehledu nově získané poznatky, které pokládáme natolik za důležité, aby s nimi byli seznámeni odborní pracovníci u nás i v zahraničí. Zpráva postrádá přehledu starších prací a jejich zhodnocení a dále zvláště důležité dodatky o užitkových nerostech, kromě jiných, méně závažných bodů. Všechny uvedené problémy a otázky budou řešeny a zodpovězeny v připravované práci, kde bude podán přehled dosavadních výzkumů

pannonu ve vnitroalpské pánvi vídeňské. Nicméně lze zhodnotiti i tento dílčí úsek práce.

Průzkum svrchního pannonu ve vnitroalpské pánvi vídeňské nebyl výzkumným úkolem takto vymezeným. Byl součástí stratigrafického a tektonického výzkumu všech neogenních souvrství v pánvi zastoupených. Hlavní průzkumný cíl, který byl těmito pracemi sledován, byl v prvé řadě průzkum živic. Teprve v poslední době se realisuje systematický průzkum pannonského lignitu v pánvi. Svůj podíl v celkovém objemu prací má i průzkum hydrologický a balneologický. Průzkum nerostných surovin není tu významný.

Poznání podrobné stratigrafie svrchního pannonu, zvláště rozlišení svrchní a spodní uhelné serie, správné stratigrafické zařazení u nás neznámých ekvivalentních sedimentů rakouské „modré serie" do spodního oddílu svrchního pannonu, vyřešení problémů mladé pannonské zlomové tektoniky, umožnilo v řadě oblastí starých i v oblastech nových, docíliti cenné kladné výsledky. Tento praktický přínos se týká hlavně aplikovaného průzkumu živic.

Na podkladě nových poznatků lze činiti i důležité závěry theoretické, platné pro oblast vnitroalpské pánve vídeňské. Je pravděpodobné, že jich lze též uplatniti při řešení otázek širších, mimo území pánve.

5. IX. 1956

Čs. naftové doly,
Hodonín

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

1. Buday T., 1955: Zpráva o geol. mapování v severovýchodní části dolnomoravského úvalu. V tisku. ÚÚG. Praha.
2. Cílek V., 1955: Závěrečná zpráva o strukturním průzkumu širšího okolí Lakš. N. Vsi. Rukopis, archiv Čs. naft. dolů. Hodonín.
3. Cílek V., 1955: Nové poznatky o geologii vnčalpské pánve mezi Kroměříží a Přerovem. Rozpr. ČSAV, 65, řada MPV, 4. Praha.
4. Friedl K., 1931: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. Mitl. geol. Ges. 24. Wien.
5. Friedl K., 1937: Der Steinberg-Dom bei Zisterdorf und sein Oelfeld. F. E. Suessfestschrift d. geol. Ges. XXIX. Wien.
6. Janáček J., 1948: Zpráva o výsledku sondování v oblasti Láb—Plavecký Štvrtok. Rukopis, archiv Čs. naft. dolů. Hodonín.
7. Janáček J., 1956: Naftově-geologické poměry okrsku Lanžhot—Jih (Rabensburg) s hlediska dosud provedených průzkumných prací. Rukopis, archiv Čs. naft. dolů Hodonín.
8. Janoschek R., 1942: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im Inneralpinen Wiener Becken. Oel u. Kohle 38, 125. Berlin.
9. Janoschek R., 1951: Das Inneralpine Wiener Becken. Geol. von Oesterreich. Wien.
10. Pokorný Vl., 1954: Základy zoologické mikropaleontologie. ČSAV. Praha.
11. Strausz L., 1943: Versuch einer Parallelisierung des Pannons. Mitl. d. Reichsamtes f. Bodenforschung 93. Wien.

12. Urban K., Buday T., 1941: Přehled geologie neogénu v jihomoravském úvalu. Zpr. Geol. úst. pro Čechy a Moravu 17, 280. Praha.
13. Wieseneder H., 1952: Die Verteilung der Schwermineralien im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 4. Wien.

CHARAKTERISTICKÉ PROFILY SVRCHNÍM PANNONEM VE VNITROALPSKÉ PÁNVI VÍDEŇSKÉ

VYSVĚTLIVKY

I. Uhelný, okrajový vývoj jihomoravský:

1. ruděčerveně a rezavěčerveně skvrnité jíly, 2. uhelné jíly s lignity, zelenavěšedé a šedé jíly a světlezelenošedé slínité jíly, 3. písek místy slínitý, 4. žlutě a hnědožlutě skvrnité jíly, ojedinělé vložky písku, 5. žlutohnědě až hnědě skrvnité jíly, 6. basální štěrk a písek, 7. uhelné jíly, lignity, zelenavěšedé a zelenošedé jíly, světlešedé slínité jíly a písky, 8. světlešedé slínité jíly a jemné písky, 9. basální souvrství lignitu a uhelných jílů, 10. slínité jíly, jíly a písky.

II. Přechodný vývoj u Lakšárské Nové Vsi:

1. zelenavěšedé jemné písčité slínité jíly s písky, štěrky a pestrými jíly, 2. uhelné jíly s méně hojnými lignity, zelenošedé a šedé jíly a světlezelenošedé slínité jíly, 3. písek místy slínitý, 4. žlutě a hnědožlutě skvrnité jíly s řídkými slínitými jíly, ojedinělé zelenošedé jíly, 5. žlutohnědě až hnědě skvrnité jíly s velmi řídkými slínitými a ojedinělými písky, 6. basální štěrk a písek, 7. světlezelenavěšedé a světlešedé jemně písčité slínité jíly s uhelnými jíly a zelenošedé jíly, 8. světlehnědavěšedé a světlehnědošedé jemně písčité slínité jíly, 9. basální souvrství hnědošedých jílů s vložkami lignitu, 10. světlehnědošedé slínité jíly a písky.

IIa. Přechodný (štěrkový) vývoj u Lakšárské Nové Vsi:

1. štěrky a písky, slínité jíly, uhelné jíly zelenavěšedé a šedé jíly, pestré jíly a zelenavěšedé jemně písčité slínité jíly, 2. písky, místy slínité, 3. žlutě až lutohnědě skvrnité jíly.

III. Neuhelný vývoj západoslovenský:

1. žlutohnědě a hnědě skrvnité jíly, 2. basální souvrství štěrku a písku, 3. světlezelenavěšedé jemně písčité slínité jíly, s vložkami zelenošedých jílů a uhelných jílů, 4. první písčito-štěrkový horizont, 5. světlezelenavěšedé jemně písčité jíly s vložkami zelenošedých jílů a uhelných jílů, 6. druhý písčito-štěrkový horizont, 7. světlezelenavěšedé jemně písčité slínité jíly s vložkami zelenošedých jílů a uhelných jílů, 2. světlehnědavěšedé a světlehnědošedé jemně písčité slínité jíly, 9. basální souvrství uhelných jílů, 10. světlehnědošedé jemně písčité slínité jíly a písky.

ЙОЗЕФ ЯНАЧЕК

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПАННОНА ВНУТРИАЛЬПИЙСКОГО ВЕНСКОГО БАССЕЙНА

(Предварительное сообщение)

О состоянии наших знаний до 1947 года

Во внутриальпийском бассейне у нас относили к паннону толщу пресноводных отложений, сложенную глинами, мергелистыми глинами и песками, мощностью до 300 м, которая налегает на сармат. Эти осадки характерны для всего верхнего паннона. В нижней угленосной серии преобладают светлосерые и светлые зеленовато-серые мергелистые глины с углистыми глинами, в пестрой — желтые, бурожелтые и желтобурые пятнистые глины, в верхней — зеленосерые глины и углистые глины. В нижней угленосной серии встречаются кроме того лигниты, пески и зеленосерые глины.

До 1947 года в части внутриальпийского бассейна, расположенной на территории Чехословакии, верхний паннон был известен в краевой, южноморавской фации. Т. Будай и К. Урбан (12) подразделили его на пеструю серию мощностью в 150 метров и нижнюю угленосную серию, достигающую 120—130 метров мощности, которая содержит в основании слои лигнита. Кроме перечисленных осадков, в этой толще изредка встречаются пески, известковистые пески и песчанистые известняки.

Мощность лигнита в основании угленосной серии достигает 10 метров. Главный пласт (дубнянский) бывает до 5 метров мощности. Близ кровли базального горизонта развиты слои с *Congeria croatica* Bruss.

К. Фридль (5), Р. Яношек (8, 9) и Й. Капоунек описывают иную фацию верхнего паннона, развитую в Австрии. Она отличается неуглистым или слабо углистым нижним отделом (так называемая „голубая серия"), значительной мощностью, отсутствием базального пласта лигнита и более частыми слоями песков в пестрой серии. Это неугленосная фация, развитая в центре бассейна.

По данным бурения мощность пестрой серии („желтой серии" К. Фридля) бывает от 30 до 100 метров, „голубой серии", являющейся эквивалентом нашей нижней угленосной серии, — от 100 до 200 метров. Базальную толщу голубой серии, в которой глины и лигниты развиты в тонких слоях и пропластках К. Фридль (4, 5) приравнивает нашему лигнитовому горизонту.

Новые стратиграфические данные

Неугленосная фация угленосной („голубой") серии.

Неугленосная фация верхнего паннона, которую мы называем западнословацкой, была впервые обнаружена у нас в 1947 году в области Лаб—Малацки—Вельке Леваре. Ее типичными чертами являются большая мощность (180—230 м), бедность углистым детритом, отсутствие или нетипичное развитие базального слоя лигнита, значительная песчанистость, светлая зеленовато-серая окраска мергелистых глин и изменчивость литологического характера.

Между областью, где развита южноморавская фация, и областью, где мы находим западнословацкую, иногда существует зона с переходной фацией, не обладающей постоянными чертами, но приближающейся — в зависимости от своего положения в бассейне — то одной, то другой из упомянутых фаций.

Верхняя угленосная серия

В 1948 году во внутриальпийском бассейне, в области Куты—Гбелы, были впервые обнаружены верхи верхнего паннона, представленные верхней угленосной серией. Позднее эта серия была констатирована и в области Бродске—Запад, Солошница—Рогожник, Лакшарска Нова Весь. Мощность ее колеблется от 140 (Куты) до 220 метров (Лакшарска Нова Весь, пункт, где общая мощность верхнего паннона достигает 620 метров).

Толща эта представлена зеленосерыми глинами и углистыми глинами с лигни-

том. Близ сел. Лакшарска Нова Весь она развита в мергелистой фации. В. Цилек отмечает в этих местах ее фациальный эквивалент, так называемую „галечниковую серию".

Пестрая серия во внешнекарпатском бассейне

При неглубоком структурном бурении на юго-восточном краю внешнекарпатского бассейна близ сел. Гулин и г. Пржеров была констатирована серия пестрых глин с песками и галечниками, трансгрессивно и несогласно налегающая на миоцен и палеоген. Это пресноводные отложения, чрезвычайно похожие на пестрые глины верхнего паннона внутриальпийского бассейна. В них находятся гельветские и тортонские псевдоассоциации, а потому их возраст не может быть ни гельветским, ни тортонским. Так как их принадлежность к сармату также очень мало вероятна, мы относим их к верхнему паннону.

О стратиграфии, тектонике и палеогеографии

Новые наблюдения дают возможность установить корреляцию между отложениями верхнего паннона у нас и в Австрии. „Голубая" серия австрийской области соответствует нашей угленосной серии. „Лигнитовая серия" австрийских авторов представлена у нас базальным горизонтом лигнита.

Пестрая серия налегает несогласно на свое основание. Там, где она соприкасается с угленосной серией или с более древними отложениями на краю бассейна, местами развит мощный слой крупной гальки.

На пестрой серии согласно лежит верхняя угленосная серия, которую мы приурочиваем к верхам нижнего плиоцена.

Тектоника самых молодых верхнепаннонских серий та же, что и их стратиграфического основания, т. е. среднего паннона. Следовательно по строению верхнего паннона можно судить о строении среднего и нижнего паннона. Мало чем отличается и структура сармата. Падение пластов пологое (5—15°).

Продольные и поперечные дислокации (сбросы) в верхнем панноне образовались несомненно еще во время отложения осадков (т. е. они синседиментарные). Эпигенетические разломы обнаружены не были.

5. IX. 1956

Чехословацкие нефтепромыслы,
Годонин

JOSEF JANÁČEK

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER NEUE STRATIGRAPHISCHE ERKENNTNISSE IM OBERPANNON DES INNENALPINEN WIENER BECKENS

Einleitung

Während der systematischen strukturellen und Tiefuntersuchung des Neogens des innenalpinen Beckens im letzten Jahrzehnte wurde auch eine Reihe der wichtigen stratigraphischen, tektonischen und paläogeographischen Erkenntnisse im Oberpannon erworben. Diese Feststellungen ergänzen unsere bisherigen Kenntnisse über die Geologie dieser stratigraphischen Abteilung. Da man zur Zeit eine Gesamtauswertung des Pannons vorbereitet, wird es mit Rücksicht auf den Umfang des Themas zweckmässig sein, vorläufig die wichtigsten Erkenntnisse zu publizieren.

Kurze Übersicht der Kenntnisse über die Stratigraphie des Oberpannons bis zum J. 1947

Unter dem Begriff O b e r p a n n o n wurde bei uns bis zum J. 1947 im innenalpinen Wiener Becken ein max. 300 m mächtiger, limnischer Schichtenkomplex von Tonen, mergeligen Tonen

und Sanden mit einbegriffen. Diese Sedimente bilden eine repräsentative Komponente des gesamten Oberpannons. Für die untere Kohlenserie sind lichtgraue und lichtgrünlichgraue mergelige Tone mit Kohlentonen, für die bunte Serie gelb, braungelb und gelbbraun gefleckte Tone und für die obere Kohlenserie grüngraue Tone und Kohlentone typisch und vorherrschend. Eine hervortretende Komponente der unteren Kohlenserie sind ausserdem Lignite, Sande und grüngraue Tone.

Bis 1947 war in unserem Teil des innenalpinen Beckens Oberpannon in der südmährischen Randentwicklung bekannt und wurde bei uns durch T. Buday und K. Urban (12) in die bunte Serie und die untere Kohlenserie mit Lignit an der Basis (Zone mit *Cong. croatica* Bruss.) zergliedert.

Die Randentwicklung des Oberpannons ist sehr typisch. Als Beispiel wird ein aus den Bohrprofilen von dem Gebiete *Lužice—Hrušky—Lanžhot* zusammengestelltes Profil angeführt.

Die bunte Serie ist bis 150 m mächtig. Der gesamte Schichtenkomplex wird überwiegend durch bunte Tone gebildet. Es sind unverfestigte, nach dem Sandgehalt unvollkommen bis vollkommen plastische Sedimente. Die primäre Grundfarbe ist lichtgrünlichgrau, lichtgrüngrau, seltener lichtgrau, selten grau bis grünlichgrau. Die lichtgrauen, stellenweise weisslichen bis weissgrauen, bunten Tone wurden stellenweise als ein der jüngsten Glieder des oberpannonischen Schichtenkomplexes abgelagert. Selten kommen hier weissgraue bis grauweisse Tone vor. Ihre Färbung wird durch reichliche Kaolinbeimengung verursacht.

Bunte Tone mit lichten Grundfarben sind für die obere Hälfte bis zwei Drittel der bunten Serie typisch. In der unteren Hälfte, resp. Drittel, sieht man regelmässig schon etwas dünklere Töne der Grundfarben.

Die Buntheit der Tonsedimente ist ein Ausdruck der Oxydationsprozesse, die während der Ablagerung der bunten Serie durchliefen. Die obersten oberpannonischen, lichtgrauen und weisslichgrauen Tone zeichnen sich — wo sie entwickelt, oder erhalten sind — durch intensive rostbraune bis kupferrote Fleckigkeit aus. Die weiteren, liegenden Schichten, bis in die Hälfte, bzw. zwei Drittel des Schichtenumfanges der bunten Serie zeichnen sich gleichfalls durch eine braungelbe, seltener gelbe und ockergelbe Fleckigkeit aus. Gelbbraune Färbung kommt selten vor. Für diesen Schichtenabschnitt sind intensive Farbtöne der sekundären Färbung, die manchmal die primäre Färbung vollkommen zurückdrängt, typisch.

Untere Hälfte bis ein Drittel des Schichtenkomplexes zeichnet sich durch starke, mittlere bis schwache gelbbraune bis braune Fleckigkeit aus. Ein weiteres, charakteristisches, jedoch nicht regelmässiges Zeichen der bunten Tone ist eine feine, schwarze Punktierung, die durch feine Fe-Mg-Ausscheidungen verursacht wird. Auch feine Kalkkonkretionen und -ausscheidungen kommen häufig vor.

Der Sandgehalt der bunten Tone ist im allgemeinen sehr gering. Sande kommen vereinzelt vor. Verhältnismässig selten kommen feinsandige mergelige Tone vor. Falls sie anwesend sind, stimmt gewöhnlich ihre Grundfärbung und Buntheit mit den hangenden und liegenden Tonen überein. Sandsteine, kalkige Sandsteine bis sandige Kalke und limnische Kalke kommen selten vor.

Das stratigraphische Liegende der bunten Serie bildet die Kohlenserie, die hier 120—130 m mächtig ist. Es sind überwiegend mergelige Tone, die durch Schichten, Einlagen und Einschaltungen grauer und dunkelgrauer lignithältiger Tone abgelöst werden. Auch grüngraue Tone sind anwesend. Mergelige Tone sind lichtgrau bis grau, lichtgrünlichgrau, seltener lichtgrüngrau. Typische, sogenannte blaue und bläuliche Töne der mergeligen Tone, nach welchen K. Friedl (5), R. Janoschek und J. Kapounek in Österreich die äquivalenten Schichten unserer Kohlenserie als „blaue Serie" bennant haben, hat man bei uns nicht beobachtet. Der Sandgehalt der mergeligen Tone schwankt bedeutend, aber selten lagerten sich schwach feinsandige mergelige Tone ab.

Graue, dunkelgraue Tone und Kohlentone kommen ziemlich häufig vor und setzen regelmässig, besonders in den oberen zwei Dritteln des Schichtenkomplexes, die mergeligen Tone durch.

Sande kommen im Gebiete der Kohlenserie der Randentwicklung häufig vor, sind jedoch faziell unbeständig. Sie sind fein bis sehr fein, regelmässig glimmerhältig. Alt fazielles Äquivalent der mergeligen Tone sind die Sande fast immer wenigstens schwach mergelig.

Ein typisches Sediment der Kohlenserie sind die Lignite. Durch Kohlentone begleitet, bilden sie weniger mächtige Schichten und Lagen in den oberen zwei Dritteln der Kohlenserie. Im Gebiete *Dubňany* sind 3 obere Lignitlagen, deren Mächtigkeit nicht über 1 m reicht, bezeichnend. Der basale Schichtenkomplex der Lignite und Kohlentone besitzt eine maximale Mächtigkeit von 10 m. Das bis 5 m mächtige Hauptflöz *(Dubňany)* ist gewöhnlich durch die mittlere Einlage der Kohlentone in das obere und untere geteilt.

Am Hangenden des basalen Lignithorizontes ist ein Horizont mit *Congeria croatica* Bruss. entwickelt. Stellenweise kommt dieser Lamellibranchiat häufig vor und bildet im Kohlenton unverfestigte Lumachellen.

Eine unterschiedliche Entwicklung des Oberpannons wurde aus Österreich von K. Friedl (5), R. Janoschek (8, 9) und J. Kapounek beschrieben. Ein typisches Kennzeichen ist die kohlenlose, oder schwach kohlenhaltige Sedimentation in der unteren Abteilung (in der „blauen Serie"), ihre bedeutende Mächtigkeit, das Fehlen basaler Lignite und die häufigere Anwesenheit von Sanden in der bunten Serie. Man kann sie als kohlenlose, innere Beckenentwicklung bezeichnen.

Bunte Serie („gelbe Serie" nach K. Friedl) wurde in der Mächtigkeit von 30—100 m durchgebohrt. Nach der schematischen Beschreibung, die die genannten Autoren aus dem nördlichen, österreichischen Teil des Beckens anführen, sind in der bunten Serie die lichtgrünlichgrauen und lichtgrüngrauen, mehr oder weniger sandigen, gelbbraun und braun fleckigen Tone, seltener mergeligen Tone vertreten. Bunte Tone und mergelige Tone wechsellagern mit weniger mächtigen Schichten lichtgrünlichgrauer und lichtgrüngrauer, unbunter mergeliger Tone und grüngrauer Tone. Es sind auch dunkelgraue und graue Tone anwesend.

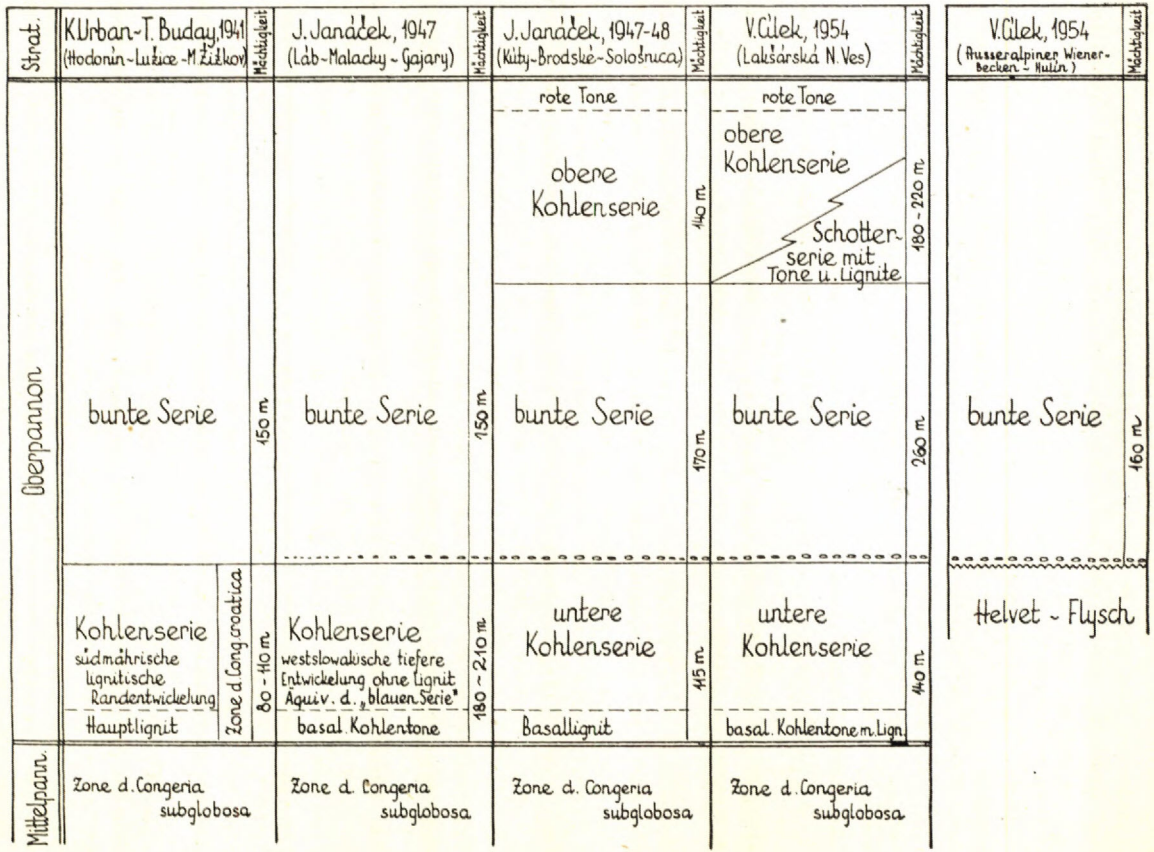
Fast regelmässig sind in der bunten Serie Lagen gelbgrauer, feiner, mittelkörniger, am Hangenden bis grobkörniger Sande entwickelt. Schottervorkommen verden nicht angeführt.

Die liegenden Schichten von mergeligen Tonen, Sanden und weniger vertretenen Tonen werden in der Literatur allgemein als „blaue Serie" beschrieben. Im vorhinein muss man sagen, dass dieser 100—250 m mächtiger Schichtenkomplex ein stratigraphisches Äquivalent unserer „Kohlenserie" ist, welche Benennung sich auf die Randentwicklung bezieht.

Die blaue Serie zeichnet sich nach R. Janoschek (8) durch eine Abwechslung von blau gefärbten mergeligen Tonen, Sanden und Tonen aus. Für diese „blaue" Färbung ist es besser den Ausdruck bläulichgrau, blaugrau und lichtgrünlichblaugrau zu benützen. Blaugraue Farbentöne der Sedimente der Kohlenserie werden durch fein zerstreute Pyritkörnchen verursacht. Oft herrschen lichtgraue mergelige Tone vor. Häufig kommen auch lichtgrünlichgraue mergelige Tone vor. Ein bezeichnendes Sediment der blauen Serie sind die mergeligen bis stark mergeligen, glimmerhältigen Sande. Die mergeligen Tone und Sande werden grösstenteils durch nicht zu mächtige Schichten grüngrauer, bläulichgrauer, selten graugrüner Tone durchgesetzt. Graue und dunkelgraue Tone sind verhältnismässig weniger vertreten. Schwarze Tone, Kohlentone und Lignite kommen selten vor und sind gewöhnlich als schwache Einlagen, seltener in dünnen Schichten entwickelt.

Die Kohlentone mit Ligniten sind häufiger in der sogenannten „Lignitserie" vertreten, die K. Friedl (4, 5) im J. 1931 und 1937 richtig mit dem südmährischen basalen Lignithorizont (das Flöz von Dubňany) vergleicht. Später hat man über das mittelpannonische Alter der Lignitserie diskutiert (R. Janoschek, J. Kapounek, 1942), jedoch zuletzt (E. Veit,

Gliederung des Oberpannons im tschechoslowakischen Teile des Wiener-Beckens



Gliederung des Oberpannons im österreichischen Teile des Wiener-Beckens. (R. Janoschek, 1951)

Strat	J. Kapounek, 1942 nördlicher Teil des Beckens	Mächtigkeit	R. Janoschek, 1947		Mächtigkeit	K. Friedl, 1947	Mächtigkeit	E. Veit, 1947	Mächtigkeit	R. Janoschek, 1951	Mächtigkeit
Oberpannon	bunte Serie	65 m	bunte Serie	fossilleere Zone	100 m	gelbe Serie	100 m	bunte Serie		bunte Serie	100 m
	blaue Serie	80 m	blaue Serie		100 m	blaue Serie	150 m	blaue Serie / Kohlenserie (im Norden)		blaue Serie	200 - 250 m
	lignitische Serie	5 m	lignitische Serie		5 m	lignitische Serie		lignitische Serie		lignitische Serie	
Mittelpan	Zone d. Congeria subglobosa		Zone d. Congeria subglobosa			Zone d. Congeria subglobosa		Zone d. Congeria subglobosa		Zone d. Congeria subglobosa	

1947, R. Janoschek, 1950) wird sie definitiv richtig mit dem südmährischen Lignit horizont parallelisiert.

Die sogenannte Lignitserie ist nach der Auffassung der österreichischen Geologen ein basaler, 3—6 m mächtiger Schichtenkomplex von grauen und braungrauen, sandigen, mergeligen Tonen mit dunkelgrauen, dukelbraungrauen und schwarzen Kohlentonen und Ligniten.

Neue stratigraphische Feststellungen

1. Nichtproduktive Entwicklung der oberpannonischen Kohlenserie („blauen Serie")

Bei der systematischen, seichten, strukturellen Untersuchung des Gebietes *Láb—Malacky—Veľké Leváre* wurde im J. 1947 die Anwesenheit der „blauen Serie" auch auf unserem Gebiete festgestellt. Das Gebiet wurde schon während des II. Weltkrieges mittels Bohrungen untersucht, jedoch E. Bracke, der das Gebiet bearbeitete, hat diesen Schichtenkomplex in das Mittelpannon eingereiht. J. Janáček (6) hat im J. 1947 das Gebiet von *Láb* kritisch bewertet und von neuem übergearbeitet. Den unbunten Schichtenkomplex der mergeligen Tone, Sande und Tone hat er richtig in das Obeerpannon eingereiht und als Äquivalent der österreichischen „blauen Serie" bezeichnet.

Die Richtigkeit der stratigraphischen Eingliederung dieser Serie wurde im J. 1948 im Elevationsgebiet von *Láb* durch eine Durchbohrung des gesamten oberpannonischen Profils und eines grossen Teils des Mittelpannos, das auf Grund der Fauna mit *Congeria sublobosa* Partsch., *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, *Melanopsis fossilis* Mart. und der Ostracodenfauna verlässlich identifiziert wurde, nachgewiesen.

Die westslowakische Entwicklung des Oberpannons von *Láb* betrachten wir als eine tiefere und kohlenlose Innenbeckenfazies der Kohlenserie der Randentwicklung, d. h. der Zone mit *Congeria croatica* Bruss. Bis auf eine minderbedeutende Zahl von Lokalitäten, wurde bei uns diese „bläuliche" Färbung der Sedimente der Kohlenserie, die aus Österreich beschrieben wurde, nicht beobachtet. Deshalb wird bei uns für diese Entwicklung die Benennung „blaue Serie" nicht benützt.

In den späteren Jahren hat man eine grosse Verbreitung dieser Fazies der Kohlenserie festgestellt. Die Grenze zwischen der tieferen und der Randentwicklung bildet beiläufig die Verbindungslinie *Mor. Sv. Ján—Lakšárska Nová Ves.*

Die Charakteristik des Oberpannons der westslowakischen kohlenlosen Entwicklung ist mit den erwähnten Kennzeichen der Entwicklung des österreichischen Oberpannons übereinstimmend. Es sind:

1. Bedeutende Mächtigkeit der Kohlenserie. Im Gebiet um *Gajary* beträgt sie durchschnittlich 180—210 m, bei *Zohor* und *Lozorno* 230 m.
2. Arme Sedimentation von Kohlendetritus und Kohlentonen in der Kohlenserie.
3. Untypische Entwicklung des basalen Lignithorizontes, ohne Lignit.
4. Feine und regelmässige Zerstreuung der Kohlenmasse dieses Horizontes im unteren Teil des Schichtenkomplexes mergeliger Tone, die dann typische lichtbräunlichgraue bis lichtbraungraue Färbung zeigen. Diese 15—20 m mächtigen, bräunlichgrauen und braungrauen mergeligen Tone setzen noch tiefer in das Mittelpannon fort.
5. Die vorherrschende, lichtgrünlichgraue Färbung der mergeligen Tone, mit der Ausnahme des erwähnten basalen Schichtenkomplexes.
6. Starke Sandhältigkeit der Kohlenserie. Die Sande bilden drei bezeichnende und mächtige Horizonte.
7. Bedeutende Änderung der lithologischen Fazies in der Kohlenserie.
8. Ein typisches Kennzeichen für die bunte Serie dieser Entwicklung ist eine bedeutendere

Anwesenheit von bunten, mergeligen Tonen, u. zw. besonders in der unteren Hälfte des Schichtenkomplexes. Das Verhältnis der Vertretung der bunten Tone zu den mergeligen Tonen ist cca 3 :1.

9. Ausserdem haben sich in der bunten Serie unseres Gebietes Sande, manchmal mit Schottern, abgelagert.

Die Anwesenheit von Sand und Schotter in der bunten Serie ist allerdings nicht im Einklange mit unserer Konzeption einer tieferen Entwicklung. Man muss erwähnen, das die tiefere Entwicklung sich hauptsächlich auf die Kohlenserie bezieht.

Das typische Profil der westslowakischen, oberpannonischen, kohlenlosen Entwicklung aus dem Gebiete *Vysoká—Láb—Malacky* hat diese Folge: Die bunte Serie, die da eine Mächtigkeit von cca 150 m besitzt, ist ganz analog, wie am Rande entwickelt, aber die bunten Tone weisen einen grösseren Sandgehalt und reichlichere kleine Kalkkonkretionen und Ausscheidungen aus. Ganz analog ist da mit der Tiefe die Klarheit der Farbentöne und die Reichhaltigkeit an sekundären Färbungen abgestuft. Häufiger kommen blos bunte, sandige mergelige Tone und Sande vor. Einen typischen Sandhorizont repräsentiert der Sand an der Basis der bunten Serie, der eine regionale Verbreitung hat. Die Kohlenserie ist 180 m *(Láb)* bis 210 m *(Vysoká—Gajary)* mächtig. Die feinsandigen, mergeligen Tone und die feinen, glimmerhältigen Sande sind das vorherrschende Sediment der Serie. Sie sind lichtgrünlichgrau und lichtgrau. Die bläulichgraue Färbung wurde, bis auf bedeutungslose Ausnahmen, bei uns nicht beobachtet.

Die Sandhältigkeit der mergeligen Tone ist verschieden, meistens stark, mit allen Übergängen bis in stark mergelige Sande. Die Änderung der lithologischen Fazies der mergeligen Tone und Sande ist für diese Entwicklung der Kohlenserie charakteristisch. Es werden aus ihr nicht einmal zwei bezeichnende, sandige, oft sandig-schotterige Horizonte ausgeschlossen, die mit den zwei Schotterhorizonten, welche R. Janoschek (8) aus dem nördlichen, österreichischen Teil des Beckens anführt, äquivalent sind.

Das typischeste Kennzeichen der Kohlenserie der Láb-Entwicklung ist die arme bis geringe Sedimentation des Kohlendetritus. Oft zeichnet sich eine beträchtliche Ausdehnung des Schichtenkomplexes durch vollkommene Abwesenheit von Kohlentonen aus, bzw. sind diese in dünnen Schichten und Einlagen anwesend. Die geringe Sedimentation der Kohlenmasse hat sich auch bei der Ablagerung des basalen, 5—13 m mächtigen Lignithorizontes ausdrucksvoll geäussert, dessen Grundkomponente die lichtbraungrauen und bräunlichgrauen, feinsandigen, mergeligen Tone sind. Die Kohlentone sind als dünne Schichten und Einlagen, oft mit Lignitfragmenten entwickelt. Einlagen und Einschaltungen kompakter Lignite kommen selten vor.

Die Parallelisation des Lignithorizontes mit dem basalen Lignit der Randentwicklung wurde auf Grund der reichlichen Funde von *Congeria croatica* Bruss. beim Hangenden und des Fundes von *Congeria subglobosa* Partsch., 30—40 m tief im Liegenden, durchgeführt.

Zwischen den Gebieten der südmährischen und westslowakischen Entwicklung des Oberpannons wurden Gebiete mit einer Übergangsentwicklung festgestellt. Den Übergangstypus kann man jedoch als eine beständige und charakteristische Entwicklung nicht beschreiben. Nach der Situation im Becken zeigt er veränderliche Kennzeichen, die sich entweder der südmährischen, oder der westslowakischen Entwicklung nähern.

2. Obere Kohlenserie

Im J. 1948 hat man zum ersten Male im innenalpinen Becken einen neuen, höchsten, oberpannonischen Schichtenkomplex — die obere Kohlenserie — festgestellt. Es geschah bei der detaillierten, seichten, strukturellen Untersuchung im Gebiete *Brodské—Kúty.* (7) Die obere Kohlenserie wurde auch an anderen Stellen des Beckens, z. B. im Gebiete *Brodské—Západ,* bis zu der Staatsgrenze, im Gebiete *Sološnica—Rohožník* und bei *Lakšárska Nová Ves* allmählich nachgewiesen. Es wurde festgestellt, dass die obere Kohlenserie in den Randgebieten mit leb-

haften Senkungsbewegungen bis in die terminalen Phasen der oberpannonischen Sedimentation abgelagert wurde.

Zum Unterschied von der unteren Kohlenserie besitzt die obere Kohlenserie einen faziellen Charakter. Gegen die Mitte des Beckens übergehen die Kohlenschichten in die höchsten bunten Schichten, die durch licht, ockergelb und kupferrot gefärbte und fleckige Tone vertreten sind. Diese faziellen Übergänge kann man im Gebiete bei *Sološnica* unter den Kleinen Karpathen gut beobachten.

Zum Unterschied von der unteren Kohlenserie, deren Entstehung mit bedeutend tiefen, paläogeographischen und paläoklimatologischen Veränderungen verbunden ist, wird die Entstehung der oberen Kohlenserie hauptsächlich durch sedimentologische Bedingungen gegeben.

Eine seltsame Entwicklung der oberen Kohlenserie wurde bei *Lakšárska Nová Ves* (2) festgestellt. Von der Gesamtmächtigkeit des Oberpannons von 580—620 m, die in dem Becken am grössten ist, erreicht hier die obere Kohlenserie bis 220 m. Im Hangenden des eigentlichen Schichtenkomplexes haben sich sandige, mergelige Tone, die den mergeligen Tonen der unteren Kohlenserie ähnlich sind, abgelagert. Dieser Schichtenkomplex ist ein Resultat der jüngsten, bekannten, oberpannonischen Sedimentation im Becken.

Aus dem Gebiete der gesunkenen Scholle von Lakšárska Nová Ves beschreibt V. Cílek auch ein Äquivalent der Kohlenserie, die sog. „Schotterserie". Es handelt sich um die obere Kohlenserie mit einer Schottersandentwicklung am Rande. Im Gebiet *Brodské—Západ—Kúty* ist die Mächtigkeit der oberen Kohlenserie max. 140 m (einschliesslich der hangenden, kupferroten Tone).

In der oberen Kohlenserie kann man den eigentlichen unteren Kohlenschichtenkomplex, der cca $^2/_3$ des ganzen Schichtenumfanges einnimmt und die obere Abteilung der kupferroten Tone unterscheiden. In dem eigentlichen Kohlenschichtenkomplex herrschen die grüngrauen, grünlichgrauen, dunkelgrüngrauen und grauen, meistenteils sandigen Tone vor, die sich im Verhältnisse 3:1 mit den dunkelgrauen, dunkelbraungrauen bis schwarzen Kohlentonen mit häufigen Lignit-flözen und -flözchen regelmässig abwechseln. Die mächtige Kohlentonenlage hat sich während der ersten Sedimentationsstadien der oberen Kohlenserie abgelagert. Sie ist oft bis 6 m mächtig. Das anwesende Lignitflöz besitzt eine Mächtigkeit von 2—3 m. Am unteren Teil dieses Horizontes ist eine gleichfalls 6 m mächtige Lage eines grüngrauen bis graugrünen Tones ziemlich regelmässig entwickelt. Im oberen Teil der Kohlenabteilung zeigen sich schon seltene Einlagen und schwache Lagen bunter Tone.

Die obere Abteilung der bunten Tone ist ein sehr typischer, von den unteren bunten Tonen bedeutend unterschiedlicher Schichtenkomplex. Es handelt sich um weisslichgraue, weissgraue bis grauweisse, seltener lichtgrünlichgraue Tone, die kupferrot, rostrot und ockergelb stark fleckig, bis sekundär vollkommen gefärbt sind. Ihre weissgraue und grauweisse Grundfärbung wird durch die Anwesenheit grösserer oder kleinerer Kaolinmengen verursacht. Die Tone sind in der Regel sandlos, vollkommen plastisch.

Im Gebiete *Sološnica—Rohožník—Kuchyňa* besitzt die obere Kohlenserie eine maximale Mächtigkeit, u. zw. bis 240 m. Die oberen, kupferroten Tone sind da durch rostbraune Quarzschotter und -sande reichlich durchgesetzt und sind bis 160 m mächtig. Nach NO erwerben die Schotter eine Überlegenheit und sind da am Hangenden durch Schichten mergeliger, sandiger Tone durchgesetzt.

3. Bunte Serie im aussenkarpathischen Becken

Bei der seichten, strukturellen Untersuchung am SO-Rande des aussenkarpathischen Beckens zwischen *Přerov, Chropyň, Hulín* und *Holešov* hat V. Cílek (3) eine Serie bunter Tone, mergeliger Tone mit Sanden und Schottern festgestellt, die diskordant und transgressiv auf dem Miozän des Beckens und auf dem Ždánicer und Magura-Paläogen liegt.

Die bunte Serie ist ein Schichtenkomplex limnischer Tone, mit lichtgrünlichgrauen, lichtgrüngrauen, grünlichgrauen, grüngrauen und grauen Grundfarben. Sie sind gelb, braungelb und braun, intensiv, mittelmässig und auch schwach fleckig. Kupferrot und rostbraun fleckige Tone bilden nur einige Lagen. Die Tone sind fein-, mittel- und grobsandig und enthalten Lagen bunter, sowie auch unbunter mergeliger Tone, Sande und Schotter. Die Sande sind oft tonig oder mergelig. Am nordöstlichen Rand des Gebietes lagerten sich im unteren Teil einige Lagen dunkelbraungrauer und schwarzbrauner Kohlentone mit Ligniten ab. In der Richtung nach Westen zum Fluss Morava nimmt die Schottersedimentation, die bei Chropyň schon vorherrscht, zu. Am unteren Teil der bunten Serie ist eine Schichte grober Schotter entwickelt.

Das gesamte Gebiet der bunten Serie wurde nicht festgestellt. Den alten Bohrungsarbeiten nach ist es klar, dass sie bis in den Becken von *Fryšták*, wo sich auch Ausbisse befinden, fortsetzt.

Was die früheren Ansichten über das Alter betrifft, wurden diese Sedimente bei *Kroměříž* von J. Krejčí als Oncophorenschichten bestimmt. Die obersten, nach der Bohrung bei *Chropyň* 70 m mächtigen bunten Schichten vergleicht A. Šob mit den „Orlovicer" Schichten an der Grenze zwischen Torton und Helvet. M. Pokorný spricht da von bunten Tonen und Schottern unbekannten Alters.

Es ist weder ein faunistischer, noch floristischer Beleg zur Feststellung ihres Alters vorhanden. Es wurde weder eine autochthone Fauna, noch Mikrofauna gefunden. Auch die palinologischen Analysen waren ergebnislos. Trotzdem besitzen wir einige Kriterien, die uns erlauben, sie in Pliozän einzureihen, resp. sie direkt mit der oberpannonischen bunten Serie im innenalpinen Becken zu vergleichen:

1. Vor allem ist es eine absolute Identität in der petrographischen Entwicklung mit der Entwicklung der bunten Serie im innenalpinen Becken.
2. Der transgressive Charakter der Serie.
3. Die berechtigte und wahrscheinliche Voraussetzung einer Verbindung des innenalpinen und aussenkarpathischen Beckens zu Beginn der Sedimentation der oberpannonischen bunten Serie. Die nördlichsten Pannonvorkommen des innenalpinen Beckens sind von *Napajedla* bekannt. Die südlichste Verbreitung der bunten Schichten des aussenkarpathischen Beckens wird im Raume zwischen *Miskovice* und *Fryšták* angeführt. Der gegenseitige Zusammenhang wird da durch eine cca 12 km breite Lücke, deren Entstehung man leicht durch die Erosion des Flusses Morava erklären kann, unterbrochen.
4. Die festgestellten Pseudoassoziationen von helvetischen und tortonischen Foraminiferen schliessen das helvetische und tortonische Alter aus.
5. Nirgends bei uns ist weder Sarmat, und man kann sagen, noch Unter- und Mittelpannon in ähnlicher Entwicklung bekannt.

Die Identifikation des bunten Schichtenkomplexes im aussenkarpathischen Becken, der aller Wahrscheinlichkeit nach eine transgressive, oberpannonische bunte Serie darstellt, erlaubt wichtige, paläogeographische, für den innenalpinen Wiener Becken regional geltende Schlussfolgerungen auszusprechen. Ich führe sie im nächstfolgenden Absatz an.

Stratigraphische, tektonische und paläogeographische Bemerkungen

Im tschechoslowakischen Teil des innenalpinen Wiener Beckens sind zwei typische Entwicklungen des Oberpannons bekannt:

1. Südmährische — Randentwicklung,
2. Westslowakische — innere Beckenentwicklung.

Gebiete mit diesen beiden Entwicklungen sind durch eine Übergangsentwicklung verbunden.

Zur südmährischen Entwicklung gehört das ganze Gebiet der Vorkommen von Oberpannon

in Südmähren. In der Westslowakei greift sie beiläufig bis zur Linie *Moravský Sv. Ján—Lakšárska Nová Ves*. Südlich von dieser Linie, im Gebietsstreifen *Studénka—Závod—Rohožník—Kuchyňa* zeigt Oberpannon Übergänge in die westslowakische Entwicklung. Im übrigen Gebiete hat sich Oberpannon, resp. seine untere Abteilung in der inneren Beckenentwicklung abgelagert.

Gegenseitige Korrelation der oberpannonischen Schichtenabteilungen bei uns und im Österreich ist heutzutage geklärt. Die „blaue Serie" in Österreich, sowie auch bei uns ist ein stratigraphisches Äquivalent der Kohlenserie der südmährischen Entwicklung. Der untere Schichtenkomplex der blauen Serie, die sog. „Lignitserie" der österreichischen Autoren, ist mit unserem basalen Lignit (von *Dubňany*) identisch.

Die neuen stratigraphischen Erkenntnisse im tschechoslowakischen Teil des Beckens ergänzen und verbreiten die bisherigen Kenntnisse. Sie bilden einen Beitrag zur Diskusion über das Alter der neu festgestellten Serien und zur Feststellung des transgressiven Charakters der oberpannonischen bunten Serie. Obzwar das Alter und die Ablagerung des ganzen oberpannonischen Schichtenkomplexes im Becken ein Objekt häufiger Polemiken war, ist es schwer sich über die genauere, stratigraphische Lage der höchsten, neu festgestellten Schichtenkomplexe zu äussern. Wir entbehren dabei der wichtigsten Kriterien, d. h. der Fauna. Weder in der oberen Kohlenserie, noch in den jüngsten, kupferroten Tonen wurde eine Makro- oder Mikrofauna festgestellt. Es sind bloss Pseudoassoziationen der tortonischen Mikrofauna aus dem Gebiete *Sološnica, Lakšárska Nová Ves* und von *Hulín* aus dem aussenkarpathischen Becken bekannt. Auch die palinologischen Analysen waren ergebnislos.

Vorläufig wissen wir verlässlich, dass unser neue Schichtenkomplex auf der bunten Serie, aus welcher er sich allmählich entwickelt, konkordant liegt. Der Sand an der Basis der oberen Kohlenserie entspricht vielleicht einer räumlich beschränkten Regression am Ende der bunten Serie. Da die faziellen Übergänge der oberen Kohlenserie in die höheren bunten Tone festgestellt wurden und die fazielle Identität der Schotterserie mit der oberen Kohlenserie nachgewiesen wurde, reihen wir die neu festgestellte obere Kohlenserie in das oberste Oberpannon, d. h. in das jüngste Unterpliozän ein.

Eine offene Frage bleibt die stratigraphische Angehörigkeit der kupferroten Tone in der höchsten Lage. Ihr oberpliozänes Alter ist nicht ausgeschlossen. In diesem Falle könnte man sie mit den rostbraunen Tonen, tonigen Lehmen und Schottern identifizieren, die im Österreich auf verschiedenen neogenen Stufen diskordant ruhen und die R. Janoschek (8, 9) in das Oberpliozän einreiht. Zum Unterschied von den österreichischen Verhältnissen wurde jedoch bei uns ihre Diskordanz nicht beobachtet. Deshalb reihen wir sie vorläufig in das oberste Pannon ein und führen sie als ein Bestandteil der oberen Kohlenserie an.

Eine bedeutende neue Feststellung, die in unserem Teil des Beckens gemacht wurde, ist über den transgressiven Charakter der oberpannonischen bunten Serie. Ein Beweis dessen ist die mächtige Schotter- und Sandlage, die an der Basis der regional verbreiteten bunten Serie entwickelt ist. Ihre Mächtigkeit beträgt 10—30 m. Der basale Schotter entspricht dem durch R. Janoschek (8) angeführten „Zwischensande", der in Österreich gleichfalls die bunte Serie und Kohlenserie teilt. Die neue Konzeption über den trangressiven Charakter der bunten Serie unterstützen die folgenden Gründe:

1. Regionale Verbreitung des basalen Schotters, u. zw. nicht nur am Rande, sondern auch innerhalb des Beckens. Nur im nordöstlichen, mährischen Teil des Beckens, wo das Eindringen der Wässer einen ingressiven Charakter hatte, ist der Schotterhorizont rudimentär entwickelt, oder er fehlt völlig.

2. Die paläogeographische Entwicklung des Beckens in der Periode der unteren Kohlenserie wird durch eine allmähliche Entwicklung aus dem Mittelpannon, ständige Verseichtung und optimale Entwicklung der Vegetation an den Rändern, in den Lagunen und an den Bodenelevationen im Inneren des Beckens, dokumentiert. Dagegen hat die Sedimentation

der bunten Serie durch eine Vertiefung des Beckenbodens begonnen, was die Unterbrechung der Sedimentation von Kohlendetritus bedeutet hat. Erst in der Endphase dieser Periode hat sich an manchen Stellen des Beckens der Zustand mit günstigen Bedingungen für eine Kohlensedimentation erneuert.

3. Die Vertiefung des Beckens durch Sinken des Beckenbodens hatte ein Übergiessen der Wässer über die Küstenlinie und die Erweiterung des Sedimentationsraumes, besonders in NO-Richtung zur Folge. In der Slowakei reichte der oberpannonische See bis zur Stadt *Senica*. Durch den jungen, tektonischen Kanal bei *Napajedlá* und *Tlumačov* in Mähren sind die Wässer bis in den aussenkarpathischen Becken durchgedrungen, wo sie die bis 160 m mächtigen Sedimente der bunten Serie ablagerten.

4. Eine Unterstützung der neuen Ansicht über die Transgression der bunten Serie bilden auch H. Wieseneder's (13) sedimentär-petrographische Feststellungen aus dem nördlichen, österreichischen Teil des Beckens. Aus der übersichtlichen Tabelle perzentueller Gehalte an Hauptschwermineralen ergibt sich die Grenze der bunten Serie — untere Kohlenserie ausgeprägter, als die Grenze der unteren Kohlenserie — das Unterpannon. Nach der Auswertung des Autors tritt in der bunten Serie sehr deutlich eine stärkere Zufuhr der granitischen Komponente hervor.

5. Schliesslich kann man auch sehr auffallende faunistische, besonders mikrofaunistische Änderungen anführen. Wenn in der unteren Kohlenserie die Ostracodenmikrofauna selten vorkommt, verschwindet sie, bis auf seltene, vereinzelte Vorkommen, in der bunten Serie völlig.

Die Tektonik der jüngsten oberpannonischen Serien ist ein Bild der Tektonik des stratigraphischen Liegenden, d. h. des Mittelpannons. Das bedeutet, dass man nach der Struktur des Oberpannons über die vollkommen übereinstimmende Struktur des Mittel- und Oberpannons und fast übereinstimmende Struktur im Sarmat urteilen kann. Die in der letzten Zeit immer mehr diskutierte Diskordanz zwischen dem Pannon und Sarmat ist nämlich sehr mässig und hauptsächlich in den Rand- und Elevationsgebieten entwickelt. Das Fallen der oberpannonischen Schichten ist sehr mässig. In der Regel reicht es nicht über die Grenze von 5—15°. Steileres Fallen bis 35—40° wurde nur in kleinen Schollen und Schleppschuppen beobachtet.

Die Brüche (Senkungen) besitzen im Oberpannon noch einen deutlich sedimentären Charakter. Dies betrifft die Längs-, sowie auch die sog. Querbrüche. Im Oberpannon und im Pannon überhaupt, existieren im innenalpinen Becken keine Generationen von Brüchen verschiedenen Alters. Brüche aller Richtungen sind gleich alt und besitzen gleichen Charakter. Epigenetische Brüche wurden im Oberpannon nicht festgestellt.

5. 9. 1956

Tschechoslowakische Erdölbergwerke, Hodonín

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

Charakteristische Profile durch das Oberpannon im innenalpinen Wiener Becken

Erläuterungen

I. Kohlenrandentwicklung im Südmähren: 1. — kupferrote und rostrote fleckige Tone, 2 — Kohlentone mit Ligniten, grünlichgraue und graue Tone und lichtgrünlichgraue mergelige Tone, 3 — Sand, stellenweise mergelig, 4 — gelb und braungelb fleckige Tone, vereinzelte Sandeinlagen, 5 — gelbbraun bis braun fleckige Tone, 6 — basaler Schotter und Sand, 7 — Kohlentone, Lignite, grünlichgraue und graugrüne Tone, lichtgraue mergelige Tone und

Sande, 8 — lichtgraue mergelige Tone und feine Sande, 9 — basaler Schichtenkomplex von Lignit und Kohlentonen, 10 — mergelige Tone, Tone und Sande.

II. Übergangsentwicklung bei Lakšárska Nová Ves: 1 — grünlichgraue, feinsandige, mergelige Tone mit Sanden, Schottern und bunten Tonen, 2 — Kohlentone mit weniger häufigen Ligniten, grüngraue und graue Tone und lichtgrüngraue mergelige Tone, 3 — Sand, stellenweise mergelig, 4 — gelb und braungelb fleckige Tone mit seltenen mergeligen Tonen, vereinzelte grüngraue Tone, 5 — gelbbraun bis braun fleckige Tone mit sehr seltenen mergeligen Tonen und vereinzelten Sanden, 6 — basaler Schotter und Sand, 7 — lichtgrünlichgraue und lichtgraue, feinsandige, mergelige Tone mit Kohlentonen und grüngraue Tone, 8 — lichtbräunlichgraue und lichtbraungraue, feinsandige, mergelige Tone, 9 — basaler Schichtenkomplex braungrauer Tone mit Ligniteinlagen, 10 — lichtbraungraue mergelige Tone und Sande.

II a. Übergangs- (Schotter-) Entwicklung bei Lakšárska Nová Ves: 1 — Schotter und Sande, mergelige Tone, Kohlentone, grünlichgraue und graue Tone, bunte Tone und grünlichgraue, feinsandige, mergelige Tone, 2 — Sande, stellenweise mergelig. 3 — gelb und gelbbraun fleckige Tone.

III. Kohlenlose Entwicklung in der Westslowakei: 1 — gelbbraun und braun fleckige Tone, 2 — basaler Schotter- und Sandschichtenkomplex, 3 — lichtgrünlichgraue, feinsandige, mergelige Tone mit Einlagen grüngrauer Tone und Kohlentone, 4 — erster Sand-Schotterhorizont, 5 — lichtgrünlichgraue, feinsandige Tone mit Einlagen grüngrauer Tone und Kohlentone, 6 — zweiter Sand-Schotterhorizont, 7 — lichtgrünlichgraue, feinsandige, mergelige Tone mit Einlagen grüngrauer Tone und Kohlentone, 8 — lichtbräunlichgraue und lichtbraungraue, feinsandige mergelige Tone, 9 — basaler Kohlentonenschichtenkomplex, 10 — lichtbraungraue, feinsandige, mergelige Tone und Sande.

VSEVOLOD ČECHOVIČ

K OTÁZKE VYPRACOVANIA METODIKY JEDNOTNEJ STRATIGRAFIE NEOGÉNU

(Ruské a nemecké resumé)

V súvislosti s rýchlym rozvojom geologického prieskumu treťohorných usadenín na rôznych miestach našej republiky objavili sa rozpory v stratigrafickom postavení niektorých vrstiev a vyskytla sa nutnosť urobiť revíziu stratigrafie neogénu a vypracovať jednotnú stratigrafickú tabuľku pre celé treťohory a zvlášť neogén. Je to nevyhnutné a dôležité nielen po stránke vedeckej, ale aj zo stanoviska národohospodárskeho, pretože tieto vrstvy obsahujú základné nerastné suroviny, ako naftu a uhlie.

Aj v SSSR boli r. 1955 urobené prípravy k zostaveniu jednotnej stratigrafickej tabuľky pre treťohorné vrstvy Krymsko-kaukazskej oblasti. V súvislosti s tým bol usporiadaný niekoľkomesačný zájazd skupiny najlepších geológov a paleontológov na typické treťohorné lokality a okrem toho v Baku na sjazde geológov bolo prednesených 19 referátov z rôznych odborov geológie, v ktorých bola zahrnutá metodika práce a najdôležitejšie problémy stratigrafie jednotlivých oblastí. V jednom z referátov A. G. Ebersin predviedol schematickú stratigrafickú tabuľku neogénu juhu SSSR, zostavenú na základe terajšieho stavu znalostí, ktorá má byť základom pre ďalšie štúdium a pre vypracovanie jednotnej stratigrafie neogénu.

Myslím, že i keď v referátoch často nachádzame nejasnosti a určité rozpory, bude užitočné, aby naši geológovia boli oboznámení s metodikou práce sovietskych geológov. Preto podávam túto zprávu, ktorá sa vzťahuje hlavne na stratigrafiu nášho neogénu a uvádzam niektoré zaujímavé a cenné skúsenosti z referátov prednesených na sjazde sovietskych geológov. Okrem toho používam skúsenosti z mojich študijných ciest do Poľska a NDR roku 1955.

Je jasné, že nemôžeme úplne akceptovať stratigrafiu Euxinsko-kaspickej panvy, pretože ide o iný vývoj, avšak rozhodne bude pre nás zaujímavá metodika zostavenia jednotnej stratigrafickej tabuľky.

Výhoda sovietskych geológov pri zostavovaní stratigrafických tabuliek je v tom,

že v SSSR sú veľké plochy neogénu, ktoré sa spracúvajú na základe jednotnej metodiky komplexného prieskumu. Avšak ako u nás, tak aj v iných štátoch strednej Európy (Maďarsku, Poľsku a Rumunsku) bude nevyhnutné koordinovať navzájom stratigrafiu neogénu (SSSR, Maďarsko, Poľsko, Rumunsko, Juhoslávia, Rakúsko). Vzniknú tým však určité ťažkosti, pretože metodika a používaná stratigrafia susedných štátov môže sa trochu líšiť. Nebude to však neprekonateľné, ak naše terény budú najprv dôkladne a komplexne spracované a potom porovnané so susednými oblasťami.

Ako príklad uvediem nepriaznivý vplyv aplikácie stratigrafie Šalgótarjánskej uhoľnej panvy v Maďarsku, ktorý sa prejavil u nás v prvých etapách geologického prieskumu Juhoslovenskej uhoľnej panvy, kde sme sa snažili aplikovať vžitú maďarskú stratigrafiu na naše územie. Už v priebehu geologického prieskumu, po náleze onkofórových vrstiev, objavili sa rozpory v názoroch na geologický vývoj panvy a stratigrafické postavenie „pekténových" a „kardiových" vrstiev, ktoré boli vymedzené maďarskými geológmi v Šalgótarjánskej panve. K vyjasneniu sporných bodov a k ustáleniu jednotného názoru sa dospelo po prerokovaní nejasných otázok s maďarskými geológmi priamo na mieste a po revízii fauny, ktorú urobila I. Csepreghy-Meznericsová. Avšak detailnú stratigrafiu obidvoch panví ešte nemožno považovať za vyriešenú a úplne koordinovanú, pretože ani u nás, ani v Maďarsku prieskum nebol ešte dostatočne a komplexne vykonaný.

Stratigrafické rozdelenie veľkého komplexu vrstiev alebo väčších stratigrafických jednotiek sa má urobiť na ďalších neprerušených rezoch, ktoré charakterizujú väčší časový úsek geologického vývoja terénu a je žiadúce, aby vrstvy boli bohaté na organické zvyšky rôznych systematických skupín živočíšstva a rastlinstva. Okrem toho je dobre, ak sa nevyskytujú v geologických rezoch väčšie faciálne rozdiely.

Tieto podmienky sa často nezachovávali nielen u nás, ale ani pri stanovení stratigrafie neogénu v celej Európe vôbec. Typické stratigrafické stupne a obzory treťohorných usadenín (stratotypy) boli opísané z rôznych oblastí: akvitán v oblasti Gironde vo Francúzsku (Mayer — Eymar 1857), burdigal v okolí Bordeaux (falenty Bordele — Lapparent 1893), helvét vo Švajčiarsku (morské molasy Mayer — Eymar 1857) a tortón v oblasti Piemont v Taliansku (Mayer — Eymar 1857). Sú to stupne, ktoré boli vytrhnuté z oblastí od seba vzdialených, pričom každá z nich mala iný geologický vývoj. Preto aplikácia niektorých stupňov v iných panvách často naráža na ťažkosti a spôsobuje mnohé nejasnosti.

Ako markantný príklad uvediem akvitánsky stupeň, ktorého stanovenie spôsobilo najviac ťažkostí v stratigrafii neogénu. Akvitánsky stupeň, ktorý prvý raz vymedzil Mayer — Eymar v spodnom miocéne v oblasti Gironde vo Francúzsku, bol zastúpený niekoľkými fáciami (pestré, suchozemské, sladkovodné

a morské usadeniny). Avšak akvitánsky stupeň i v samom Francúzsku, kde bol stanovený ako stratotyp, neudržal sa v pôvodne navrhnutom rozsahu: po niekoľkých rokoch jeho najspodnejšia fácia, t. j. vápence s *Helix Remondii* bola presunutá do oligocénu. Pred niekoľkými rokmi zaradili niektorí francúzski geológovia celý akvitán do oligocénu. Avšak nedávno (1954) objavila sa v tlači ďalšia práca francúzskych geológov (Michel V i g n e a u x, André M a g n e, Maurícette V e i l l o n a Jean M o y e s), ktorí po revízii stratigrafie spodného miocénu vo Francúzsku rátajú akvitán a burdigal za plytkovodné príbuzné fácie toho istého miocénneho mora a spojujú akvitán s burdigalom v jeden stupeň — gironde. Gironde rozdeľujú na dva podstupne: *akvitán*, ktorý odpovedá transgresii mora s osciláciou morskej hladiny a *burdigal* regresii so stálejším morským režimom. Potom je celkom prirodzené, že ešte viac ťažkostí spôsobil pokus akceptovať akvitánsky stupeň v iných neogénnych panvách strednej a východnej Európy. Po snahách vymedziť akvitánsky stupeň a po diskusiách, ktoré sa v súvislosti s tým objavili v literatúre v posledných rokoch, väčšina autorov dospieva k názoru, že akvitán ako samostatný stupeň miocénu je veľmi ťažko vymedziť, prípadne hľadajú akvitánske vrstvy vo vrchnom oligocéne — chatte.

Toto ukazuje, že vymedzenie akvitánskeho stupňa ako samostatnej stratigrafickej jednotky nebolo dostatočne podložené a opodstatnené. Samozrejme, že v súvislosti s tým stále sa menila koncepcia hranice susedných stupňov, t. j. chattu a burdigalu.

Okrem toho sa často považovali za charakteristickú stratigrafickú jednotku nápadne vyvinuté petrografické fácie vrstiev (napr. šlír), ktoré charakterizovali určitý obzor jednej panvy, vôbec však neodpovedali pomerom susednej oblasti. Rovnaké petrografické fácie sa vyskytovali v rôznych, často i vo viacerých stratigrafických obzoroch.

Príkladom na to môže byť u nás Juhoslovenská uhoľná panva, kde šlírová fácia je zastúpená vo vrchnom oligocéne a v niekoľkých obzoroch spodného aj stredného miocénu. Podobné pomery sú aj v mnohých iných neogénnych panvách. Už F. X. S c h a f f e r odporúčal eliminovať šlír ako stratigrafickú jednotku, pretože šlírové vrstvy sa vyskytujú v Taliansku v niekoľkých stratigrafických obzoroch od oligocénu aj do pliocénu, a to isté je aj vo vonkajšej Viedenskej panve. K tomu poznamenávam, že v šlírových vrstvách rôzneho stratigrafického postavenia sa objavuje veľmi podobná fauna.

Potom použitie S u e s s o v h o rozdelenia miocénu Viedenskej panvy na I. a II. mediterán a neskoršie akceptovaná západoeurópska stratigrafia neogénu nemôžu byť vždy vhodné pre všetky neogénne oblasti, aspoň nie bez určitých opráv.

Niektorí geológovia sa snažili prijať za základ stratigrafie hlavne tektonické kritérium. Avšak ani zásadné tektonické zmeny vo vývoji jednotlivých (niekedy i susedných) úsekov nie sú vždy súčasné. Preto sa má veľmi opatrne posudzovať

snaha vypracovať stratigrafiu výhradne na základe „orofáz" alebo „sedimentárnych megacyklov", ktoré často prebiehajú nerovnomerne, vlnovite a bývajú rozštiepené na niekoľko slabších cyklov. To však neznamená, že tektonický vývoj sa nemá vziať do úvahy pri zostavovaní stratigrafie. Tektonické pohyby majú bezprostredný vplyv na fyzikálno-geografické podmienky, ovplyvňujú vývoj fauny, flóry a litologické zloženie hornín. Preto prítomnosť hiátu, diskordancií a iných stôp tektonickej činnosti v geologickom reze má sa brať do úvahy pri stanovení hraníc medzi stratigrafickými jednotkami, avšak má pritom sledovať ako zmeny vo vývoji fauny a flóry, tak aj zmeny v litologickom zložení hornín.

Najpoužívanejšou metódou pre stratigrafické rozdelenie morských vrstiev a ich koreláciu je metóda zoopaleontologická. Pretože morská fauna sa často dobre zachovala vo väčšom počte rodov a druhov a je snadno prístupná makroskopickému štúdiu, táto metóda sa vyvinula najrýchlejšie a zaujala prvé miesto pri stratigrafických štúdiách.

Všeobecne pre zoopaleontologické štúdium je priaznivá prítomnosť rýchle sa pohybujúcich a voľne plávajúcich živočíchov a veľká plošná rozloha mora s nepríliš členitými brehmi. Avšak stratigrafické členenie treťohorných usadenín je všeobecne sťažené tým, že koncom mezozoika už vymreli voľne plávajúce hlavonožce, ktoré boli základom stratigrafie mezozoika, a stratigrafia treťohôr bola stanovená skoro výhradne na základe bentóznej fauny. Je však známe, že bentózna fauna reaguje viac na zmenu bionomických podmienok ako na geologický vek a preto sa objavujú rovnaké, alebo približne rovnaké druhy v rôznych stratigrafických obzoroch i v susedných panvách.

Preto je nesprávne snažiť sa identifikovať vrstvu len na základe rodovej a druhovej príslušnosti v nich sa nachádzajúcich skamenelín, ktorá bola stanovená ich morfologickou analýzou, najmä ak porovnáme vrstvy, ktoré sú od seba značne vzdialené, nie sú v dlhých súvislých geologických rezoch a ležia v terénoch s rôznym geologickým vývojom.

Napríklad vymedzenie burdigalského, helvétskeho a tortónskeho stupňa v severnej Afrike a Španielsku na základe niekoľkých pektenidov nájdených a opísaných vo Francúzsku, Rakúsku a Taliansku sa zdá byť príliš odvážne a nedostatočne opodstatnené. Je to preceňovanie významu „vedúcich skamenelín", ktoré často odporuje zásadám fylogenézy a teórii zákonitého a súvislého vývoja organického života na našej zemi. K tomu poznamenávam, že určenie „vedúcich skamenelín" sa často urobilo na zle zachovaných a ojedinelých skamenelinách a potom výsledky štúdií nie sú spoľahlivé. Ako príklad uvediem neopodstatnené vymedzenie burdigalského stupňa v Šalgótarjánskej panve v Maďarsku na základe nesprávneho určenia druhu *Pecten praescabriusculus* F o n t, ktorý bol všeobecne uznávaný ako vedúca skamenelina pre vrchný burdigal. Bude zaujímavé ešte pripomenúť, že druh *Pecten praescabriusculus* bol už opísaný S. V e n z o m z vrchného oligocénu (chattu) a tým klesla jeho stratigrafická hodnota.

Ďalej na stratigrafické štúdiá a identifikáciu neogénnych vrstiev má veľký vplyv rôzny geologický vývoj čelných priehlbní a medzihorských depresií. Čelné priehlbne sú najaktívnejšie oblasti vývoja horstva a vyznačujú sa väčšou hĺbkou mora a pomerne rýchlym pohybom čelnej priehlbne smerom od tvoriaceho sa horstva. Avšak hĺbka čelnej priehlbne pri pohybe sa postupom času zmenšuje a napokon sa úplne vytratí v málo pohyblivých oblastiach, t. j. na štítoch. Preto usadeniny čelných priehlbní majú tieto charakteristické vlastnosti: pri okrajoch horstva sú zastúpené najstaršie vrstvy, ktoré sa postupne vykliňujú a prechádzajú do vrstiev mladších v smere pohybu priehlbne. Potom staršie vrstvy majú väčšie batymetrické amplitúdy, ktoré vyznievajú vo vrstvách mladších. Okrem toho staršie vrstvy bývajú už zavlečené do horotvorných pochodov a sú postihnuté prešmykovou a poklesovou tektonikou, pričom mladšie vrstvy majú pomerne pokojnejšie uloženie.

V medzihorských depresiách, ktoré majú stálu poklesovú tendenciu, uplatňuje sa prevažne poklesová tektonika. V usadeninách nie sú tak markantne vyvinuté batymetrické rozdiely, keďže depresie sú pomerne rýchle vyplňované prínosom detritického materiálu donášaného z obklopujúcich horských hrebeňov. Transgresie a regresie mora nie sú tak markantné a sú závislé jednak od výšky poklesov, jednak od množstva donášaného detritického materiálu. V medzihorských depresiách po veľkých a hlbokých zlomoch sa objavuje silná eruptívna činnosť, ktorá ovplyvňuje a ruší pokojnú sedimentáciu. Okrem toho sedimentárne horniny bývajú zakryté hrubými eruptívnymi príkrovmi, ktoré sťažujú a často znemožňujú ich prieskum bez hlbokých a nákladných vrtov.

Keď berieme do úvahy aj rôznu zemepisnú polohu čelných priehlbní a medzihorských depresií, ktoré bývajú od seba oddelené horskými hrebeňmi a preto môžu mať rôzne klimatické podmienky, je jasné, že aj vývoj fauny a flóry môže byť rozdielny. Takto je potom sťažená aj identifikácia jednotlivých stratigrafických stupňov.

Avšak aj v samých čelných priehlbniach stratigrafické rozdelenie vrstiev je ťažšie ako v medzihorských depresiách, preto, že vrstvy usadené v priehlbniach majú odlišný geologický vývoj pri vnútornom a vonkajšom okraji.

Ako príklad uvediem ťažkosti, na ktoré narazilo stanovenie stratigrafie v karpatskej čelnej priehlbni v Poľsku. Počas niekoľkých desiatok rokov poľskí geológovia snažili sa identifikovať vrstvy neogénnych oblastí Poľska, avšak ani doteraz nie je vypracovaná jednotná jasná stratigrafia a zostáva mnoho nevyjasnených problémov, na ktorých sa usilovne pracuje.

Všeobecne možno konštatovať, že ako v čelných priehlbniach, tak aj v medzihorských depresiách neogénne more malo veľmi členité brehy s početnými ostrovmi, pričom sa poloha pobrežnej čiary stále menila. Morské zálivy, ktoré boli čiastočne alebo úplne oddelené od otvoreného mora, buď sa vysladzovali následkom veľkého prítoku riečnej vody, alebo naopak pri prevahe vyparovania nad

prítokom ich salinita sa zvyšovala. Potom vzniklo mnoho fácií s rôznou premenlivou hĺbkou, salinitou a následkom toho i faunou.

Ak sledujeme všeobecne vývoj stratigrafie neogénu, môžeme konštatovať, že akonáhle v morských usadeninách pozorujeme zmenu salinity v pozitívnom alebo negatívnom zmysle, ich stratigrafické postavenie sa stáva neistým a nestabilným. Markantným príkladom toho sú onkofórové vrstvy, o vzniku ktorých sa dnes vedie diskusia a v literatúre sa vyslovujú celkom protichodné názory o ich genéze.

Na druhej strane stanovenie stratigrafie treťohôr a najmä neogénu nám uľahčuje okolnosť, že treťohorná fauna sa zachovala v dosť značnom množstve rodov a druhov dodnes a na základe štúdia morfológie recentných živočíchov a podmienok ich života môžeme usudzovať na binomické podmienky, v ktorých sa vyvíjali podobné živočíchy fosílne, a potom aj na geologický vývoj oblasti (aktualistický spôsob).

Preto, aby bol správne a úplne využitý a zhodnotený stratigrafický význam zachovaných zvyškov organického života, t. j. fosílií, treba využiť výhody aktualistického spôsobu a urobiť nielen morfologické, ale aj ekologické štúdiá celého komplexu fosílií a na základe získaných ekogenetických poznatkov robiť stratigrafické uzávery.

Ako príklad významu a odôvodnenia dôležitosti paleoekologických štúdií možno uviesť stratigrafiu Euxinsko-kaspickej panvy, podloženej ekologickými štúdiami a podanej začiatkom tohto storočia N. Andrusovom. Stratigrafia N. Andrusova, ktorá svojou podrobnosťou a presnosťou bola na väčšej výške než súčasné stratigrafické tabuľky západoeurópskych geológov, v zásadných rysoch sa udržala dodnes. Práca N. Andrusova bola v posledných rokoch značne doplnená a rozšírená sovietskymi vedcami — paleoekológmi a geológmi, ktorí široko rozvinuli ekologické štúdiá. Sovietski vedci nazhromaždili bohatý materiál o vývoji organického života a evolúcii jednotlivých rodov. Veľmi markantné príklady ekogenézy a ekogenetickej expanzie znázorňujú vývoj rodu *Oncophora (Rhezakia)* kocachurského obzoru, spaniodontel karagandského obzoru, foladkonkského obzoru, maktier, tapesov, cardiíd a iných skupín mäkkýšov sarmatu. Takéto ekogenetické zmeny a ich zákonitosť treba brať do úvahy pri vymedzení jednotlivých stratigrafických obzorov.

Nebudem sa podrobnejšie zaoberať otázkami paleoekológie, pretože materiál z tohto odboru je už veľmi rozsiahly a vychádza mimo rámec tejto práce, avšak naznačím niekoľko zásadných otázok ekogenézy, ktoré majú rozhodujúci vplyv na stratigrafiu a ktoré na sjazde sovietskych geológov obzvlášť zdôraznil L. Davidašvili.

Štúdium ekogenézy pomáha zistiť zmeny hydrologického režimu v moriach a jazerách, čo je nutné najmä pre podrobnú stratigrafiu. Zmena hydrologických a následkom toho aj bionomických podmienok môže spôsobiť zásadné zmeny fauny buď v celej panve alebo v jej jednotlivých úsekoch.

V dôsledku rýchlych zmien hydrologického režimu a v dôsledku toho i vyhynutia fauny zostávajú často veľké plochy celkom bez bentóznej fauny, alebo ju obsahujú len vo veľmi malom množstve.

Potom hydrologické podmienky spôsobujú ochudobnenie alebo neprítomnosť fauny v pomerne hlbokovodných fáciách vrstiev, ktorých plytkovodné fácie obsahujú fosílie často vo veľkom množstve. Postupné obydlenie týchto hlbokovodných priestorov môže spočívať v expanzívnych ekogenetických pochodoch, t. j. vo vývoji hlbokovodných druhov z druhov plytkovodných. Príkladom toho je vývoj sarmatskej fauny v Euxinsko-kaspickej panve.

V niektorých prípadoch sa vyvinula veľmi rôznorodá a bohatá fauna z malej skupiny endobiotných druhov, ktoré prekonali výkyvy a zmeny hydrologických podmienok. Po ich ustálení sa tieto druhy rozvinuli do väčšieho počtu nových druhov.

Nedá sa predpokladať, že výskyt každého nového druhu, ktorý sa viac alebo menej líši od materského druhu, je priamym výsledkom zmeny bionomických podmienok, ktoré sa prejavili bezprostredne pred jeho objavením. Po každej zásadnej zmene režimu a ustálení nového hydrologického režimu nemohli nové druhy získať hneď najdokonalejšiu formu adaptácie, ktorá by odpovedala novému biotopu. Takýto vývoj je viac-menej zdĺhavý pochod a jeho štúdium nesporne pomáha správne sledovať geologický vývoj, rozoznávať jednotlivé obzory a spresniť stratigrafiu.

Príkladom toho je tortónska fauna pri obci Hrušov v Juhoslovenskej uhoľnej panve, kde v pomerne vysokom a súvislom odkryve možno sledovať zmenu hydrologických podmienok, t. j. striedanie salinity a hĺbky. Zmena salinity sa prejavuje striedaním morských a brakických vrstiev (vložky s *Melania escheri*) a zmeny hĺbky striedaním v morských vrstvách hladkých a rebrovaných pekténov s niekoľkorakými prechodnými typmi. V konečnom štádiu vývoja, t. j. v najvyšších tortónskych vrstvách zostávajú len rebrované pektény, ktoré ukazujú na celkové splytčenie mora.

Konečne zdrobnené druhy mäkkýšov niektorých faun sú tiež výsledkom ekogenézy, avšak toto nesvedčí o expanzii, ale o degenerácii, zmenšení ich ekologického areálu a vymieraní. Je spojené so striedavými a rýchlymi zmenami hydrologického režimu (teplota, hĺbka, salinita atď.). Toto vidieť veľmi markantne pri tortónskych druhoch karpatskej čelnej priehlbne v Poľsku, kde hydrologické podmienky sa často menili následkom silného vrásnenia a postupného pohybu čelnej priehlbne smerom na sever a severovýchod. Typickou lokalitou je Gliwice Stare, kde na úkor zdrobnenia a zmenšenia počtu niektorých druhov tortónskej fauny pozorujeme prevahu určitých euribiotných druhov (napríklad *Aloidis gibba* O l i v i), ktoré lepšie prekonávajú zmeny bionomických podmienok a preto sa vyvíjajú v nepomerne veľkom množstve oproti ostatným druhom.

Treba konštatovať, že štúdium ekogenézy, ktoré sa u nás sústavne nerobí, je

dôležitou podmienkou pre vypracovanie stratigrafie a má sa vyvinúť v najširšom meradle.

Významnú úlohu pri paleontologických štúdiách má mikrofauna. Veľkou výhodou pritom je, že mikrofauna sa vyskytuje často vo vrstvách, ktoré vôbec neobsahujú makrofaunu. Okrem toho dostaneme mikrofaunu i z pomerne malých vzoriek, napr. z malých odkryvov a z vrtných jadier o malom priemere, kde makrofauna býva zachytená len v malom množstve alebo je silne poškodená pri vŕtaní.

Treba však poznamenať, že mikropaleontologické štúdiá nemôžu byť vždy jediným faktorom pri zostavovaní stratigrafických tabuliek. Pre to je niekoľko závažných dôvodov. Predovšetkým neogénne druhy foraminifer všeobecne majú omnoho väčšie vertikálne rozšírenie ako makrofosílie. Okrem toho pri rozpade hornín mikrofauna následkom malých rozmerov a tvrdej schránky je často v neporušenom stave prenášaná vodnými prúdmi, prípadne i vetrom a objavuje sa vo vrstvách mladších. Konečne má sa brať ohľad aj na to, že brakická mikrofauna môže existovať v mori o normálnej salinite dosť ďaleko od brehu vo vysladených vodných prúdoch, ktoré sú pri ústiach veľkých riek. Potom nájdeme v morských usadeninách brakickú mikrofaunu a nie je vylúčené, že na základe toho budeme nesprávne usudzovať na celkové vysladenie mora. K tomu treba ešte poznamenať, že mikrofauna rýchle reaguje na zmenu salinity a preto často nájdeme brakickú mikrofaunu spolu s morskou makrofaunou, čo poukazuje na začiatok vysladzovania. Preto v mnohých prípadoch mikrofauna nemôže byť jediným kritériom pri zostavovaní stratigrafickej tabuľky a má byť koordinovaná s výsledkom štúdia makrofauny, prípadne aj iných geologických odborov.

Ak sa vyskytujú ťažkosti s určením stratigrafickej polohy morských a brakických vrstiev, potom s rovnakými, ak nie s väčšími ťažkosťami sa stretávame pri určení geologického veku vrstiev suchozemských a sladkovodných. Je to zapríčinené v prvom rade tým, že sladkovodná a suchozemská fauna je obyčajne menej početná, horšie zachovaná a okrem toho u nás nie je sústavne spracovávaná. Prakticky približnú stratigrafickú polohu suchozemských a sladkovodných vrstiev poznáme len v oblastiach, kde sa sladkovodné a suchozemské vrstvy striedajú s morskými. Stratigrafické členenie suchozemských a sladkovodných vrstiev, ktoré sú vyvinuté samostatne a vo väčšej mocnosti, nie je jasné a dobre prepracované. Tak je to nielen u nás, ale aj v NDR a v Poľsku.

Avšak aj v prípade, že suchozemské a sladkovodné vrstvy majú v podloží a nadloží morské vrstvy, často ich presnejšie stratigrafické rozdelenie nie je vždy spoľahlivé. Príkladom toho môžu byť produktívne sladkovodné a suchozemské vrstvy Juhoslovenskej uhoľnej panvy, ktorých presné stratigrafické postavenie a rozdelenie nie je celkom jasné (helvét-burdigal) a nemôže byť zistené bez dôkladného komplexného prieskumu.

Ďalším vedným odborom, ktorý sa používa pre stanovenie stratigrafie sladko-

vodných a suchozemských vrstiev, je paleobotanika. Makrofytopaleontológia a v menšom rozsahu mikrofytopaleontológia sa u nás používali hlavne pre stratigrafiu karbónu. Treťohorám sa venovalo pomerne málo pozornosti a palynológia treťohôr sa začala rozvíjať len v posledných niekoľkých rokoch a je ešte dosť odtrhnutá od geológie. Avšak pri terajšom stave vedy je naprosto nutné, aby paleobotanika zaujala svoje miesto pri vypracovávaní stratigrafie všetkých útvarov.

Je všeobecne známe, že suchozemské flóronosné usadeniny majú omnoho menšie plošné rozšírenie ako usadeniny morské, pričom flóra sa zachovala omnoho horšie ako fauna a preto neprekvapuje, že paleobotanika je pri stratigrafických štúdiách často zanedbávaná. K tomu však poznamenávam, že pely a spóry boli už nájdené aj v pobrežných fáciách morských usadenín a preto ich palynologická kontrola a koordinácia s výsledkami štúdia fauny môže poskytnúť cenné stratigrafické dáta.

Pri paleobotanických štúdiách sa má brať zreteľ na to, že vývoj flóry a fauny neprebiehal rovnakým tempom. Zmena fyzikálno-geografických podmienok má v prvom rade vplyv na rastlinstvo, ktoré sa v dôsledku toho mení. Pozemská fauna, pre ktorú je rastlinstvo prostredím a potravou, reaguje s určitým oneskorením na zmeny rastlinstva. Pokiaľ ide o morskú faunu, táto nie je bezprostredne viazaná na faunu pozemskú. Je závislá v prvom rade od hydrologických pomerov panvy a reaguje na zmeny hydrologických pomerov pomerne rýchlejšie. Preto nesmie byť stratigrafické rozdelenie vrstiev stanovené v jednom prípade len na základe flóry a v druhom prípade len na základe fauny. Týmto spôsobom dospejeme k rôznym výsledkom. Len porovnaním výsledkov dosiahnutých na základe štúdií fauny i flóry dospejeme k zostaveniu správnej stratigrafie. Je jasné, že najvýhodnejšie sú terény, kde máme striedanie morských a suchozemských alebo sladkovodných paleontologicky charakterizovaných vrstiev.

Práve v slovenských uhoľných panvách sú priaznivé pomery k uskutočneniu takýchto porovnávacích stratigrafických štúdií. Avšak paleobotanické štúdiá neogénu, ktoré v posledných rokoch robí Fr. N ě m e j c, nie sú ešte dokončené. Zatiaľ Fr. Němejc uverejnil niekoľko menších prác. V našich sladkovodných panvách začala robiť palynologické štúdiá B. P a c l t o v á - K a m a r á d o v á. Tieto štúdiá nie sú ešte dostatočne rozvinuté a nevedie sa sústavný prieskum vo väčšom rozsahu.

Palynologické štúdiá na sladkovodných treťohorných uhoľných panvách sa robia v NDR a v Poľsku. Sú tam tiež ešte obmedzené na určité pomerne malé oblasti a spoľahlivejšie výsledky sa získavajú len v NDR tam, kde sladkovodné vrstvy sa striedajú s dobre faunisticky charakterizovanými morskými vrstvami, lebo sa vyskytujú v ich blízkosti, napr. paleogénna Sasko-durinská oblasť a oblasť Magdeburgsko-brunšvická. Na miocénnych uhoľných ložiskách v NDR (východná oblasť), ktoré zasahujú aj na územie Poľska, v názoroch na stratigrafiu, ktorá bola stanovená zvlášť nemeckými a poľskými geológmi na základe palynologických štúdií, sú určité rozpory.

Ako pokus použiť paleobotaniku pre stratigrafiu miocénu možno uviesť stratigrafické rozdelenie miocénnych vrstiev Euxinsko-kaspickej oblasti, ktoré urobil P. A. Mčedlišvili na základe paleobotanického štúdia (referát na sjazde treťohorných geológov r. 1955). Treba ho však ešte brať ako rozdelenie provizórne, ktoré vyžaduje zdokonalenie a koreláciu s výsledkami zoopaleontológie. K tomu poznamenávam, že v dôsledku inej zemepisnej polohy a preto aj iných klimatických pomerov v západnej Európe a v Euxinsko-kaspickej oblasti toto rozdelenie sa nemôže u nás akceptovať. Okrem toho autor používa západoeurópske stupne a ich aplikácia v Euxinsko-kaspickej panve je veľmi nejasná a nedostatočne prepracovaná.

V názoroch na stratigrafiu neogénu objavujú sa medzi fytopaleontológmi a zoopaleontológmi v niektorých bodoch určité rozpory. Práve spoločné prerokovanie sporných otázok pomôže prispieť k správnemu uzáveru a preto paleobotaniku neslobodno prehliadnuť pri zostavovaní stratigrafických tabuliek.

Všeobecne možno konštatovať, že paleontologická metóda má veľké prednosti a preto zaujala prvé miesto pri stratigrafických štúdiách. Avšak použitie paleontologickej metódy býva sťažené v geologických rezoch, ktoré obsahujú reliktné, rekurentné a premiestnené fauny, flóry a vrstvy bez skamenelín. Okrem toho paleontologické štúdiá sú obťažné v zakrytých terénoch a profiloch vrtov o malom priemere, prípadne s malým výnosom jadra.

V dôsledku týchto ťažkostí rozdelenie súvrstvia na jednotlivé obzory na základe paleontologickom nemôže byť vždy dostatočne podrobné a potom jednotlivé stratigrafické obzory majú presnosť niekoľko desiatok až stovák metrov. Pre riešenie teoretických a praktických otázok spojených s prieskumom ložísk nerastných surovín (najmä nafty) je uvedená presnosť nedostatočná a často je potrebná až na niekoľko metrov.

Väčšiu presnosť možno dosiahnuť rozšírením prieskumných metód na štúdiá mineralogicko-petrografické a geochemické.

Mineralogicko-petrografická metóda prieskumu sedimentárnych hornín, ktorá bola prevažne makroskopicky široko používaná pri terénnych geologických prácach a pri korelácii vrtov, vyvinula sa rýchle v samostatný vedný odbor v prvej polovici tohto storočia a v posledných rokoch sa dosiahli značné úspechy.

Výsledky mineralogicko-petrografických štúdií dovoľujú lepšie poznať zloženie sedimentárnych hornín, stanoviť podmienky ich vzniku a potom na základe toho prispieť k riešeniu radu dôležitých teoretických a praktických problémov paleogeografického, faciálneho a konečne i praktického charakteru, ako napr. k identifikácii produktívnych vrstiev alebo jednotlivých uhoľných slojov v uhoľných panvách.

K tomu treba poznamenať, že mineralogicko-petrografické štúdiá sú dôležité aj pre paleoekológiu. Fyzikálne a chemické zložky biotopu sa nám zachovali v tvare usadeniny, ktorá bola premenená v horninu. Usadeniny sa skladali z prinesených

minerálnych alebo organických zložiek usadených vo vode alebo na suchu a z minerálov autigénnych (syngenetických a epigenetických), ktoré sa vytvorili pri usadzovaní a premene sedimentov. Pre paleoekológiu treba zistiť ich pôvod a podmienky usadzovania, rovnako ako aj zmeny, ktoré sa uplatňovali po usadení vrstiev, aby sa týmto doplnili paleoekologické pozorovania. Preto litologické štúdiá sa majú konať súčasne so štúdiami paleoekologickými (komplexné paleoekologicko-litologické štúdiá), ktoré sa navzájom doplňujú.

Mineralogicko-petrografické štúdiá nesmú byť obmedzené len na ťažké minerály, ktoré objemove a váhove predstavujú len nepatrnú časť horniny, pričom aj množstvo obyčajne býva tak kolísavé, že často je celkom vylúčená možnosť spoľahlivého členenia vrstiev a potom aj ich identifikácie. Má sa robiť komplexný fyzikálno-technický prieskum, t. j. analýza granulometrická, optická, imerzná, termická, röntgenometrická a chemická. Okrem toho sa používa spôsob zafarbenia organickými farbami, štúdiom výbrusov a stanovenie faktoru Ph v suspendovaných roztokoch hornín. Pri mineralogicko-petrografických štúdiách možno stanoviť erozívne fázy, ktoré obyčajne súvisia s horotvornými pochodmi. Potom sa dá zistiť prítomnosť ostrovov a prahov, ktoré ako dôležité denudačné oblasti majú veľký vplyv na zloženie sedimentárnych hornín. Konečne na základe štúdia autigénnych (syngenetických a epigenetických) minerálov možno stanoviť hydrochemický režim panvy a postdiagenetické pochody, ktoré sa uplatnili po usadení hornín. Aby výsledky štúdia neboli čisto teoretické, okrem laboratórnych prác má sa venovať veľká pozornosť a čas prácam v teréne; majú sa detailne preskúmať geologické rezy, starostlive zaznačiť textúry a štruktúry hornín, sledovať ich litologické zmeny a faciálne prechody v smere a úklone. Potom treba si dobre ujasniť geologickú stavbu oblasti. Takto vykonané štúdiá dovoľujú ešte v teréne vyznačiť zásadné rysy paleogeografie, ktoré treba doplniť po ukončení laboratórnych prác.

V SSSR najlepšie a najpresnejšie výsledky dosiahli v naftonosných terénoch a karbónskych uhoľných panvách, čo možno vysvetliť snahou sústrediť prieskum na úlohy, ktoré sú dôležité po stránke národohospodárskej.

Ako príklad uvediem mineralogicko-petrografické štúdiá, ktoré v posledných 30 rokoch urobili v doneckej kamenouhoľnej panve. Skúsenosti ukázali, že štúdiá sa majú robiť s ohľadom na určité fázy usadzovania a faciálny vývoj vrstiev. Bola študovaná každá fáza vývoja panvy zvlášť na veľkej plošnej rozlohe, čo dovolilo lepšie preskúmať mineralogicko-petrografické vlastnosti vrstiev a stanoviť rozsah a vzájomný pomer jednotlivých fácií. V doneckej panve bolo celkom stanovené 6 typických fáz sedimentácie, pričom každá fáza má rôzne fácie, ktoré sa objavujú v určitej postupnosti, a to:

1. Morská regresívna povápencová fáza s postupnosťou hornín: vápenec, morský íl, morský piesčitý íl (aleurolit), morský pieskovec.

2. Morská transgresívna predvápencová fáza s postupnosťou hornín: morský pieskovec, morský piesčitý íl, morský íl, vápenec.

3. Preduhoľná regresívna fáza, kde sú zastúpené lagúnne fácie s vrstevným sledom: pieskovec, piesčitý íl, íl, uhoľný sloj.

4. Pouhoľná transgresívna fáza, kde sú zastúpené lagúnne fácie s vrstevným sledom: uhoľný sloj, íl, piesčitý íl, pieskovec.

5. Preddenudačná (regresívna) fáza suchozemských fácií s vrstevným sledom: suchozemské íly a hlina, piesčitý suchozemský íl, pieskovec (piesok) a denudácia.

6. Podenudačná (transgresívna) fáza suchozemských fácií s vrstevným sledom: denudácia, pieskovec (piesok), piesčitý íl a íl.

Pri štúdiu mineralogicko-petrografického zloženia vrstiev sa ukázalo, že komplexy nerastov a ich vlastnosti pre rôzne fázy nie sú rovnaké a preto výsledky štúdia boli s úspechom použité pre riešenie teoretických a praktických úloh stratigrafie a uhoľnej geológie.

V NDR v Rudohorskej kamenouhoľnej panve po neúspešných pokusoch urobiť identifikáciu uhoľných slojov na základe palynologickom H. J. B l ü h e r vykonal makroskopicko-litologické štúdiá, ktoré boli obmedzené len na medzislojové vrstvy. Po vykonaní štúdií a zostavení faciálno-litologických máp medzislojových vrstiev podarilo sa identifikovať jednotlivé sloje v určitých oblastiach kamenouhoľného revíru a zostaviť podrobnú stratigrafiu, ktorá je potrebná pre ďalší prieskum a prevádzku na ložisku. Podrobné mikroskopické štúdiá neboli vykonané.

Pre stratigrafiu treťohôr vykonali mineralogicko-petrografické štúdiá v SSSR hlavne v naftových územiach Azerbajdžanu, Gruzínska, severného Kaukazu a Sachalinu. Jedným z ťažkých problémov v naftových oblastiach Kaukazu bolo stratigrafické členenie majkopského súvrstvia v Euxinsko-kaspickej panve, ktoré bolo po prvý raz stanovené N. A n d r u s o v o m (oligo-miocén). Majkopské súvrstvie reprezentuje jeden neprerušený sedimentárny cyklus v období oligocén—spodný miocén. Skladá sa z jednotvárnych šedohnedých, fialovastých, bridličnatých, miestami piesčitých slieňov a ílov so vzácnou a nevýraznou faunou (najmä ichtyofaunou) a výkvetov jarositu. Preto sa jeho rozdelenie na základe paleontologickom nepodarilo, okrem toho, že na báze bol oddelený viacej piesčitý a lepšie faunisticky a flóristicky charakterizovaný Chadumský obzor, ktorý počítajú k vrchnému oligocénu a v jeho vrchnej časti lokálne vymedzili piesčité vrstvy s faunou burdigalského a helvétskeho rázu (vrstvy sakaraulské a kocachurské v doline rieky Kury a vrstvy olginské a ricovské na severnom Kaukaze).

Na základe mineralogicko-petrografického prieskumu v oblasti Kirovobadu v údolí rieky Kury podarilo sa rozdeliť majkopské súvrstvie na dva oddiely, ktoré majú rôzny charakter sedimentácie.

Veľkú pomoc pri detailných stratigrafických štúdiách poskytuje geofyzika. Moderná geofyzika disponuje celým radom rôznych metód, avšak najväčšie rozšírenie pri riešení stratigrafických otázok má elektrokarotáž a rádiokarotáž vrtov. Tieto metódy sú najviac prepracované a vyvinuté v aplikovanej geológii.

Každá z týchto metód sa môže používať iným spôsobom s ohľadom na geolo-

gické pomery, potrebnú presnosť a charakter vytýčených úloh. Pri vhodne volenom spôsobe geofyzikálneho prieskumu alebo pri kombinácii niekoľkých spôsobov, ktoré sa opierajú o geologickú stavbu terénu a sú koordinované s geologickými dátami, možno docieliť vysokú presnosť stratigrafického rozdelenia vrstiev.

Okrem toho karotáž často poskytuje možnosť identifikácie vrstiev pri neúplnom odbere jadra alebo pri jadrách, ktoré boli odobrané len v určitých odsekoch na rôznych vrtoch. Potom sú určité predpoklady k naviazaniu profilu na typický profil oblasti alebo na úplný profil iných vrtov.

Z uvedeného prehľadu spôsobov použitia a významu rôznych geologických metód pre stratigrafické štúdiá je jasné, že pri zostavení stratigrafie je nevyhnutné použiť súčasne všetky odbory geológie, ktoré sa vzájomne doplňujú a na seba naväzujú, t. j. vykonávať komplexný prieskum. Toto by bolo v súhlase s myšlienkou súvislého a zákonitého vývoja našej zeme a poskytlo by spoľahlivé a pevné podklady pre širšie stratigrafické závery.

Na základe komplexných štúdií možno dosiahnuť lepšiu istotu a detailizáciu pri zostavení miestnych stratigrafických tabuliek pre určité úseky, potom oblastí a panví. Koordináciou výsledkov štúdií vykonaných pre jednotlivé oblasti alebo panvy dospejeme k jednotnej stratigrafii neogénu v celej republike.

Teoretická a praktická cena stratigrafických tabuliek, vypracovaných na základe komplexných štúdií, je závislá od rozsahu a úplnosti štúdií vykonaných jednotlivými vedeckými odbormi.

Aby sme mohli úspešne vykonať koordináciu výsledkov u rôznych oblastí a panví, treba, aby sa prieskum každej oblasti a v každej jeho etape vykonával komplexne a rovnakými metódami. V prípade, že niektorá z použitých metód neposkytne očakávané výsledky, niet ešte dôvodu, aby sme ju celkom eliminovali. Môže sa to stať ako nedokonalým vývojom metódy, tak aj nevhodnými geologickými pomerami určitého úseku pre použitú metódu. Preto všetky metódy sa majú používať a rozvíjať súčasne. Týka sa to ako základného výskumu, tak aj aplikovaného prieskumu.

Pri terajšom stave prieskumu u nás ešte sa nedá spoľahlivo stanoviť jednotná stratigrafia neogénu. Na základe doterajších znalostí možno zostaviť len provizórnu schematickú tabuľku, z ktorej bude vidieť rozpory a nezrovnalosti a ktorá bude podkladom pre ďalší prieskum. Nezrovnalosti sa majú odstrániť metodickou prácou, kde sa uplatnia všetky vedné odbory geológie, najmä v tých oblastiach, kde sa vyskytnú nejasnosti. Potom dospejeme k presnejšej stratigrafii a dostaneme lepší obraz o geologickom vývoji jednotlivých oblastí, čo bude základom pre ďalší prieskum a rozvoj nášho národného hospodárstva.

17. IX. 1956

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

ВСЕВОЛОД ЧЕХОВИЧ

К ВОПРОСУ ОБ УНИФИЦИРОВАННОЙ СТРАТИГРАФИИ НЕОГЕНА

В связи с быстрым развитием геологических исследований третичных отложений возникли противоречия во взглядах на стратиграфическое положение некоторых слоев и появилась необходимость пересмотреть и унифицировать стратиграфию неогена. В СССР в этом направлении уже сделаны первые шаги — А. Эберзин разработал унифицированную стратиграфическую таблицу для Эджсино-Каспийского бассейна и части Восточных Карпат, которая была им предложена на Совещании геологов по третичным отложениям в 1955 году.

У нас составление унифицированной стратиграфической таблицы будет сопряжено с известными трудностями, и потребуется некоторое время, чтобы прийти к определенному и единому взгляду на стратиграфию неогена.

Некоторые затруднения возникнут при приложении еще недостаточно разработанной западноевропейской классификации к отложениям среднеевропейских бассейнов. Необходимо отметить, что характерные ярусы западноевропейской классификации (стратотипы) взяты из разных областей, геологическое развитие которых было неодинаковым, а поэтому при корреляции с нашими отложениями часто встречаются затруднения.

Как в Западной Европе, так и у нас стратиграфические таблицы составлялись первоначально на основании макрофауны, причем значение руководящих ископаемых часто преувеличивалось. Затем недоразумения, ошибки и неясности возникали вследствие того, что определение руководящих форм производилось на экземплярах плохой сохранности. Иногда позднейшие исследования показывали, что те или иные руководящие ископаемые имеют большее вертикальное распространение, чем это предполагалось прежде и вследствие этого теряют свое стратиграфическое значение.

Вообще установление стратиграфии третичных отложений затруднялось тем, что в третичное время вымерли свободноплавающие головоногие, которые являлись очень ценным критерием для корреляции мезозойских отложений и установления их стратиграфии.

Поэтому стратиграфия третичных отложений была разработана главным образом на основании бентонной фауны. Но, как известно, бентонная фауна реагирует скорее на изменения биономических условий, чем на геологический возраст, так что одинаковые или близкие типы встречаются в различных стратиграфических горизонтах.

Разработку стратиграфии третичных отложений облегчает, однако, то обстоятельство, что многие третичные роды и виды живут и ныне. Изучение морфологии современных животных и условий, в которых они живут, позволяет делать некоторые заключения о биономических условиях, в которых жили и развивались подобные ископаемые животные, и на основании этого судить и о геологическом развитии всей области. Очевидно, что экологические исследования — у нас еще недостаточно развиты — могут иметь чрезвычайно важное значение при разработке стратиграфии третичных отложений.

Палеоботанические исследования, которые у нас также недостаточно использованы, ценны для установления стратиграфии неогена, особенно для стратиграфического расчленения пресноводных и континентальных отложений. Если пресноводные и континентальные осадки чередуются с морскими, — что наблюдается в некоторых областях Словакии, — имеется возможность провести корреляцию между зоопалеонтологическими и фитопалеонтологическими данными, особенно если широко использовать результаты палинологических исследований. Интересно отметить, что спектры найденных в прибрежных морских слоях спор и пыльцы позволяют довольно точно сопоставить результаты зоопалеонтологических исследований с фитопалеонтологическими.

Вообще нужно сказать, что палеонтологический метод имеет большие преимущества, и потому им уже давно пользовались при изучении стратиграфии. Его труднее применять в геологических разрезах, которые содержат реликтовые, рекуррентные и переотложенные фауны и флоры или слои без окаменелостей. Палеонтологические исследования затруднены также там, где мало обнажений, и при недостаточном выносе керна из скважины.

Некоторые геологи пытались положить в основу стратиграфии только тектонический критерий. Нельзя, однако, забывать, что тектонические процессы не всегда происходят в одно и то же время в разных областях. Приходится поэтому относиться с крайней осторожностью к попыткам разработать стратиграфию, основываясь исключительно на „орофазах" или мегациклах осадкообразования, которые часто бывают неравномерными, волнообразными или расщепляются на несколько более слабых циклов. Это не значит, что при изучении стратиграфии можно оставлять без внимания тектоническое развитие области. Тектонические движения непосредственно отражаются на физико-географических условиях, влияют на развитие флоры и фауны, обусловливают литологический характер пород. Наличие перерыва, несогласия и других следов тектонической деятельности в геологическом разрезе необходимо учитывать при определении границ между стратиграфическими единицами, но вместе с тем нужно принимать во внимание развитие фауны и флоры, а также изменения литологического характера пород.

Уточнения стратиграфических данных можно достигнуть, применяя минералого-литологический метод. Им пользовались и раньше при всех геологических работах и при корреляции буровых разрезов, но породы исследовались только макроскопически. За последние десятилетия крупные успехи были достигнуты благодаря применению микроскопических и химических методов. Если при исследованиях не ограничиваться изучением аллотигенных минеральных компонентов, но принимать во внимание и аутигенные минералы, можно получить хорошие результаты и восстановить не только условия, при которых отлагались осадки, но и характер постгенетических процессов.

При детальных стратиграфических исследованиях хорошие результаты дает геофизика, в частности кароттаж скважин, который нередко позволяет провести корреляцию пластов даже при недостаточном выносе керна и таким образом увязать геологическую колонку скважины с типичным геологическим разрезом области. Способ производства геофизических работ должен соответствовать геологическим условиям залегания пород.

Из сделанного мной обзора видно, что каждый геологический метод, применяемый при изучении стратиграфии, имеет свои достоинства и свои недостатки. Поэтому при стратиграфических исследованиях следует пользоваться всеми друг друга взаимно дополняющими геологическими дисциплинами. Комплексное изучение отложений, которое охватывает всю совокупность явлений и соответствует нашему представлению о развитии Земли как закономерном процессе, позволяет делать наиболее обоснованные заключения.

17. IX. 1956

Научно-исследовательский геологический институт им. Диониза Штура, Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

VSEVOLOD ČECHOVIČ

ZUR FRAGE EINER EINHEITLICHEN STRATIGRAPHIE DES NEOGENS

Im Zusammenhange mit der schnellen Entwicklung der geologischen Untersuchung der tertiären Sedimente sind in der stratigraphischen Stellung mancher Schichten Widersprüche entstanden und es hat sich die Notwendigkeit der Revision und Vereinheitlichung der Stratigraphie des Neogens gezeigt. In der SSSR wurden schon die ersten Schritte dazu getan und im J. 1955 hat A. Ebersin den Entwurf einer einheitlichen stratigraphischen Tabelle für den euxinischen Kaspischen Becken und einen Teil der Ostkarpathen für die Konferenz über die Tertiärgeologie ausgearbeitet.

Bei der Zusammenstellung einer einheitlichen stratigraphischen Tabelle wird man bei uns

an viele Schwierigkeiten stossen und es wird noch eine gewisse Zeit dauern, bis wir zu einer bestimmten und eindeutigen Ansicht über die Stratigraphie des Neogens gelangen.

Bestimmte Schwierigkeiten werden in der Applikation der westeuropäischen Stratigraphie entstehen, die für unseres Gebiet noch nicht genügend umgearbeitet ist. Ausserdem sind charakteristische Stufen (Stratotypen) oft aus verschiedenen Terrainen ausgerissen, die sich durch eine unterschiedliche geologische Entwicklung auszeichneten.

Stratographische Tabellen wurden sowohl in Westeuropa, als auch bei uns, ursprünglich überwiegend auf Grund der Makrofossilien ausgearbeitet, wobei die Bedeutung der Leitfossilien oft überschätzt wurde. Dann haben sich Meinungsverschiedenheiten und Unklarheiten in der Stratigraphie gezeigt, weil die Bestimmung der Leitfossilien nach schlecht erhaltenen Exemplaren durchgeführt wurde, oder — wie man später feststellte — besassen die Leitfossilien eine grössere vertikale Verbreitung, als man vorausgesetzt hat.

Im allgemeinen war die Feststellung der Stratigraphie des Tertiärs dadurch erschwert, dass im Tertiär die frei schwimmenden Cephalopoden, die für die Stratigraphie des Mesozoikums eine gute Korrelationsbasis bildeten, ausgestorben sind.

Deshalb wurde die Stratigraphie des Tertiärs überwiegend auf Grund der Benthosfauna festgestellt. Es ist aber bekannt, dass die Benthosfauna auf die Änderung der bionomischen Bedingungen mehr, als auf das geologische Alter reagiert und deshalb findet man gleiche oder annähernd gleiche Arten in verschiedenen stratigraphischen Horizonten.

Anderseits erleichtert die Feststellung der Stratigraphie des Tertiärs der Umstand, dass sich die tertiäre Fauna in grosser Menge von Gattungen und Arten bis heute erhalten hat. Deshalb kann man auf Grund des Studiums der Morphologie der rezenten Tiere und Bedingungen ihres Lebens die bionomischen Bedingungen, in welchen sich ähnliche fossile Tiere entwickelten und dann auch die geologische Entwicklung des ganzen Gebietes, beurteilen. Deshalb sind für die Stratigraphie des Tertiärs die ökologischen Studien sehr wichtig.

Paläobotanische Studien, die bei uns noch ungenügend entwickelt sind, haben auch eine Bedeutung für die Stratigraphie des Neogens, besonders für die stratigraphische Aufteilung der limnischen und terrestrischen Schichten. Im Falle, dass sich die limnischen und terrestrischen Schichten mit marinen Schichten abwechseln, wie in manchen Gebieten der Slowakei, bekommen wir die Möglichkeit einer Korrelation und Kontrolle der zoopaläontologischen und phytopaläontologischen Studien. Dazu bemerke ich, dass die Spektren der Sporen und Pollen, die auch in den Küstenschichten gefunden wurden, die Ergebnisse der zoopaläontologischen und phytopaläontologischen Studien zu vergleichen ermöglichen.

Im allgemeinen kann man konstatieren, dass die paläontologische Methode grosse Vorteile besitzt und deshalb bei den stratigraphischen Studien die erste Stelle eingenommen hat. Die Benützung der paläontologischen Methode ist jedoch in den geologischen Profilen, die relikte, rekurrente und verlagerte Faunen, Floren und fossilienlose Schichten enthalten, erschwert. Ausserdem sind die paläontologischen Studien in den bedeckten Terrainen und in den Bohrungsprofilen kleiner Durchmesser, bzw. mit kleinem Ertrag des Bohrkerns, schwer.

Manche Geologen haben sich bemüht als Grundlage der Stratigraphie besonders tektonische Kriterien anzunehmen. Es sind jedoch auch die grundsätzlichen, tektonischen Änderungen in der Entwicklung einzelner Terrains nicht immer gleichzeitig. Deshalb soll man die Bestrebung nach der Ausarbeitung der Stratigraphie ausschliesslich auf Grund der „Orophasen", oder der sedimentären Megazyklen, sehr aufmerksam beurteilen, da sie oft unregelmässig, wellenförmig verlaufen und oft in einige, schwächere Zyklen gespaltet zu sein pflegen. Das bedeutet jedoch nicht, dass man die tektonische Entwicklung bei den stratigraphischen Studien übersehen darf. Die tektonischen Bewegungen haben einen unmittelbaren Einfluss auf die physikalisch-geographischen Bedingungen, beeinflussen die Entwicklung der Flora, Fauna und die lithologische Zusammensetzung der Gesteine. Deshalb ist die Anwesenheit des Hiatus, der Diskordanzen

und anderen Spuren tektonischer Tätigkeit im geologischen Schnitt bei der Feststellung der Grenze zwischen den stratigraphischen Einheiten zu berücksichtigen, wobei man jedoch die Entwicklung der Fauna und Flora, sowie die Veränderungen in der lithologischen Zusammensetzung der Gesteine beobachten soll.

Die Präzision der stratigraphischen Studien kann man durch die Benützung der mineralogisch-petrographischen Methode erreichen. Diese Methode wurde als erste bei der geologischen Arbeit und bei der Korrelation der Bohrungen benützt, aber die Studien führte man nur makroskopisch durch. In den letzten Jahrzehnten hat man unter der Benützung der mikroskopischen und chemischen Methoden grosse Erfolge erreicht. Solche Studien, wo ausser den herbeigebrachten Mineralkomponenten auch die autogenen Minerale studiert werden, bieten gute Ergebnisse und erlauben die Bedingungen der Ablagerung und postdiagenetische Prozesse, die sich nach der Ablagerung der Schichten geltend gemacht haben, festzustellen.

Bei detaillierten stratigraphischen Studien bietet die Geophysik, besonders die Karrotage der Bohrungen gute Ergebnisse. Die Karrotage bietet oft Möglichkeit einer Identifizierung der Schichten bei einer unvollständigen Abnahme des Kernes und ermöglicht das Bohrprofil an ein typisches Profil des Gebietes anzuknüpfen. Dabei soll die Art der geophysikalischen Forschung, die den Bedingungen im Terrain entspricht, zweckmässig gewählt werden.

Aus dieser, durch mich angeführten Übersicht kann man konstatieren, dass eine jede geologische Methode, die bei den stratigraphischen Studien benützt wird, ihre Vor- und Nachteile hat. Deshalb soll man bei den stratigraphischen Studien alle Disziplinen der Geologie, die sich gegenseitig ergänzen, komplex benützen, d. h. eine komplexe Forschung durchführen. Das möchte dem Gedanken einer zusammenhängenden und gesetzmässigen Entwicklung unserer Erde entsprechen und ausführlichere und deshalb auch verlässlichere Unterlagen für die Stratigraphie einzelner Gebiete, sowie für breitere stratigraphische Folgerungen, bieten.

17. IX. 1956

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

JÁN SENEŠ

MOŽNOSTI VÝSKYTU UHOĽNÝCH LOŽÍSK V TERCIÉRI VÝCHODNÉHO SLOVENSKA

(Ruské a nemecké resumé, mapka)

Keď sledujeme dejiny výskumu uhoľných ložísk na území východného Slovenska, vidíme, že kutacie práce sa donedávna robili väčšinou na podradných, prakticky veľmi málo významných ložiskách, a oblasti nádejné, ložiská širšieho rozsahu zostali nedotknuté. Takto, kým celé desiatky rokov sa robili početné pokusy na otváraní bezvýznamných ložísk uhlia vo flyši a v rôznych horizontoch miocénu, zatiaľ o existencii rozsiahlych ložísk lignitových, napr. vo vrchnom sarmate a v panóne nikto nevedel.

Bol to, pochopiteľne, následok nedostatočného poznania geologickej stavby a vývoja terciéru tohto rozsiahleho územia. Kutacie práce boli obmedzené len na niektoré východové oblasti bez geologicky podopretej perspektívy. Bezvýznamnosť donedávna známych terciérnych uhoľných ložísk východného Slovenska bola zapríčinená nielen ich malým a pre dobývanie na palivo nerentabilným rozsahom, ale aj tým, že pre neznalosť geologickej situácie sa nemohlo reálne usudzovať na genézu a úložné pomery, a teda ani na možnosti pokračovania a dobývateľnosti týchto ložísk. Všeobecne záporné mienky o produktivite terciéru na uhlie na východnom Slovensku, najmä za bývalej republiky mohli byť overené alebo vyvrátené len dokonalým spoznaním geologickej stavby tohto územia.

Preto bola pred niekoľkými rokmi uložená našou vládou ako prvoradá hospodársko-politická úloha vykonať podrobný základný geologický výskum terciéru východného Slovenska a stanoviť možnosti a perspektívu praktického využitia uhoľných ložísk a niektorých iných nerastných surovín.

V rámci rozsiahleho geologického výskumu, ktorý sa robil v rokoch 1950—1955, boli stanovené základy stratigrafie, geotektoniky a paleogeografického vývoja územia so zvláštnym zreteľom na podmienky sedimentácie v jednotlivých stupňoch z hľadiska uhľonosnosti. Na základe týchto prác je dnes možné objektívne usudzovať na možnosti výskytu uhoľných a niektorých iných sedimentárnych nerastných ložísk terciéru východného Slovenska a tiež vytýčiť perspektívu ďalšieho výskumu ložísk na tomto území.

Bolo zistené, že paleogeografický vývoj obzvlášť neogénu ukazuje úzky genetický súvis s geotektonikou územia (S e n e š 1956). Táto je charakterizovaná výraznými zlomovými pásmami, ktoré v jednotlivých dobách ohraničovali jed-

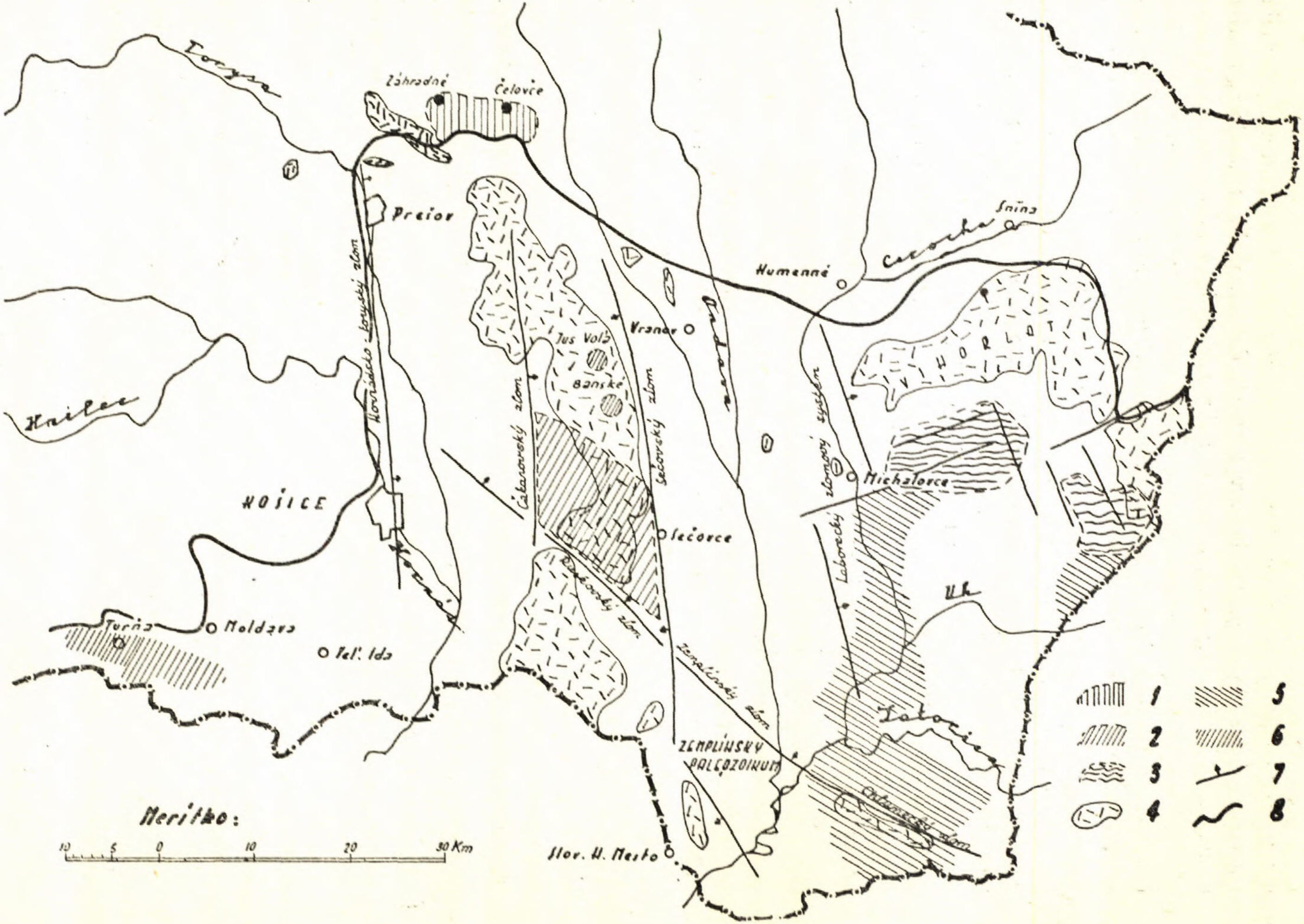
notlivé sedimentačné priestory. Neogénna oblasť východného Slovenska nemala tvárnosť jednotnej panvy, ale bola v rôznych dobách podľa tektonickej stavby územia značne diferencovaná. Samotná sedimentácia bola syntektonická. Vyznačením rozlohy a stanovením faciálneho vývoja jednotlivých sedimentačných priestorov v rôznych dobách bolo možné stanoviť praktický význam napr. uhoľných ložísk v panóne, ich bezvýznamnosť v eocéne a tortóne; možnosť výskytu ložísk hliniek v spodnom miocéne, sarmate a panóne. Ďalej na základe paleogeografických úvah sa zdá pravdepodobným, že spodnomiocénne ložiská soli budú obmedzené len na Prešovskú kotlinu, možnosti menších výskytov mangánovej rudy na západné oblasti centrálnokarpatského paleogénu a výskyty pelosideritov na synvulkanické sedimenty panónskeho veku.

Územie východného Slovenska je okrem paleozoika zemplínskeho ostrova, vysokotatranského a subtatranského pásma mezozoika a vnútorného bradlového pásma tvorené týmito terciérnymi stratigrafickými, resp. tektonickými jednotkami:

1. paleogénny flyš magurského pásma,
2. paleogénny flyš krosnenského pásma,
3. paleogénny flyš centrálnokarpatského pásma,
4. paleogénna alebo akvitánska molasová formácia čelovská,
5. burdigalské až spodnosarmatské usadeniny prevažne morského pôvodu,
6. vrchnosarmatské až pliocénne usadeniny jazerného pôvodu.

Paleogénne flyšové oblasti *magurského, krosnenského* a *centrálnokarpatského pásma* zaberajú temer celú severnú oblasť východného Slovenska a sú pretínané len ojedinelými výskytmi mezozoika vysokotatranského, subtatranského a bradlového pásma. Tieto flyšové súvrstvia v každej tektonickej jednotke, najmä pri vývoji prevažne pieskovcovom, obsahujú početné slojky uhlia a uhoľnej bridle. Východy týchto slojov boli podrobnejšie preskúmané pri obciach Nižná Písaná, Braznica, Kolbovce, Krislovce, Pakostov, Ciglovce, Slovenská Voľová, Gruzovce, Závadka, Čierna n/Topľou, Valentovce, Vyšný Radvaň, Parihuzovce, Čukalovce, Strihovce, Sedlice, Kendice, Radačov a Beňatina (zprávy v archíve Uhoľného prieskumu, n. p. Turč. Teplice).

Na všetkých uvedených ako aj iných početných lokalitách sú to väčšinou len 1—2 cm, najviac 10 cm tenké prúžiky čierneho a lesklého uhlia obvykle veľmi dobrej kvality. Vyskytujú sa väčšinou v silne sľudnatých ľahko rozpadavých pieskovcoch. Uhlie je všade alochtónneho pôvodu a vzniklo z preplavených zvyškov suchozemských ako aj morských rastlín v morskom prostredí pri flyšovej diastrofickej sedimentácii. Dobrá kvalita uhlia, a to až 5500 cal, je zapríčinená pravdepodobne diagenetickými pochodmi, ktorým bolo vystavené flyšové súvrstvie počnúc od eocénu. Tieto tenké slojky uhlia vo flyšových vrstvách sú uložené šošovkovite a rýchle sa vykliňujú. Ich alochtónny pôvod ako aj vznik v morskom prostredí pri flyšovej sedimentácii aj teoreticky ukazuje na to, že výskyty z hľadiska praktického pre dobývanie ako palivo nemajú význam. Toto teoretické


Torysa
Záhradné
Čelovce
Prešov
Hnilec
KOŠICE
Hornád
Turňa
Moldava
Vel'. Ida
Banské
Vranov
Sečovský zlom
Ondava
Sečovce
Humenné
Snina
Cirocha
VIHORLAT
Michalovce
Laborecký zlomový systém
Uh
Latorica
Zemplínsky zlom
ZEMPLÍNSKY PALEOZOIKUM
Slov. N. Mesto
Meritko:
10 5 0 10 20 30 Km
1
2
3
4
5
6
7
8

negatívum potvrdzujú početné podrobne preskúmané výskyty vo flyšových vrstvách nielen na východnom Slovensku, ale aj v iných oblastiach Slovenska.

Molasová formácia čelovská paleogénneho alebo akvitánskeho veku bola zistená len na severnom okraji spodnomiocénnej Prešovskej kotliny v úzkom pruhu v oblasti obcí Záhradné, Lada, Nemcovce a južne od Čeloviec (L e š k o 1956). Vrstvy ležia na centrálnokarpatskom paleogéne, pravdepodobne diskordantne a v bazálnych polohách obsahujú uhoľné sloje. Samo čelovské súvrstvie nám predstavuje erozívny zvyšok zachovaný v synklinálnom pásme paleogénu južne od vnútorného bradlového pásma. Smer uloženia formácie je približne severozápadno-juhovýchodný, pričom vrstvy tak na severnom ako pravdepodobne aj na južnom krídle synklinály sú oderodované. Južný okraj sedimentov je na veľa miestach nejasný, pretože je zakrytý mladými neogénnymi vulkanitmi, alebo sedimenty sú tektonicky obmedzené oproti flyšu alebo spodnému miocénu. Z celkovej tektonickej stavby územia sa však zdá, že priame pokračovanie čelovskej formácie smerom južným pod miocénne sedimenty je obmedzené južným krídlom spomenutej flyšovej synklinály. O tom, či formácia sa nachádza aj južnejšie pod neogénom Prešovsko-košickej kotliny v podobe nejakých erozívnych zvyškov mohli by nám dať odpoveď len hlbinné vrty po dosiahnutí podložia miocénu.

Vek tejto formácie je aj napriek rôznym úvahám a pokusom o jeho stanovenie aj naďalej neistý. Makrofauny zo Záhradného a Čeloviec sú natoľko zle zachované, že sa na základe doteraz vyzbieraného materiálu nedajú spoľahlive určiť. Ich asociácia pripomína na vzhľad podobnosť s vrchnooligocénnymi a akvitánskymi cyrénovými faunami južného Slovenska a alpskej molasy. Mikrofauna bola vyhodnotená z niekoľkých povrchových odkryvov, ležiacich pri hradskej do Bardejova a podľa nej mohli by sme predpokladať chattský vek súvrstvia. Vo faune vedľa miocénnych elementov prevládajú planktonické globigerínové zložky oligocénneho typu ako aj vysoko kónické exempláre druhu *Cibicides pseudoungerianus* (H a n z l í k o v á 1955). No nemôžeme vylučovať ani to, že ide o pseudoasociáciu vytvorenú preplavením z prípadných oligocénnych horizontov centrálnokarpatského paleogénu. Stanovenie veku formácie bude mať prvoradú dôležitosť aj pri vyriešení vekovej otázky a paleogeografie flyša. Oligocén alebo

---

Uhľonosné oblasti v neogéne východného Slovenska

Zostavil dr. Ján S e n e š 1956

1. Možné rozšírenie hnedouhoľných slojov v čelovskej molassovej formácii.
2. Rozšírenie lignitonosných panónskych usadenín v Prešovsko-tokajskom pohorí.
3. Rozšírenie zistených lignitových ložísk podvihorlatskej oblasti.
4. Neovulkanické oblasti východného Slovenska.
5. Možné rozšírenie panónskych lignitových ložísk v Potiskej nížine.
6. Možné rozšírenie panónskych lignitových ložísk v Turnianskej kotline.
7. Zlomové pásma.
8. Severná a západná hranica neogénnych usadenín východného Slovenska.

aspoň rupelský vek niektorých najvyšších partií karpatského flyša je viac-menej bezpečne preukázaný. Pritom je pravdepodobné, že bola komunikácia aj medzi intrakarpatským oligocénom a karpatským flyšovým morom (Seneš 1953). Vzhľadom na celkom odlišný litofaciálny vývoj čelovskej formácie od flyša je pravdepodobné, že táto formácia v pásme centrálnokarpatského flyša nebude predstavovať rupel. Aj od burdigalu vyskytujúceho sa v blízkosti majú čelovské vrstvy zásadne odlišný charakter. Preto možno uvažovať najskôr o chattskom alebo akvitánskom veku formácie. Možno si predstaviť, že intrakarpatská depresia mala v chatte zálivové rameno, ktoré zasahovalo až do oblasti severne od Prešova. Na takýto vek formácie nasvedčuje mikrofauna. No petrografický vývoj spolu s uhľonosným horizontom na báze súvrstvia pripomína akvitánske uhľonosné vrstvy panvy Valea Jiului (Zsil) a ostatných akvitánskych výskytov uhlia vo vnútornom okraji Karpát a v alpských oblastiach (najmä Krapina—Radoboj—Golubovice). V tom prípade čelovská formácia by bola vekovým ekvivalentom juhoslovenských uhoľných východov pri Neninciach a Opatovej Novej Vsi. Odpoveď na túto spornú otázku môže dať iba seriózne spracovanie makrofauny.

Čelovské vrstvy sú väčšinou tvrdé, modrošedé alebo hnedé, silne piesčité sliene a íly s polohami pieskovcovými a zlepencovými. V spodných polohách súvrstvia je asi 30—50 m mocný horizont s uhoľnými slojmi. Toto bazálne súvrstvie je z pieskovcov, piesčitých slieňov a ílov. Ak usudzujeme zo strmého úklonu súvrstvia, môže byť toto súvrstvie až vyše 500 m mocné. Východy uhlia na báze súvrstvia sú známe na severnom okraji synklinály pri Záhradnom a južne od Čeloviec. V týchto oblastiach sú vrstvy uklonené 30—70° prevažne k juhu. Dávnejšie boli pokusy na otváranie a ťažbu týchto východových oblastí pri Záhradnom, ako aj pri Čelovciach. Práce boli zanechané pre ťažkosti pri sledovaní slojov upadajúcich strmo do hĺbky. Tieto malé banské diela sú už dnes zavalené a zatopené vodou. V starších posudkoch sa spomína pri Čelovciach až 5 slojov o mocnosti od 0,3 do 1,8 m, neskoršie 3 sloje o mocnosti 0,35 až 1,0 m (Čechovič 1936). Dnes možno odkryť na povrchu východy troch slojov o mocnosti 0,3, 0,4 a 0,5 m. Pravda, nie je vylúčené, že v ich podloží je aj hrubší sloj, ktorý možno bol otvorený dnes už zavalenou štôlňou.

Makroskopicky má uhlie z lokalít Čelovce a Záhradné hnedočiernu farbu a matný vzhľad. Vo východoch je zvetrané a rozpadá sa na vrstvičky, zriedkavo má lastúrnatý lom. Vzorky z oboch lokalít možno hodnotiť ako hemixylity. Prevláda hemivitrinitická zložka, zastúpená xylovitrinitom a fylovitrinitom v pomere 1:2. Z ingredientov sú zastúpené primárne uložené resinity. Percentuálny pomer súčastí a ingredientov je takýto: xylovitrinit 60 %, fylovitrinit 30 %, resinity 2 %, ílová substancia 8 % (Koblihová 1955). Chemická analýza vzorky z najmocnejšej polohy uhlia na lokalite Čelovce ukazuje výhrevnosť 2309 cal pri obsahu vody 18,39 % a vysokého obsahu popola 40,26 %.

Uhlie má autochtónny a paralický pôvod. Preto môžeme predpokladať pomerne

konštantný vývoj slojov aj na vzdialenosť niekoľkých kilometrov. Avšak vzhľadom na obmedzené rozšírenie čelovskej formácie v ose paleogénnej synklinály a najmä vzhľadom na komplikovanú vrásovú a pravdepodobne aj zlomovú tektoniku v tejto oblasti, zatiaľ — bez orientačného vŕtania — je ťažko možné hodnotiť ložisko ako prakticky významné. Aj kvalita uhlia vzhľadom na vysoký obsah popola (aspoň vo východovej časti) je pomerne slabá. Podľa našich dnešných znalostí môžeme len teoreticky pripustiť prítomnosť produktívneho horizontu v bazálnych častiach formácie na území o rozlohe asi 10 km^2. No súdiac podľa analógie z oblasti Valea Jiului, Trifail, Krapina—Radoboj atď. nemožno vylúčiť zhrubnutie slojov ani smerom do panvy, ani zlepšenie kvality uhlia. No aj ak sú sloje hrubšie a vyvinuté na širšej ploche a svojimi vlastnosťami budú vhodné pre používanie ako palivo alebo v chemickom priemysle, podľa našich dnešných znalostí stavby územia predpokladáme, že podmienky dobývania sú tektonicky veľmi sťažené. V každom prípade však bude nutné v budúcnosti prešetriť otázku prítomnosti a uloženia slojov orientačnými vrtmi uprostred synklinály ako aj po okrajoch medzi Záhradným a Čelovcami.

V miocéne od burdigalu po spodný sarmat (incl.) diala sa sedimentácia na území východného Slovenska v morskom prostredí. V severných oblastiach územia, zhruba severne od vnútorného bradlového pásma, bola v tom čase denudácia. Aj denudačné obdobie panovalo pravdepodobne na celom území medzi helvétom a tortónom, a medzi tortónom a sarmatom (Seneš — Švagrovský 1957). Výskyty uhlia vo vrstvách *burdigalských* a *helvétskych* neboli zistené ani vo východoch ani vo vrtbách. Pobrežné hruboklastické a jemnejšie sedimenty burdigalu a helvétu obsahujú len zriedka rastlinné zvyšky a začiatok helvétskej transgresie v oblasti flyšového pobrežia nevytvoril paralické panvy podobné spodnohelvétskym ložiskám uhlia na južnom Slovensku. Paleogeografická zmena zapríčinená regresiou burdigalského a postupnou transgresiou helvétskeho mora je v pobrežných oblastiach východného Slovenska pravdepodobne dokumentovaná vznikom soľných ložísk.

Sedimenty *tortónskeho* mora sa usadzovali za rozličných fyzikálnych a chemických podmienok. Vytvorili sa počas tortónu, následkom aktívnej tektonickej činnosti územia, kedy tortónske zálivy na východnom Slovensku boli silne diferencované na hlbšie a plytšie pásma. Subsidencia jednotlivých pásiem bola tiež od seba odlišná. Obzvlášť vo vyšších polohách tortónu v strednej oblasti územia bola sedimentácia najmä z brakickej a sladkej vody prevažne v laminárnej hĺbke. Ako dokazujú výsledky hlbinného vrtu pri obci Soľ, okres Vranov, v sedimentoch brakického pôvodu z laminárneho pásma sa usadzoval aj rastlinný materiál, ktorý dnes tvorí až 0,5 m hrubé šošovky uhlia (Seneš 1955). Uhlie má autochtónny pôvod, prevažne z morských rastlín laminárneho pásma. Je pozoruhodné, že slojky boli zatiaľ pozorované len v brakických a nikdy nie v sladkovodných polohách vrchnotortónskych usadenín. Poukazuje to pravdepodobne

na okolnosť, že striedavá mikrocyklická sedimentácia vo vrchnom tortóne v strednej oblasti územia odohrávala sa ďaleko od skutočného pobrežia zálivu, že opakujúce sa vysladenie nebolo zapríčinené výrazným izolovaním niektorých častí zálivu od otvoreného mora pri pobreží, ale skôr silnejšími periodickými prítokmi sladkej vody vo veľmi rozsiahlych a nie príliš plytkých lagunách, kde vegetácia okrem vodných rastlín nebola. Niektoré pásma východoslovenského vrchnotortónskeho zálivu boli teda typickými paralickými oblasťami, v ktorých však pre neustálu silnú subsidenciu a preto aj pre nedostatok terrestrického rastlinného materiálu neboli podmienky pre vznik uhoľných slojov. Autochtónne slojky uhlia v brakických horizontoch nemajú pre svoju malú rozlohu a hrúbku praktický význam pre dobývanie paliva.

Aj v brakických sedimentoch *spodného* a *stredného sarmatu* sa našli väčšie východy uhoľných slojov. Ojedinele sa nájdu šošovky čierneho uhoľného ílu v tufitických polohách spodného a v íloch stredného sarmatu s brakickou faunou (Seneš 1955).

Zásadné zmeny nastali v sedimentačných pomeroch východného Slovenska vo *vrchnom sarmate* a *panóne*. Musíme pritom zdôrazniť, že na väčšine miest medzi sarmatom a panónom nebolo prerušenie sedimentácie, ale v subsidenčných oblastiach jazerné sedimenty vrchného sarmatu a panónu sa postupne vyvíjali z brakického spodného a miestami stredného sarmatu. Vo vrchnom sarmate nastalo úplné vysladenie ešte brakického a miestami lokálne transgredujúceho stredného sarmatu. V panóne potom následkom dlhotrvajúcej, ale pomalej subsidencie poklesla temer celá južná časť východného Slovenska a bola zakrytá jazerami. Najmä oblasti východne od laboreckého zlomového systému, potom územie medzi čakanovským, ruskovským a sečovským zlomom a oblasť turnianskej kotliny ukazuje na dlhú subsidenciu, pričom mocnosť jazerných usadenín dosahuje podľa výsledkov doterajších vrtov až 700 m. Celá táto sedimentácia bola počnúc už od spodného sarmatu sprevádzaná intenzívnou vulkanickou činnosťou. Produktami sopiek boli známe andezity a pyroklastikum Vihorlatu, Popričného a Prešovsko-tokajského pohoria. Sedimentácia bola synvulkanická a v usadeninách už od spodného sarmatu vidíme horizonty tufové, tufitové ako aj prúdy andezitové, ktoré sa vkliňujú do jazerných sedimentov najmä v blízkosti neovulkanických pohorí východného Slovenska (Seneš — Švagrovský 1957).

Sladkovodné usadeniny vrchného sarmatu a panónu obsahujú početné lignitové sloje. Spôsob ich uloženia svedčí o tom, že sedimentácia bola syntektonická a samo klesanie pulzatívne, rázu intermitentného. Pohyby dna neboli jednotné v celej klesajúcej oblasti, ale boli diferencované v jednotlivých, zlomami ohraničených oblastiach. Preto rýchlosť a ráz sedimentácie boli v jednotlivých úsekoch rôzne. Ku vzniku vegetácie potrebnej na vytvorenie lignitových slojov došlo v určitých oblastiach vtedy, keď klesanie dna plytkého jazera nebolo rýchlejšie než možnosť jeho zarastania rastlinstvom. Takéto pomery sedimentácie sa mohli viac razy

opakovať a v tom prípade došlo k vytvoreniu viac slojov nad sebou (Seneš 1956). Pretože rytmus tejto intermitentnej subsidencie bol v každej zlomami ohraničenej kryhe iný, aj počet a hrúbka ako aj absolútny vek uhoľných slojov v jednotlivých kryhách a oblastiach je rozličný. Sloje sú teda pôvodu limnického a autochtónneho. Pre nedostatok paleontologického materiálu je obťažné stanoviť presný vek a identifikáciu slojových obzorov, najmä v panvách od seba izolovaných. Vznikli v uvedených jazerách počnúc od vrchného sarmatu — miestami pravdepodobne až po najvyšší panón — vždy v čase najmenšej subsidencie. Lignitové sloje boli vrtmi zistené vo všetkých troch oblastiach východného Slovenska, vyplnených panónskymi sedimentami, t. j. vo východnej časti Potiskej nížiny na východ od laboreckého zlomového systému, v oblasti Prešovsko-tokajského pohoria v poklesnutej oblasti medzi zlomovým systémom čakanovským, ruskovským, sečovským a aj v Turnianskej kotline.

Východná časť Potiskej nížiny predstavuje markantnú subsidenčnú oblasť vo vyššom sarmate a panóne. Je ohraničená zo severu od centrálnokarpatského paleogénu zlomami severoseverozápadného a severovýchodného smeru, zo západu od pestrého tortónu a spodného sarmatu systémom laboreckých zlomov a od juhu pravdepodobne zlomami severozápadnými, ktoré tvoria pokračovanie ruskovského a zemplínskeho zlomu. Poklesnutie tohto sedimentačného priestoru nastalo pozdĺž zlomov pravdepodobne postupne už od tortónu. Široké okrajové partie depresie poklesli len v sarmate a panóne.

V dobre preskúmanej *podvihorlatskej oblasti* tejto nížiny vidíme, že klesanie nastalo len v strednom sarmate, ktorého sedimenty spolu so sladkovodným vrchným sarmatom a panónom ležia bezprostredne na centrálnokarpatskom flyši, na mezozoiku subtatrika alebo na spodnosarmatských andezitoch. Spodný sarmat v brakickom vývoji tejto severnej časti nížiny zatiaľ nebol zistený. Íly a tufity stredného sarmatu ležia bezprostredne na spodnosarmatských, čiastočne autometamorfovaných pyroxén-amfibol-andezitoch. V ich nadloží alebo priamo na flyši alebo mezozoiku leží vrchný sarmat, silne tufitický s pozvoľným prechodom do panónskych a tufitických ílov s niekoľkými lignitovými slojmi. Do vyšších polôh panónu sa vkliňujú smerom od severu postupne sa stenčujúce pyroxén-andezitové prúdy. V prirodzených odkryvoch vychádzajú sloje na povrch len na dvoch miestach. Jeden východ je pri Vyšnom Nemeckom, druhý, kde lignity sú pravdepodobne mladšie, severne od Tarnavy. Rozšírenie slojov bolo zistené na celom území medzi Michalovcami a štátnou hranicou ČSR—SSSR. Počet a hrúbka lignitových slojov je menlivá. V celom doteraz preskúmanom území Podvihorlatska bolo vrtmi zistené značné množstvo geologických i priemyselných zásob lignitu. Priemerná výhrevnosť lignitu je 2400 cal pri 33 % obsahu H_2O a 23 % obsahu popola. Na uhľonosné súvrstvie sú ďalej charakteristické slojky a šošovky pelosideritov, ktoré vznikli pravdepodobne tiež v jazernom prostredí v súvislosti so synvulkanickými minerálnymi prameňmi.

Podobné pomery sedimentácie predpokladáme aj v *južnej časti Potiskej nížiny*, a to hlavne v okrajových oblastiach depresie. Vo východnom pokračovaní ruskovsko-zemplínskeho zlomu sú v okolí Kráľovského Chlmca známe andezity. Ich vyliatie bolo iste viazané na pohyby tohto veľkého zlomu severozápadného smeru. I keď zatiaľ vrtmi dokázané nie je, je veľmi pravdepodobné, že územie severne od tohto zlomu postupne pokleslo a vytvorilo v sarmate a panóne podobné sedimentačné podmienky ako na severnom okraji Potiskej nížiny v podvihorlatskej oblasti. Z paleogeografického hľadiska ako aj hľadiska uhľonosnosti tohto južného okraja depresie je dôležité vedieť vek prvých pohybov poklesu. Zemplínska časť tohto veľkého zlomu bola určite aktívna už v tortóne. Ruskovská časť zlomu vykazuje veľkú aktivitu vo vrchnom sarmate a panóne, no jej pohyby v tortóne tiež nie sú vylúčené. Možno teda predpokladať, že chlmecká časť zlomového pásma bola tiež aktívna už od počiatku tortónu. Preto je pravdepodobné, že severne od zlomu bude počnúc tortónom kompletný sled vrstiev. (V podvihorlatskej časti depresie vrchný sarmat leží na mezozoiku a paleogéne.) Južne od zlomu možno však predpokladať, že jazerné sladkovodné sedimenty vrchného sarmatu a panónu ležia priamo na starších útvaroch, prípadne na pokračovaní zemplínskeho paleozoika.

Stredná časť panónskej depresie Potiskej nížiny poklesla určite už v tortóne. Cez túto oblasť východného Slovenska malo byť totiž nutné spojenie medzi tortónom Košicko-prešovskej kotliny a Zakarpatskej Ukrajiny (Seneš, Švagrovský 1957).

Keďže jazerá mohli zarastať vegetáciou len pri malom klesaní, bola možnosť výskytu uhoľných slojov vo vrchnosarmatských a panónskych jazerných sedimentoch Potiskej nížiny priamo závislá od rýchlosti subsidencie. Podľa terajšieho stavu výskumov môžeme túto rýchlosť teoreticky vypočítať len podľa mocnosti sedimentov. Ako sme videli, celá Potiská nížina je rozseknutá systémami zlomov, pričom pulzatívne klesanie každej zlomami ohraničenej jednotky bolo odlišné. Aj na základe poznatkov z podvihorlatskej oblasti vidíme, že mocnosť jazerných usadenín sa zväčšuje južným smerom do stredu panvy. Preto môžeme predpokladať, že najrýchlejšia subsidencia v Potiskej nížine bola v strede, prípadne v južných častiach panvy tam, kde nachádzame hlboké kryhy. Predpokladajúc konštantný rýchlostný charakter klesania jednotlivých krýh od tortónu až po vrchný panón, môžeme teoreticky stanoviť, že rýchle klesajúce kryhy sú hlboké a pomaly klesajúce sú plytké. Intermitentná subsidencia je možná pri obidvoch druhoch klesaní, no pre vznik uhoľných slojov boli iste výhodnejšie podmienky v oblastiach, kde prebiehalo permanentné pomalé klesanie. V takýchto kryhách boli v podvihorlatskej oblasti na mnohých miestach objavené dobývateľné lignitové sloje. Niektoré kryhy obsahujú len jednu, ale až 30 metrov mocnú polohu, iné zase až 16 tenších lignitových polôh, odvisle od pomerov sedimentácie pri pulzatívnom klesaní.

Kryhy s tendenciou pomalého klesania, teda s možnosťou obsahu lignitových ložísk, môžeme predpokladať hlavne v okrajových častiach depresie. Je nádej objaviť ešte pomerne plytko ležiace a mocnejšie lignitové sloje v podvihorlatskej oblasti, a to v jej južnom a juhozápadnom pokračovaní, ďalej v južnej okrajovej časti depresie severne i južne od chlmeckého zlomového pásma. Menej pravdepodobná, avšak nie vylúčená je prítomnosť týchto produktívnych krýh aj v strednej a západnej časti panónskej depresie Potiskej nížiny.

Jazerné sedimenty vrchného sarmatu a panónu v *Prešovsko-tokajskom pohorí* ukazujú uhľonosnosť dvojakého charakteru. Sú tam vyvinuté jednak lignitové sloje vzniknuté z rozsiahleho jazera pri intermitentnej subsidencii, jednak lignitové sloje, ktoré vznikli asi až vo vrchnom panóne v malých uzavretých kotlinách uprostred andezitového pohoria. Oba typy sú ložiská limnického pôvodu, no kým v rozsiahlom jazere vznikol lignit z autochtónneho materiálu, zatiaľ v malých kotlinách pohoria ložiská sa skladajú vedľa autochtónneho hlavne zo splaveného rastlinného materiálu. Doteraz zistené sloje sú všade malej hrúbky a malého plošného rozšírenia.

Rozsiahlejšia subsidenčná oblasť sa utvorila vo vrchnom sarmate na mieste strednej časti dnešného pohoria medzi Herľanmi, Ruskovom, Slancom a Sečovcami a bola omedzená výraznými zlomovými líniami. Od juhu bol tento sedimentačný priestor ohraničený brehom, ktorý sa postupne utváral pozdĺž ruskovského zlomu, na východe pozdĺž zlomu sečovského a na západe čakanovského. Severné ohraničenie subsidenčného priestoru nie je presne stanovené a leží pod andezitovými výlevmi. Táto zlomami ohraničená časť klesala vo vrchnom sarmate a najmä v panóne intenzívnejšie než okolité oblasti. Sedimentačný priestor bol ďalej diferencovaný menšími zlomami a pri jeho klesaní sa uplatnila podobná pulzácia ako v podvihorlatskej oblasti. Podložie jazerných sedimentov priamo zistené nebolo, no na okrajoch za čakanovským a sečovským zlomom vychádza na povrch brakický spodný sarmat. Stredný sarmat v brakickom vývoji zatiaľ bezpečne preukázaný nebol, možno, že v niektorých kryhách predstavuje už sedimenty sladkovodné. Sopečná činnosť andezitová je v sarmatských brakických a sladkovodných usadeninách zastúpená prevažne tufmi a tufitmi, v panónskych usadeninách horizontmi brekciovými, ako aj prúdmi tmavých pyroxén-andezitov, ktoré sa vkliňujú do sladkovodných ílovitých sedimentov. Okrem vulkanického materiálu sú usadeniny z ílov, piesčitých ílov a slieňov, v druhom rade z pieskov a sladkovodných vápencov. Vo vrchnosarmatskom súvrství sú konštantnejšie horizonty bentonitov, ojedinele sa nájdu aj šošovky pelosideritu. Lignitové sloje sú prevažne v panónskych íloch a sú zistené jednak v početných východoch, jednak v niekoľkých vrtoch. Súčasne so sedimentáciou panónskeho sladkovodného súvrstvia nastali pozdĺž zlomov, najmä severojužného smeru, uprostred depresie výlevy pyroxén-andezitov. Preto lávové prúdy andezitov zasahovali do jazier, a ako dokazujú výsledky orientačného vrtu Klačany 1, striedajú sa s polohami

panónskych ílov jazerného pôvodu. Východy lignitov boli v tomto súvrství zistené všade na okrajoch depresie na oboch stranách drahovského andezitového pohoria (Čechovič 1939, Švagrovský 1953). Lignitové východy sú tenké, zriedkavo dosahujú mocnosť 0,50 m. Boli preskúmané na týchto miestach: Žírovce, Čakanovce, Niž. Kamenica, Klečenov, Ruskov, Nové Mesto pri Slanci, Slančík, Zemplín. Kríž, Ternávka, Drahov a Bačkov (zprávy v archíve Uhoľného prieskumu, n. p., Turč. Teplice). Lignit je často zemitý, veľmi malej výhrevnosti, medzi 1200 a 2500 cal s veľkým obsahom vody a popola, sloje sa rýchlo vykliňujú a ako to ukazujú orientačné vrty na východnej a západnej strane pohoria, majú nepravidelné šošovkovité uloženie a nedajú sa paralelizovať. Orientačné vrty na východnej strane pohoria v okolí Drahova a Bačkova ukazujú 1,00 a 1,50 m mocné polohy lignitu, na západnej strane pohoria pri Kamenici, Čakanovciach, Borde a Klečenove najviac 1,70 m mocnosť. Vývoj panónskeho súvrstvia a lignitových ložísk je na obidvoch stranách pohoria podobný. Priama súvislosť slojov je však málo pravdepodobná jednak pre šošovkovité uloženie, jednak preto, že v strednej časti depresie prebieha línia erupcií, ktorá svojimi prívodnými kanálmi a svojou vyvýšenou morfológiou už od sarmatu mohla rozdeliť toto jazero na viac-menej samostatnú východnú a západnú oblasť.

Ako dokazujú východy uhlia a výsledky vrtov, boli najmä v panóne v tomto sedimentačnom priestore priaznivé podmienky pre vznik lignitových ložísk. No zarastanie vegetáciou a pohyby dna pri sedimentácii boli veľmi nejednotné, následkom čoho vznikli málo konštantné slojové horizonty so silno šošovkovitým uložením. Nijako nie je vylúčené, že v tejto oblasti o rozlohe asi 250 km^2 v niektorých oblastiach sa nájdu aj hrubšie a konštantnejšie sloje lignitu, prípadne lignitu lepšej kvality pod andezitovými výlevmi pohoria. Preskúmanie týchto možností by vyžadovalo veľmi podrobný vrtný prieskum, náklady ktorého by dnes iste neboli úmerné vzhľadom na predpokladané malé zásoby a zlú kvalitu lignitu, ak počítame s jeho využitím ako zdroja energie.

Druhý typ lignitových ložísk v Prešovsko-tokajskom pohorí vznikol v uzavretých panvičkách. Tieto panvy majú pomerne malé plošné rozšírenie a utvorili sa v panóne po ukončení hlavných výlevných andezitových fáz. V týchto malých kotlinách, ktoré sa vytvorili medzi andezitovými kopami a prúdmi, zhromaždil sa jednak splavený tufitický materiál, jednak materiál rastlinný a utvorili sa aj jazerá. Jazerné sedimenty sú väčšinou z ílov, v ktorých sú často lignitové sloje z materiálu tak autochtónneho ako aj splaveného. V Prešovsko-tokajskom pohorí sú nám zatiaľ známe dve takéto uhľonosné kotliny. Jedna je pri obci Banské, druhá juhozápadne od obce Juskova Voľa. V obidvoch vidíme erozívne zvyšky bývalých jazerných sedimentov. Nie je vylúčené, že uprostred pohoria sú aj ďalšie malé sedimentami vyplnené kotliny, zakryté a zachované najmladšími andezitovými prúdmi. V Banskej kotline ako aj pri Juskovej Voli bolo lignitové ložisko preskúmané vrtmi. V obidvoch panvičkách sa ukázalo nepravidelné uloženie

a malá rozloha slojov (Čechovič 1951, Seneš 1956). V Banskej kotline bola vrtmi zistená najväčšia mocnosť sotva 50 cm, v panve pri Juskovej Voli v jednom vrte až 5 m mocný sloj, pravda, len na veľmi obmedzenom priestore. Vzorky uhlia z oblasti Banského ukazujú priemerne 24 % H_2O, 17 % popola a výhrevnosť okolo 2800 až 3000 cal. Makroskopicky je to uhlie lignitické, hnedočiernej farby, matné a môže byť charakterizované ako xylitický hemidetrit. Podľa toho usudzujeme, že uhlie vzniklo v oblasti subakvatických a akvatických porastov. Mikroskopicky vidno fylovitrinitické súčasti. Drevité zložky sú len slabo preuhoľnené. V petrografickom zložení uhlie ukazuje detritickú základnú hmotu (40 %) a fylovitrinit (30 %). Z ingredientov je vo väčšom množstve zastúpený kutinit (15 %). Nerastná prímes je zastúpená FeS s ílovitými súčasťami (Koblihová 1955). Chemický rozbor uhlia z Juskovej Vole ukazuje priemerne 32 % H_2O, 17 % popola a výhrevnosti 2600 cal. Lignitové slojky v oblasti Banského nemajú praktický význam, v oblasti Juskovej Vole by sa mohli ťažiť v rámci miestneho hospodárstva. Keďže ide o malé panvičky s nepravidelne uloženými slojkami, nie je pravdepodobné, že by sa ďalším výskumom zistili podstatne väčšie zásoby.

Tretia oblasť na východnom Slovensku, kde sú vyvinuté mocné vrstvy sladkovodného panónu, je *Turnianska kotlina*. Leží juhozápadne od Košíc, má východozápadný smer a morfologicky je výrazná. Od západu a severu je ohraničená jednak mezozoikom Slovenského krasu, jednak kryštalinikom a vápencami južných výbežkov Rudohoria. Od juhu je kotlina ohraničená mezozoikom rudabanského vývoja. Smerom na východ je kotlina otvorená a morfologicky prechádza do južnej časti Košickej kotliny. Po stránke geologickej je obmedzenie kotliny na každej strane pravdepodobne zlomové. Od miocénnej výplne Košickej kotliny je ohraničené zlomovým systémom hornádskym, nie je však vylúčené, že do východných častí kotliny ešte zasahuje hlbší a stredný miocén. V sedimentoch kotliny prevládajú íly a piesčité íly, ktoré sa usadili väčšinou pravdepodobne priamo na mezozoický a kryštalinický podklad. V blízkosti mezozoika vo výplni panvy sú známe mocné horizonty sladkovodných vápencov. Charakter a presný vek sedimentov je zistený len orientačne ojedinelými vrtmi. Plytké vrty vo východnej časti kotliny navŕtali väčšinou len plastické íly a piesky s niekoľkými tenkými prúžikmi lignitu. Vrty v oblasti Drienoviec vo vzdialenosti asi 1 km od okraja vápencového masívu vŕtali až do hĺbky 550 m v panóne, a to v íloch, slienitých íloch a najmä v sladkovodných vápencoch. Aj v týchto vrtoch boli zistené len stopy lignitu. Poznamenávam, že z literatúry známe ložiská uhlia pri obci Drienovce (predtým Šomodi) sú staršie a nemajú nič spoločné s panónskymi lignitmi. Ich vek je zatiaľ sporný, praktický význam pravdepodobne nemajú. Ako vidíme, doterajšie ojedinelé vrty vo východnej časti kotliny v okolí Drienoviec nepriniesli z hľadiska uhľonosnosti panónu nijaké výsledky. Tým zaujímavejšie sú vrty urobené na maďarskej časti kotliny niekoľko kilometrov od štátnych hraníc pri

obciach Komjáty a Bódvaszilas. Tu v panónskych íloch a pieskoch ležiacich priamo na gabre a triasovom vápenci navŕtali lignitové sloje, niektoré o mocnosti až 10 a 17 m. Táto oblasť tvorí južný výbežok Turnianskej kotliny, kde hrúbka panónskych usadenín bola zistená najviac 200 m. Je isté, že pri vzniku kotliny boli silne diferencované synsedimentárne zlomové pohyby. Je tiež možné, ako to ukazujú doterajšie vrty, že aj v tejto kotline budú plytké kryhy produktívne (ako napr. na maďarskej strane) a kryhy hlboké neproduktívne (ako napr. v okolí Drienoviec). Výsledky vrtov na maďarskej strane nás oprávňujú urobiť plytký orientačný výskum hlavne v južných a západných okrajových partiách kotliny a predpokladať prítomnosť prípadne aj rozsiahlejších lignitových ložísk.

Zhrnúc tieto poznatky vidíme, že niektoré obzory terciéru východného Slovenska sú uhľonosné. V dobe sedimentácie čelovskej formácie v chatte alebo v akvitáne a v dobe najväčšej jazernej periódy v panóne boli vhodné podmienky pre vznik uhoľných a lignitových ložísk.

Uhoľné sloje v čelovskej formácii majú paralický a autochtónny pôvod, lignitové sloje v panóne majú limnický a autochtónny pôvod. V ostatných obzoroch terciéru nemôžeme očakávať uhoľné alebo lignitové sloje, ktoré by mali ako zdroj energie praktický význam.

Paralické hnedouhoľné sloje čelovskej formácie ukazujú svojou geologickou pozíciou veľkú podobnosť so známymi ložiskami hnedého uhlia pri Valea Jiului a Krapina—Radoboj. Aj mocnosti slojov v starších banských dielach na okrajoch panvy nás oprávňujú k vykonaniu orientačného výskumu, pričom môžeme predpokladať, že sloje smerom do prostriedku panvy môžu byť hrubšie a pokojnejšie uložené ako na okrajoch.

Praktický význam limnických slojov v panóne je dokázaný v Podvihorlatskej panve, ktorá bola objavená v rámci uvedeného sústavného výskumu východného Slovenska v posledných rokoch. Na základe paleogeografických a tektogenetických úvah ako aj ojedinelých orientačných vrtov je oprávnený predpoklad výskytu podobných lignitových ložísk v juhozápadnom pokračovaní Podvihorlatskej panvy ako aj na južných okrajoch Potiskej nížiny v oblasti chlmeckého zlomového pásma a tiež v juhozápadnej a západnej časti Turnianskej kotliny.

Uvedené hodnotenie ukazuje na možnosti rozšírenia a výskytu takých uhoľných ložísk, ktoré by prišli do úvahy pre ťažbu ako palivové základne. Je však nevyhnutné preskúmať všetky výskyty uhlia, medzislojové pásma a hlušiny aj na obsah vzácnych kovov a minerálov, na ich rádioaktivitu a iné vlastnosti pre prípadné využitie aj v chemickom priemysle.

2. X. 1956

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

Čechovič V., 1936: Výskyt uhlia pri obci Čelovce. Rukopisná zpráva, archív Uhoľného prieskumu, Turč. Teplice.

Čechovič V., 1939: Zpráva o výskytoch uhlia pri obci Nové Mesto pri Slanci, okr. Sečovce. Rukopisná zpráva, archív Uhoľného prieskumu, Turč. Teplice.

Čechovič V., 1951: Predbežná zpráva o výskyte uhlia pri obci Juskova Voľa, okr. Vranov. Rukopisná zpráva, archív Uhoľného prieskumu, Turč. Teplice.

Gašparík J., 1956: Stratigrafické pomery neogénu na úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geolog. sborník VII, 1—2, Bratislava.

Hanzlíková E., 1955: Mikrobiostratigrafické zhodnocení některých vzorků z východního Slovenska. Rukopisná zpráva, archív Uhoľného prieskumu, Turč. Teplice.

Koblihová Z., 1955: Uhoľno-petrografické analýzy z niektorých lokalít východného Slovenska. Rukopisná zpráva, archív Uhoľného prieskumu, Turč. Teplice.

Lešku B., 1956: Podrobné geologické mapovanie severnej časti Košickej kotliny na liste Prešov 4366/4. Rukopisná zpráva, archív GÚDŠ, Bratislava.

Polášek S., Slávik J., 1956: Poznámky ku geologickej stavbe Podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geolog. práce, Zprávy 10, Bratislava.

Seneš J., 1953: Úvahy o niektorých problémoch terciéru Slovenska. Geolog. sborník IV, 3—4, Bratislava.

Seneš J., 1955: Výkyvy salinity pri sedimentácii vrchného tortónu východného Slovenska. Geolog. sborník VI, 3—4, Bratislava.

Seneš J., 1955: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. Geologické práce, Zprávy 4, Bratislava.

Seneš J., 1956: Poznámky ku geotektonickému a paleogeografickému vývoju neogénu východného Slovenska. Geolog. práce, Zprávy 7, Bratislava.

Seneš J., 1956: O produktivite uhoľnej panvičky pri obci Banské, okr. Vranov. Geolog. práce, Zprávy 7, Bratislava.

Seneš J., 1956: Nové názory na vek a vývoj Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Geolog. práce. Zprávy 6, Bratislava.

Seneš J., 1956: K otázke vzniku uhoľných a pelosideritových slojí v Podvihorlatskej panve. Geolog. sborník VII, 3—4, Bratislava.

Seneš J. — Švagrovský J., 1957: Neogén východného Slovenska. Geolog. práce, Zošit 46, Bratislava.

Švagrovský J., 1953: Sladkovodný neogén na úpätí vulkanického masívu Drahov. Geolog. sborník IV, Bratislava.

Švagrovský J., 1956: Náčrt geologických pomerov úpätí masívov Hradova a Köszál na východnom Slovensku. Geolog. sborník VII, 1—2, Bratislava.

ЯН СЕНЕШ

О ВОЗМОЖНОСТИ НАХОЖДЕНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЯ В ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

Благодаря производившемуся в последние годы систематическому геологическому исследованию, опирающемуся на данные глубокого разведочного бурения, был пролит свет на палеогеографическое и геотектоническое развитие Восточной Словакии в неогеновое время (Сенеш 1956, Сенеш — Швагровский 1956). Результаты изысканий позволили выяснить некоторые вопросы, относящиеся к месторождениям угля и лигнита, которые имеют практическое значение. Усло-

вия, благоприятные для образования более или менее значительных залежей угля и лигнита, существовали в хатте или аквитане, когда откладывалась человецкая формация, а также в панноне, когда озера имели самое широкое распространение в Восточной Словакии. Прослойки угля в палеогеновом флише являются аллохтонными и практического значения не имеют. Встречающиеся местами в солоноватоводном тортоне прослойки угля образовались из морских растений в ламинариевой (сублиторальной) зоне.

По своему геологическому положению паралические слои бурого угля человецкой формации очень похожи на известные месторождения Валеа Юиулуи и Крапина—Радобой. Хотя у нас эта угленосная формация обнаружена лишь на небольшом участке к северо-востоку от г. Прешов, мощность пластов угля и общий характер залегания слоев таковы, что не исключена возможность существования более значительной залежи.

Практическое значение имеют и паннонские угли озерного происхождения, о чем ясно свидетельствует недавно открытый при систематическом исследовании Восточной Словакии Подвигорлатский угольный бассейн. Рассмотрение данных, относящихся к палеогеографии и тектогенезу, а также результатов, полученных при разведочном бурении для отдельных скважин, приводит к заключению, что залежи лигнита могут находиться в юго-западном продолжении Подвигорлатского бассейна, близ южного края Потисской низменности в области хлумецкой зоны дислокаций, а также в юго-западной и западной частях Турчианской котловины.

2. X. 1956

Научно-исследовательский геологический институт им. Диониза Штура, Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

JÁN SENEŠ

MÖGLICHKEITEN VON KOHLENLAGERSTÄTTENVORKOMMEN IM OSTSLOWAKISCHEN TERTIÄR

In den letzten Jahren wurde durch systematische geologische Untersuchung mittels Tiefbohrungen die Paläogeographie und geotektonische Entwicklung hauptsächlich des ostslowakischen Neogens gelöst (Seneš 1956, Seneš — Švagrovský 1957). Die erreichten Ergebnisse der Untersuchungen haben ermöglicht die Frage der praktischen Bedeutung von Kohlen- und Lignitlagerstätten dieses Gebietes zu lösen. Günstige Bedingungen für die Entstehung von Kohlen- und Lignitlagerstätten grösserer Ausdehnung herrschten im Chatt, oder Aquitan, während der Sedimentation der Čelovecer Formation und auch im Pannon, der grössten Binnenseeperiode der Ostslowakei. Die Kohlenflözchen im paläogenen Flysch sind allochthon und haben keine praktische Bedeutung. Die Kohlenflözchen im brackischen Torton, die aus den Meerespflanzen in der laminaren Zone entstanden sind, haben gleichfalls nur lokalen Charakter.

Die paralischen Braunkohlenflöze der Čelovecer Formation weisen durch ihre geologische Position eine grosse Ähnlichkeit mit den bekannten Braunkohlenlagerstätten bei Valea Jiului und Krapina—Radoboj aus. Obzwar die Formation nur auf einem kleinen Gebiete nordöstlich von Prešov vorkommt, schliesst die Mächtigkeit der Flöze und die ganze Schichtenablagerung die mögliche Anwesenheit einer bedeutungsvolleren Lagerstätte nicht aus.

Die praktische Bedeutung der limnischen Lignitflöze im Pannon wurde im Becken unter dem Vihorlat nachgewiesen, das im Rahmen der erwähnten systematischen Untersuchung der Ostslowakei in den letzten Jahren entdeckt wurde. Auf Grund der paläogeographischen und tektonischen Erwägungen, sowie auch der vereinzelten orientierenden Bohrungen kann man mit Berechti-

gung Vorkommen von Lignitlagerstätten in der südwestlichen Fortsetzung des Beckens unter dem Vihorlat, sowie an den südlichen Rändern der Tisa-Tiefebene im Gebiete der Chlumecer Bruchzone und auch im südwestlichen und westlichen Teil des Turňaer Beckens voraussetzen.

2. X. 1956

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

JÁN SLÁVIK — STANISLAV POLÁŠEK

POZNÁMKY KU GEOLOGICKEJ STAVBE PODVIHORLATSKEJ UHOĽNEJ PANVY, OBLASŤ HNOJNÉ

(Ruské a nemecké resumé)

Úvod

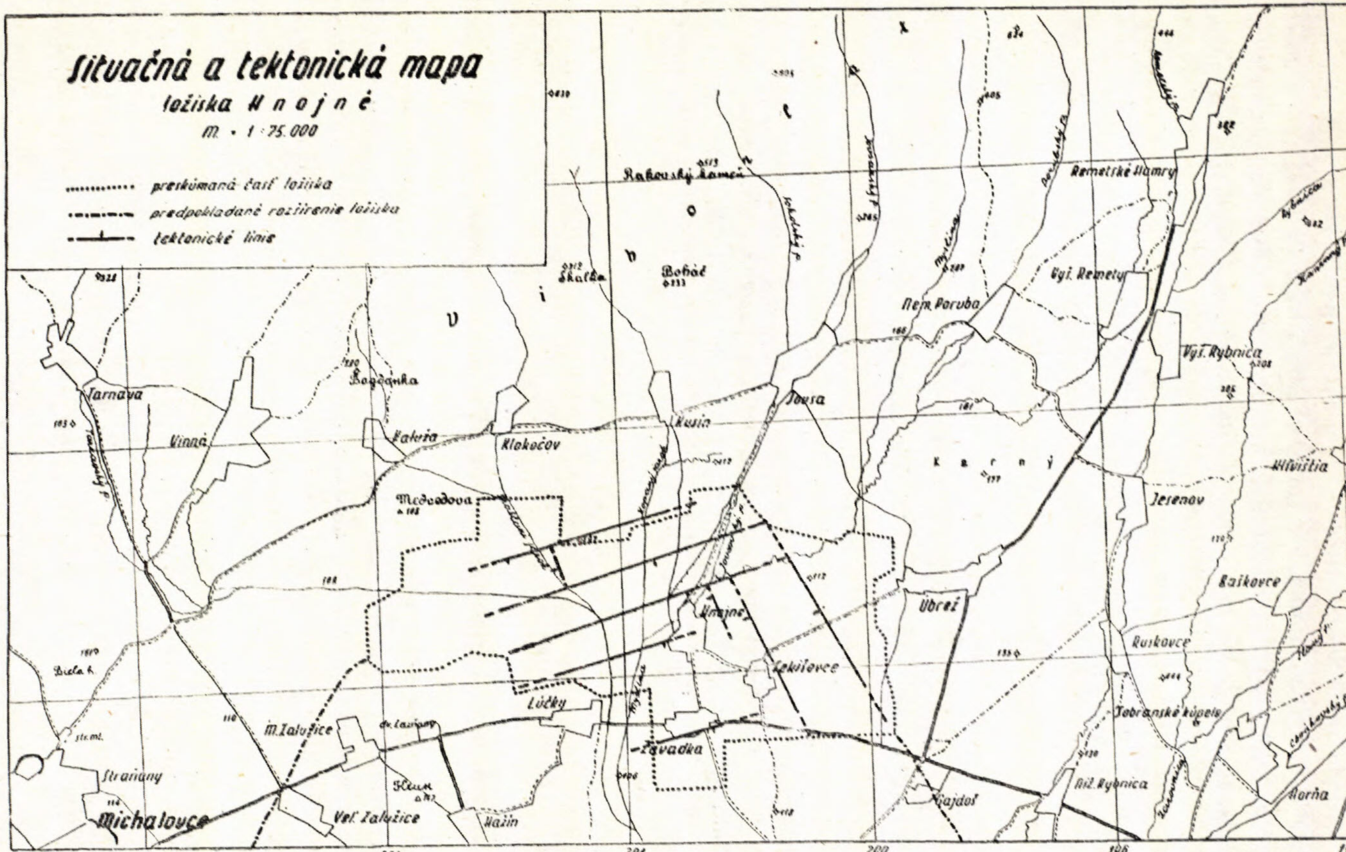
Podvihorlatská uhoľná panva leží južne od vulkanického pohoria Vihorlat a Popričný. Doteraz vykonané geologické prieskumné práce zistili v panve dve ložiská: menšie východné ložisko v oblasti obce Sejkov—Vyšné Nemecké, a väčšie západné ložisko v oblasti obce Hnojné. Nie je vylúčené, že tieto ložiská sú spojené v území ležiacom južne od doteraz preskúmanej oblasti. Ich pôvod je rovnaký, vznik pravdepodobne súčasný a litologické zloženie hornín produktívneho súvrstvia je takisto rovnaké. Ložiská sa líšia len charakterom podložia a do určitej miery tektonickým vývojom. V tomto článku budeme sa zaoberať iba ložiskom v oblasti obce Hnojné.

Názov ložiska Hnojné nevystihuje správne jeho situáciu, keďže sa rozprestiera v katastrálnom území väčšieho počtu obcí a Hnojné nie je ich geografickým centrom. Vhodnejší by bol názov Podvihorlatská uhoľná panva — západné ložisko.

Jedinou publikovanou prácou o ložisku je práca J. Seneša (1956), v ktorej vyslovuje názor na genézu ložiska v závislosti od paleogeografického vývoja východného Slovenska. V našej práci, ktorá je prvou širšou prácou o ložisku v oblasti Hnojné, uvedieme aj niektoré všeobecné údaje na základe dnešného rozsahu prieskumných prác.

Ložisko sa rozprestiera v katastrálnom území obcí Malé a Veľké Zálužice, Lúčky, Závadka, Hnojné, Fekišovce a zasahuje do chotárov obcí Klokočov, Jovsa, Kusín a Kaluža. Je to najsevernejšia časť Potiskej nížiny, ktorá siaha k južnému úpätiu vulkanického pohoria Vihorlat. Južná hranica ložiska nie je zatiaľ známa, pretože ložisko upadá smerom na juh do väčších hĺbok a prieskumné práce v tomto smere neboli ešte dostatočne vykonané.

Povrch terénu nad ložiskom je rovina o priemernej nadmorskej výške 110 m.


Situačná a tektonická mapa
ložiska Hnojné
M. 1:75.000
preskúmaná časť ložiska
predpokladané rozšírenie ložiska
tektonické línie
Rakouský kameň
Škalka
Boháč
Nem. Poruba
Vyš. Remety
Remetské Hamry
Vyš. Rybnica
Tarnava
Vinná
Bogdanka
Kaluža
Klokočov
Kusín
Jovsa
Medvedova
Hnojné
Lekárovce
Úbrež
Jesenov
Raikovce
Ruskovce
Sobranské kúpele
Lúčky
Závadka
M. Zalužice
Vel. Zalužice
Stražany
Michalovce
Hažin
Hajdoš
Niž. Rybnica
Horňa
212
208
204
200
196
192
1,236

Z roviny vyčnieva mierna vyvýšenina Hrunov východne od obce Veľké Zálužice, ktorá je pretiahnutá v smere východ—západ a má výškovú kótu 146,6 m. Na severe je rovina obmedzená svahom vulkanického pohoria Vihorlat, ktorého najvyšší bod dosahuje výšku 1074 m. Severná hranica ložiska prebieha práve po úpätí morfologického stupňa, ktorým prechádza rovina Potiskej nížiny do strmých svahov Vihorlatu. Hydrologická sieť je ovplyvnená práve týmito morfologickými faktormi. Z Vihorlatu stekajú malé vodné toky (asi 500 až 1000 l/min.), ktoré v samom pohorí majú veľkú rýchlosť. Na rovine ju ihneď strácajú, pretože na prechode vulkanického pohoria do roviny je spádová krivka týchto potokov náhle vyrovnaná. Spád terénu na rovine je veľmi mierny a vodná sieť je neustálená. V dôsledku toho sú niektoré časti územia v jarných a jesenných mesiacoch zatopené.

GEOLOGICKÁ STAVBA LOŽISKA

A. Stratigrafia

1. Mezozoikum

Najstarším útvarom, ktorý sa na stavbe ložiska zúčastňuje, je mezozoikum. Mezozoikum pravdepodobne tvorí časť podložia panvy. Morfologicky patrí k ponorenému hrebeňu subtatrika, ktorý je juhovýchodným pokračovaním Krivošťanského pohoria. Je však tektonicky poklesnutý. Hrebeň je budovaný rôznorodými vápencami.

2. Kaenozoikum

a) *Paleogén*

Je zastúpený centrálnokarpatským flyšom, ktorý tvorí vlastné podložie neogénnej panvy. Jeho styk s mezozoikom je pravdepodobne väčšinou tektonický. Petrografické zloženie tejto tektonickej jednotky je pestré. Z priľahlého územia na severnej strane Vihorlatu opísal Lešku (1954) v centrálnokarpatskom flyši organogénne vápence, súľovské zlepence a typicky flyšové bridličnato-pieskovcové súvrstvie. Bridlice majú rôzne sivé odtiene. Pieskovce sú drobnozrnné so slienito-vápenatým tmelom. Vek súvrstvia je eocénny.

b) *Neogén*

Miocén. Spodný miocén sa na stavbe ložiska nezúčastňuje. V podloží michalovského ryolitu na severozápadnom okraji panvy bolo navŕtané pelitické súvrstvie, z ktorého nám dr. Jendrejáková láskavo urobila mikropaleontologickú analýzu. Vo vrchných horizontoch sa nachádzajú iba chudobné asociácie s charakteristickou

formou *Globigerina scitula* Brady; s hĺbkou sa asociácie obohacujú a sú prítomné: Bulimino-uvigerinová asociácia a pod ňou asociácia buliminová. Tieto asociácie hovoria o tortónskom veku súvrstvia.

Orientačný makropaleontologický i mikropaleontologický výskum vrtného materiálu vnáša nové svetlo do stratigrafie produktívneho súvrstvia. Podľa ústneho oznámenia dr. Seneša, v spodných častiach produktívneho súvrstvia nachádzame sarmatskú kardiovú faunu a dr. Jendrejáková určila elfídio-nóniovú asociáciu mikrofauny, čo dovoľuje urobiť uzáver, že spodná časť produktívneho súvrstvia patrí do sarmatu.

Pliocén. Najväčšia časť produktívneho súvrstvia patrí panónu. Panónsky vek uhľonosného súvrstvia predpokladal Seneš (1956) na základe analógie so situáciou v Prešovsko-tokajskom pohorí. Aj na území Zakarpatskej Ukrajiny stratigrafický vývoj je analogický. Bol pozorovaný postupný prechod z brakického sarmatu do sladkovodného panónu. Kamanin a Ivanova (1954) uvádzajú sladkovodnú faunu (*Melanopsis, Unio, Planorbis, Neritina, Helicidae*), ktorá dovoľuje predpokladať pontský vek produktívneho súvrstvia. V geologickej zprávе k výpočtu zásob užhorodského ložiska je uvádzaná fauna: *Planorbis* cf. *cordatus* Sand., *Paludina* cf. *effusa* Tr., *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Planorbis pseudoammonis* Schl., *Planorbis* cf. *zerticilus* Brus., *Nematura planoricalis* Sand., *Melania escheri* Brand., *Planorbis cornu* Brand., na základe ktorej autori výpočtu zaraďujú ložisko do pontu.

Po petrografickej stránke produktívne súvrstvie je tvorené prevažne pelitickými sedimentmi, sopečnými popolovinami a tufitmi.

Íly sú šedej, zelenkastej až čiernej farby. Rozpad ílov je miestami nepravidelný, takže niektoré polohy pripomínajú tégly. Slienité íly majú však šlírovitý doštičkovitý rozpad so šupinkami muskovitu na vrstevných plochách. Na vrstevných plochách nachádzame dosť často i zuhoľnatenú flóru. Slienitosť ílov značne kolíše. V niektorých polohách nachádzame veľmi dobre zachovanú faunu. Avšak makropaleontologické zhodnotenie nebolo zatiaľ vykonané.

Piesky sú tvorené obyčajne flyšovým materiálom často s veľkým podielom vulkanickej prímesi a prechádzajú do slabo stmelených pieskovcov.

Tufity predstavujú zmiešanú vulkanogénno-sedimentárnu fáciu s veľmi variabilným zastupovaním popolovinovej a sedimentárnej zložky.

Sopečné popoloviny sú vertikálne veľmi premenlivé, čo sa týka makroskopického vzhľadu aj zrnitosti. V súvrství sa dajú, pravda, dosť konvencionálne, rozoznať štyri väčšie komplexy vulkanických popolovín. Ich presná identifikácia sa zatiaľ neurobila. Tento problém bude vyžadovať veľmi detailnú petrografickú analýzu popolovinových horizontov, keďže pri bežnej petrografickej analýze sa ich nepodarilo rozčleniť. Je to zrejme dôsledok stereotypného charakteru andezitov Vihorlatu (Slávik 1956), takže ich rozlíšenie je obťažné. V pyroklastiku sa tieto ťažkosti pre veľké množstvo sekundárnych vplyvov ešte viac prehlbujú.

Andezity. Do produktívneho súvrstvia zasahujú lávové prúdy tmavých pyroxenických andezitov. V jednom prípade v spodnej časti produktívneho súvrstvia bol navŕtaný i svetlý andezit latitického typu. Okrem toho v produktívnom súvrství objavujú sa lavice limnokvarcitov a pelosideritov. Pelosiderity, ktoré tvoria pretiahnuté šošovky malej mocnosti s kolísavým obsahom $FeCO_3$. Seneš (1955) predpokladá, že vznikli vyzrážaním z dlhodobých termálnych ferrohydrokarbonátových roztokov v jazernom prostredí. No dôkazy, ktoré ho viedli k tomu predpokladu, neuvádza.

Uholné sloje sú tvorené hnedým uhlím v prvej fáze preuholnenia (petrografické typy: hemixylity, hemidetrity a xylitické hemidetrity). Na niektorých miestach sa prejavuje druhá fáza preuholnenia (xylity, detrity páskované). Lignitové sloje sa objavujú v celom produktívnom súvrství. V centrálnej časti preskúmaného územia sa počet slojov pohybuje okolo 10 až 15. Smerom k okraju ložiska počet slojov klesá. Iba menšia časť slojov dosahuje dobývateľnú mocnosť. Jednotlivé sloje, najmä vo vyšších polohách produktívneho súvrstvia, majú tvar pretiahnutých šošoviek.

3. Kvartér

Nad uhľonosným súvrstvím ležia kvartérne aluviálne vrstvy. Sú tvorené ílmi, pieskami a štrkmi. Materiál pieskov a štrkov je takmer úplne vulkanický. Štrky zasahujú na územie ložiska zo severovýchodu, kde vytvárajú rozľahlý náplav. Je to pravdepodobne dejekčný kužeľ potoka Podhorodská voda. V geologických profiloch možno pozorovať náznaky šikmého uloženia. V oblasti Blát sa lokálne vyskytuje aj rašelina. V západnej časti ložiska sa vyskytujú niekoľkometrové polohy spraše. Mocnosť celého kvartéru je niekoľko desiatok metrov.

B. Paleogeografické pomery na ložisku

Oblasť ložiska bola od konca paleogénu súšou a atmosferílie vymodelovali na území ložiska členitý reliéf, z ktorého výrazne vyčnieval mezozoický hrebeň. Pravdepodobne začiatkom sarmatu začala na území ložiska subsidencia, ktorá podmienila transgresiu karpatskej vodnej panvy na sever. Brakická vodná panva sa počas sarmatu postupne vysladzovala, takže v panóne už nachádzame iba sladkovodnú faunu. Pravdepodobne začiatkom kvartéru bola panva na území ložiska vyplnená a hladina sa stiahla. Germanotypné tektonické pohyby vyvolali už v sarmate intenzívnu vulkanickú činnosť pozdĺž severných okrajových zlomov. Erupcie produkovali veľké množstvo pyroklastika, ktoré buduje značnú časť produktívneho súvrstvia. Vulkanická činnosť pokračovala aj v panóne. Nie je ešte bezpečne stanovené, či vulkanicita začala skôr alebo neskôr, než vodná hladina dosiahla územie ložiska. Bazálne polohy pyroklastika síce obsahujú úlomky ováľaného kremeňa, ale tento môže pochádzať aj z flyšového podložia sopiek. Je

však isté, že v čase posledných erupcií tejto vulkanickej etapy existovala už na území vodná hladina, pretože vrchné polohy pyroklastika už obsahujú uhoľné slojky. Hranica vodnej panvy bola ovplyvnená predovšetkým tektonickým vývojom územia. V jednotlivých časových intervaloch boli hranice panvy približne tektonické.

C. Tektonika ložiska

Tektonický vývoj ložiska je charakterizovaný silnou vrchnomiocénnou a pliocénnou germanotypnou tektonikou subsidenčného charakteru. Tektonika v oblasti ložiska je iba súčasťou regionálnej tektoniky, ktorá postihla začiatkom pliocénu vnútorný okraj karpatskej sústavy. Tektonické línie prebiehajúce ložiskom majú dva základné smery (pozri tektonickú mapu). Tieto smery odpovedajú smerom veľkých zlomov, pozdĺž ktorých sa vyliali na povrch vulkanické hrebene Vihorlatu a Popričného. Sú to teda smery SSZ—JJV a ZJZ—VSV. Sklon poklesov vihorlatského smeru je k JJV, sklon poklesov paralelných s Popričným k ZJZ. Postupnosť poklesávania jednotlivých krýh zatiaľ nebolo možné presne stanoviť. Zdá sa však, že poklesy vznikali postupne od juhu k severu, pričom vzájomný pomer týchto zlomových systémov nie je celkom jasný. Keďže tieto tektonické línie patria k tektonickej sústave, ktorá dala vznik Vihorlatu a Popričnému a pretože vznik obidvoch týchto pohorí je súčasný, možno usudzovať, že aj oba systémy tektonických línií sú rovnakého veku. Aktivita týchto zlomov sa dátuje od konca miocénu dodnes. Generálny subsidenčný charakter zlomov je daný subsidenciou celej karpatskej panvy. Avšak druhoradé pohyby, ktoré ovplyvňovali rytmickú sedimentáciu na ložisku Hnojné, majú nepochybne spojitosť aj s intenzívnou vulkanicitou vo Vihorlate a Popričnom. Že subsidenčné pohyby Podvihorlatskej panvy nie sú ešte celkom konsolidované, dokazujú niektoré morfologicko-hydrografické skutočnosti. V časti panvy medzi obcami Vinné a Kaluža južne od menšieho andezitového chrbta Medveďovej, medzi rovinou Potiskej nížiny a týmto hrebeňom, nie sú vyvinuté úpätné sutiny a hliny. Spádová čiara je na ich prechode ostro zalomená. Keďže reliéf hrebeňa je výrazný, ak by tu neboli klesavé pohyby, nebolo by dôvodu, prečo by sa nemala úpätná sutina vytvoriť. Ďalším dôkazom poklesových pohybov v tejto oblasti je neustálená vodná sieť. Vodné toky stekajúce z vulkanického hrebeňa Vihorlatu pri tak veľkých výškových rozdieloch (výškový rozdiel medzi hlavným vihorlatským hrebeňom a úrovňou severného okraja Potiskej nížiny je asi 700 m) museli by vytvoriť rozsiahle náplavy a pri vyrovnaní svojej spádovej krivky stabilnú vodnú sieť. Vodná sieť je však neustálená a v jarných a jesenných mesiacoch pri väčších prítokoch sa tu vytvárajú dokonca jazerá. V dôsledku toho môžeme uvažovať, že riečny prínos materiálu je malý, maximálne sa rovná subsidencii tohto územia. Aj prítomnosť lokálnych výskytov rašeliny v tomto území nasvedčuje na poklesové pohyby.

D. Genéza uhoľných slojov

Vznik súvrství s opakujúcim sa rovnakým litologickým charakterom jednotlivých vrstiev sa dnes vysvetľuje teóriami rytmickej sedimentácie. Tieto teórie sú aplikované predovšetkým na súvrstvia uhľonosné, ako na najzrejmejších predstaviteľov rytmickej sedimentácie. Základným článkom týchto teórií je potom otázka príčin vzniku rytmickej sedimentácie a teda aj vznik samého uhľonosného súvrstvia spolu so vznikom uhoľných slojov. Pri vysvetľovaní genézy uhoľného ložiska je teda nevyhnutné predovšetkým vysvetliť príčiny vzniku rytmickej sedimentácie v danej sedimentačnej panve a na základe toho potom aj celú genézu daného ložiska.

Príčiny vzniku rytmickej sedimentácie možno rozdeliť na dve základné skupiny a tieto potom ďalej na niekoľko podskupín (H a v l e n a 1955). Stručne tu podáme prehľad týchto jednotlivých skupín. (Podrobnejšie sú rozobrané v uvedenej literatúre.)

Prvú základnú skupinu tvoria teórie s tektonickými príčinami rytmickej sedimentácie, teda teórie, ktoré predpokladajú závislosť rytmickej sedimentácie od pohybov zemskej kôry. Podľa charakteru týchto pohybov je možné podrobnejšie rozdelenie.

Patria sem predovšetkým teórie, ktoré považujú za príčiny rytmickej sedimentácie pohyby zemskej kôry, ktoré sú striedave pozitívneho a negatívneho charakteru, pričom postihujú ako dno sedimentačnej oblasti, tak i pevninu v jej okolí. Pravidelnosť týchto pohybov sa prejavuje len v tom, že sa strieda negatívny pohyb s pozitívnym, zatiaľ čo amplitúda trvania a regionálny rozsah jednotlivých pohybov môže byť rôzny. Počas týchto jednotlivých pohybov prebieha plynule pomalý a rozsiahly pohyb negatívneho charakteru. Pri negatívnom pohybe vznikajú transgresívne morské sedimenty. To platí aj pre panvy sladkovodné. Pri pozitívnom pohybe dno sedimentačnej panvy stúpa a dochádza k jeho vynoreniu. Počas vhodných batymetrických podmienok sa rozrastajú pobrežné pralesy a to hlavne v období, keď stúpanie dna je vystriedané klesaním. Rastlinný kryt sa udržuje ešte tak dlho, kým je rýchlosť negatívneho pohybu rovnaká ako rýchlosť rastu a dokiaľ nezačne ingresia vodnej panvy.

Do tektonickej skupiny patrí ďalej teória predpokladajúca, že pohyb je len jednosmerný, a to negatívneho charakteru. Tento pohyb je plynulý, avšak rýchlosť klesania je nerovnomerná, pričom k úplnému vynoreniu nedochádza. Ch. B a r r o i s, pôvodca tejto teórie, nazval ju intermitentnou subsidenciou (1927). Priebeh intermitentnej subsidencie môžeme rozdeliť na tri obdobia:

a) Sedimentačná panva vyplnená až tesne k hladine vody zarastala vegetáciou, ktorá sa na plytčiny a časti vynorené z vody šírila z pevniny. I v tejto dobe sa uplatňoval pomalý negatívny pohyb dna, avšak jeho rýchlosť bola len taká, že mohla byť kompenzovaná dorastajúcou flórou.

b) V určitom období dno sedimentačnej panvy rýchle pokleslo. Veľkosť poklesu bola závislá od príčin, ktoré spôsobili vznik náhleho negatívneho pohybu dna a je pre rôzne oblasti i pre rôzne miesta tejže sedimentačnej panvy, rovnako i pre jednotlivé poklesy pri opakovaní poklesov, rôzna. (P r u v o s t, 1923: Veľkosť poklesu je menlivá ako v čase, tak aj v priestore.) Pri rýchlom poklese bola celá oblasť zaplavená morom (prípadne vodou nemorského charakteru), ktoré zaplavilo tu rastúci fytogénny materiál, z ktorého vznikli uhoľné sloje.

c) Po rýchlom poklese klesala sedimentačná panva opäť pomaly. Zníženie dna sedimentačnej panvy znamenalo zníženie eróznej bázy tokov, ústiacich do novovzniknutej panvy. Toky prinášali horninotvorný materiál, ktorý sa v danej vodnej panve usadzoval. Rýchlosť sedimentácie však bola väčšia ako negatívny pohyb dna sedimentačnej panvy a tak nastalo nové vyplnenie panvy sedimentmi a tým nové opakovanie prvého obdobia.

Za príčinu nerovnomerného pohybu sa považuje izostatické vyrovnávanie oblastí sedimentácie a oblastí denudácie.

Do skupiny tektonických teórií patrí ďalej teória, predpokladajúca, že pohyby zemskej kôry vyvolávajú rytmickú sedimentáciu nepriamym spôsobom. Patrí sem teória migrácie riečnych tokov, vysvetľujúca predovšetkým vznik šošovkovitého uloženia uhoľných slojov, teória turbiditných prúdov a frakciovanej sedimentácie, pokiaľ sú vyvolávané pohybmi zemskej kôry, a potom teória, predpokladajúca, že vznik rytmickej sedimentácie je podstatne ovplyvnený rozšírením rastlinného krytu.

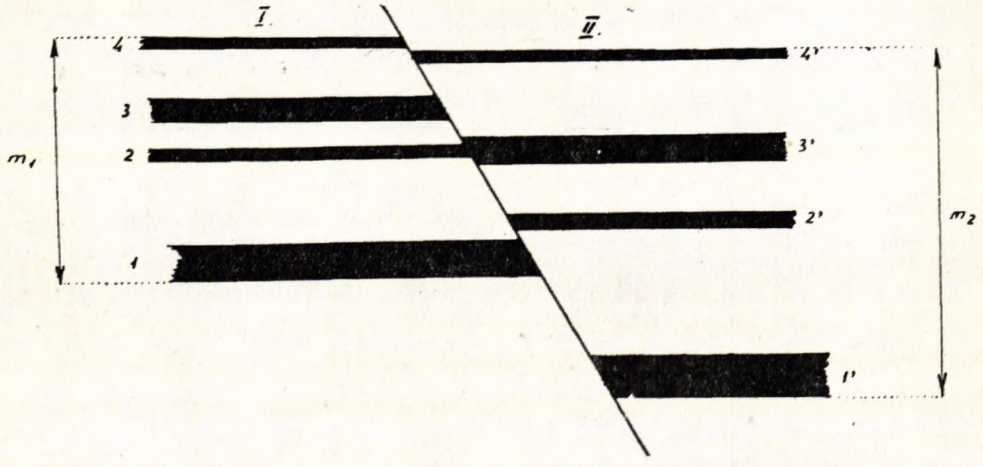
Druhú skupinu teórií tvoria teórie atektonické. Rytmičnosť podľa týchto teórií je vyvolávaná rôznymi činiteľmi, ktorí nemajú priamy vzťah k tektonike.

Z hľadiska týchto teórií môžu vznik rytmickej sedimentácie ovplyvniť pravidelné zmeny klímy, spôsobujúce pravidelné striedanie usadenín s rozdielnym litologickým charakterom, klesanie hladiny oceánov, ktorého príčinou bolo striedanie glaciálnych a interglaciálnych dôb, stlačovanie nespevnených sedimentov, hlavne fytogénnych. Konečne sem patrí aj teória turbiditných prúdov a frakciovanej sedimentácie, spôsobovaných sklzmi sedimentov po svahu dna.

Pri štúdiu vrtného materiálu sme prišli k uzáveru, že genéza uhoľných slojov je funkciou batymetrických pomerov, ktoré sú priamo závislé od pohybov tektonických krýh. Na túto závislosť prvý poukázal S e n e š (1956) a vyslovil predpoklad o vzniku uhoľných slojov *intermitentnou subsidenciou*. Naše štúdiá tento predpoklad potvrdzujú.

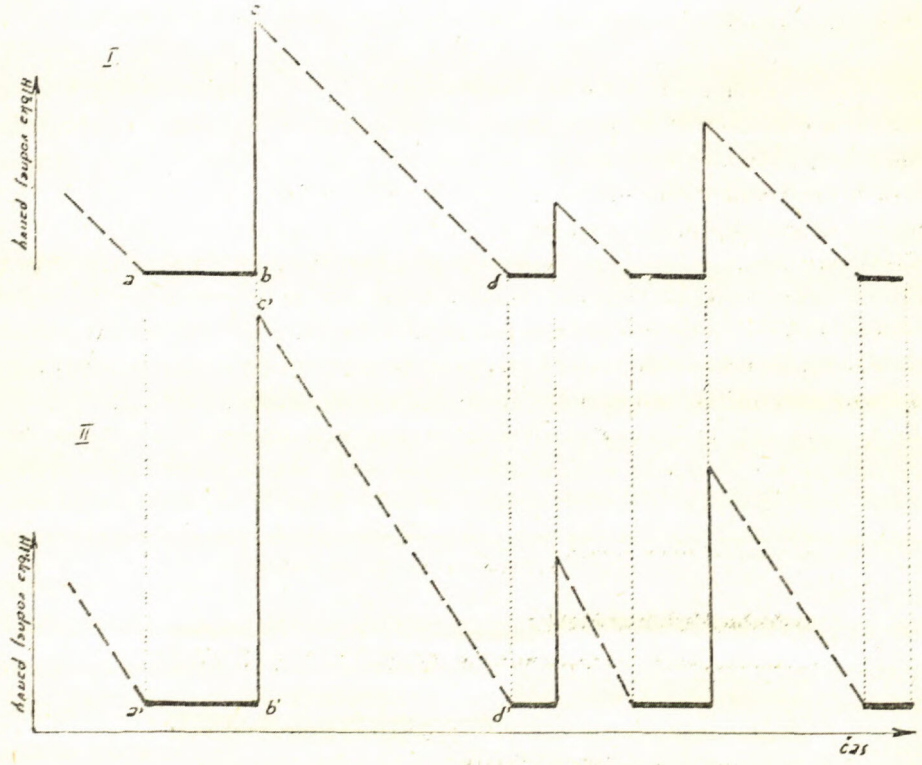
V ďalšom uvedieme niektoré konkrétne prípady, v ktorých na základe vývoja uhoľných slojov môžeme vysvetliť vznik ložiska teóriou intermitentnej subsidencie. Podotýkame, že k tomuto uzáveru sme prišli jedine štúdiom vzájomných vzťahov uhoľných slojov, pretože litologický charakter produktívneho súvrstvia nebol zatiaľ podrobený detailnému sedimentárne-petrografickému štúdiu.

A. Najzávažnejším faktom svedčiacim v prospech intermitentnej subsidencie je skutočnosť, že v dvoch susediacich nerovnako poklesnutých tektonických kryhách je *počet slojov približne rovnaký, avšak vertikálne rozpätie uhľonosného súvrstvia je značne rozdielne*. Schematicky je to znázornené na obr. 2a. Z obrázku názorne



vidieť, že nejde o normálny postgenetický pokles, keďže vertikálna vzdialenosť vzájomne si odpovedajúcich slojov na jedne a druhej tektonickej kryhe sa zmenšuje od spodu nahor. Konkrétne výška poklesu najspodnejšieho sloja niekoľkonásobne prevyšuje výšku poklesu najvrchnejšieho sloja. Je to nesporne dôkaz toho, že poklesávanie pozdĺž zlomu je súčasné so sedimentáciou uhľonosného súvrstvia a že charakter poklesávania je pulzatívny. Rozdiely vo výške poklesu medzi spodným a vrchným slojom sa dajú potom jednoducho vysvetliť tým, že spodný sloj postihlo viac poklesov, ktorých amplitúdy sa vzájomne sčítali. Približne rovnaký počet slojov nám prezrádza, že jednotlivé diferenciálne poklesy (v geologickom slova zmysle) si časove odpovedajú.

Na ilustrácii tejto skutočnosti sme zostrojili graf, ktorý znázorňuje časovú závislosť vzniku uhoľných slojov od hĺbky dna panvy (obr. 2b). Sme si vedomí, že



tento graf nemôže úplne vystihnúť podmienky vzniku uhoľných slojov, pretože zanedbáva celý rad okolností, ktoré mohli vplývať na vývoj slojov (napr. rýchlosť poklesávania, väčší prínos anorganického materiálu v oblastiach ústia vodných tokov, nerovnosť podložia, lokálne lepšie podmienky pre vzrast flóry atď.), avšak dobre vyjadruje závislosť uvedených hlavných faktorov.

Bod *a* na diagrame I (bod *a'* na diagrame II) zaznamenáva obdobie, keď vodná panva bola vyplnená temer k hladine a vznikli dobré podmienky pre vývin flóry. Za čas *a—b* (*a'—b'*) hĺbka panvy sa prakticky nezmenila, pretože regionálny negatívny pohyb bol až natoľko pomalý, že ho flóra stačila dorastaním vykompenzovať.

Bod *b* (*b'*) znamená začiatok rýchleho poklesu za pomerne krátky časový interval, počas ktorého sa hĺbka vodnej panvy na uvažovanom mieste rýchle zväčšila na hĺbku úmernú úsečke *b—c* (*b'—c'*).

Bod *c* (*c'*) znamená koniec rýchleho poklesu (pomalý regionálny pohyb však môže trvať) a začiatok vyplňovania panvy sedimentárnym materiálom, pretože batymetrické pomery nedovoľujú rast organického materiálu. Čas vyplňovania panvy sedimentárnym materiálom a tomu odpovedajúce postupné vyplytčovanie znázorňuje úsečka *c—d* (*c'—d'*).

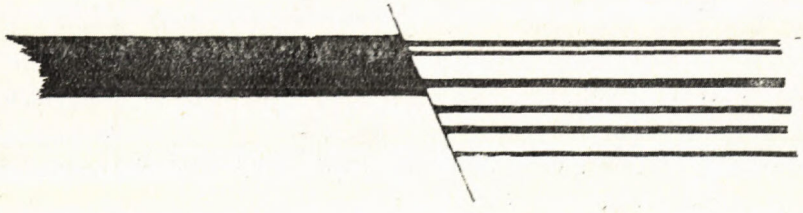
Bod *d* (*d'*) znamená začiatok nového cyklu.

Z porovnania diagramov I a II jasne vyplýva, že nerovnaká hrúbka produktívneho súvrstvia je daná väčšou amplitúdou rýchlych poklesov na druhej tektonickej kryhe (väčšia dĺžka úsečiek *b'—c'* na diagrame II, než *b—c* na diagrame I).

Takéto prípady vývoja produktívneho súvrstvia sú dosť časté (pravda, v komplikovanejšej forme). Uvedený prípad charakterizuje intermitentnú subsidenciu vo vývoji ložiska ako celku.

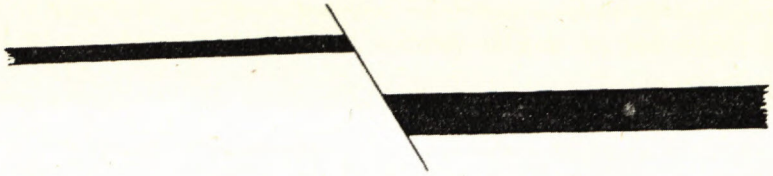
B. Prejavy intermitentnej subsidencie však môžeme nájsť aj vo vývine jednotlivých slojov. Uvedieme niekoľko príkladov:

1. Mocný sloj na prvej tektonickej kryhe odpovedá niekoľkým menej mocným na druhej tektonickej kryhe, pričom vertikálna vzdialenosť prvého a posledného slojčeka na druhej kryhe je oveľa väčšia ako mocnosť sloja na prvej kryhe. Túto skutočnosť môžeme vysvetliť tak, že poklesy na prvej kryhe boli tak malé, že flóra ich stačila vykompenzovať, zatiaľ čo pulzácia druhej kryhy bola intenzívnejšia,

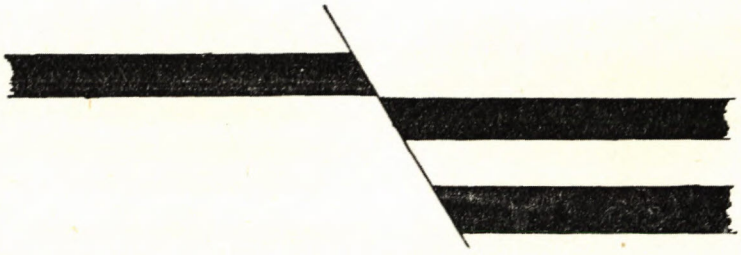


takže poklesy museli byť kompenzované prínosom sedimentárneho materiálu (obr. 3).

2. Na prvej tektonickej kryhe je sloj malej mocnosti, zatiaľ čo na kryhe druhej dosahuje značne väčšiu mocnosť. Ide tu o nerovnako rýchle poklesávanie obidvoch krýh, pričom flóra stačila kompenzovať poklesy na obidvoch stranách (obr. 4).



3. Na prvej kryhe jeden mocný sloj, na druhej kryhe dva mocné sloje, ktoré odpovedajú sloju na prvej kryhe. Vysvetlenie je obdobné ako u prípadu 2 s tým rozdielom, že tu ide iba o dva poklesy v čase vývoja sloja, pričom pohyb prvej kryhy bol menší alebo pomalší (obr. 5).



Prejavy intermitentnej subsidencie na jednotlivých tektonických kryhách nie sú tak markantné. Avšak z vývoja slojov môžeme usudzovať na subsidenciu, pretože by bolo nelogické, keby sme predpokladali, že sloje medzi zlomami sa vyvíjali odlišným spôsobom.

Vo vývine slojov na jednej tektonickej kryhe sme spozorovali dva prípady:

1. Málo mocný sloj sa rozkliňuje a vytvára dva mocné sloje.
2. Mocný sloj sa rozkliňuje na dva slabšie sloje.

V týchto prípadoch ide o nerovnako rýchly pokles na jednotlivých zlomoch obmedzujúcich tektonickú kryhu.

Záver

Z uvedených skutočností vyplývajú tieto uzávery pre vznik a vývin Podvihorlatskej uhoľnej panvy:

Známa časť uhoľného ložiska sa vytvorila na okrajových oblastiach vrchnomiocénnej až pliocénnej panvy. Transgresia vodnej panvy je podmienená tektonickým vývinom širšieho okolia (Potiská nížina, Vihorlat, Popričný). Vývin fytogénneho materiálu je nerozlučne spätý s drobnými tektonickými pohybmi, ktoré boli na rozličných tektonických kryhách rozdielne ako časove tak i priestorove a pravdepodobne sú späté vulkanickou činnosťou vo Vihorlate a Popričnom. Tektonické pohyby nie sú skonsolidované a niektoré časti ložiska klesajú dodnes.

Všetky tieto skutočnosti nasvedčujú, že uhlie má autochtónny pôvod a pre

vysvetlenie štruktúry a vzniku ložiska je najprijateľnejšia teória intermitentnej subsidencie, pretože najlepšie vystihuje pomery na ložisku.

Za mnohé cenné rady a pripomienky ďakujeme doktorovi geologických vied dr. inž. Vsevolodovi Čechovičovi a dr. Jánovi Senešovi. Zároveň ďakujeme dr. Otílii Jendrejákovej za vyhotovenie mikropaleontologických analýz.

25. VI. 1956

Uhoľný prieskum,
Turčianske Teplice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Belousov V. V., 1954: Osnovnyje voprosi geotektoniki. Geolizdat. Moskva.

Havlena V., 1955: O příčinách rytmické sedimentace v souvrstvích s uhelnými slojemi. Věstník ÚÚG XXX, 2. Praha.

Ignatkin, Šramenko, Korostacovec, 1951: Otčet o geologo-razvedočnych robotach provedennych na Užgorodskom burougoľnom mestoroždeniji Zakarpatskoj oblasti USSR. Kiev (rukopisná zpráva).

Kamanin L. G., Ivanova G. A., 1954: K geomorfologiji predgornoj polosy jugo-zapadnogo Zakarpatija. Mat. po geomorf. a paleogeografiji SSSR. AN SSSR. Moskva.

Leško B., 1954: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, Zoš. 35. Bratislava.

Pruvost P., 1935: Sédimentation et subsidence. Centenaire de la soc. géol. de France. Livre jub. 1830—1930, 2. Paris.

Seneš J., 1956: Nové názory na vek a vývoj Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zprávy 6. Bratislava.

Seneš J., 1956: K otázke vzniku uhoľných a pelosideritových slojov v Podvihorlatskej uhoľnej panve. Geol. práce, Zprávy 6. Bratislava.

Slávik J., 1956: Poznámky k vulkanologickému a tektonickému vývoju masívu Vihorlat na východ. Slovensku. Geol. práce, Zprávy 7. Bratislava.

Vašíček M., 1953: Frakcionovaná sedimentace a sedimentární ložiska. Sbor. ÚÚG XX. Praha.

ЯН СЛАВИК—СТАНИСЛАВ ПОЛАШЕК

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ПОДВИГОРЛАТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА (ОБЛАСТЬ ГНОЙНЕ)

Несколько лет тому назад в Восточной Словакии была обнаружена залежь лигнита. В настоящей работе сообщается о результатах разведочного бурения, произведенного в западной части бассейна, которая по своему тектоническому развитию несколько отличается от восточной части.

Наступление солоноватоводного моря на эту область настало, повидимому, в сармате; в плиоцене бассейн опреснел. Опускание, вызвавшее трансгрессию, происходило вдоль разломов, направление которых было ЗЮЗ-ВСВ и ЮЮВ-ССЗ; отрицательные движения имели пульсирующий характер. Фитогенный материал, из которого образовались слои угля, отлагался при благоприятных батиметрических условиях. Так как пульсирующие движения и принос материала, возникавшего за счет осадочных и вулканических пород, несколько раз возобно-

влялись, отложилось и несколько слоев угля. Причиной образования залежи было, по нашему мнению, происходившее с перерывами опускание данного участка земной поверхности, на что указывает также тектоническое и генетическое развитие района месторождения.

25. VI. 1956

Разведка угля,
Турчианске Теплице

Перевод со словацкого В. Андрусовой

JÁN SLÁVIK—STANISLAV POLÁŠEK

BEMERKUNGEN ZUM GEOLOGISCHEN BAU DES KOHLENBECKENS UNTER DEM VIHORLAT-GEBIRGE — GEBIET HNOJNÉ

In den letzten Jahren wurde in der Ostslowakei ein Lignitbecken entdeckt. Es werden in dieser Arbeit die geologischen Ergebnisse der Bohrungen der westlichen Lagerstätte zusammengefasst, deren tektonische Entwicklung sich gewissermassen von der tektonischen Entwicklung der östlichen Lagerstätte unterscheidet.

Die Entstehung der Lagerstätte wird an das nördliche Randgebiet des Karpathenbeckens gebunden. Das Brackwasserbecken ist auf unserem Gebiete wahrscheinlich im Sarmat entstanden und wurde im Pliozän ausgesüsst. Die Transgression wurde durch eine Subsidenz des Gebietes bedingt. Das Gebiet ist längs Brüche gesunken, wobei sich die negative Bewegung durch einen Pulsationscharakter auszeichnete. Die Brüche haben eine WSW—ONO und SSO—NNW Richtung Das phytogene Material aus dem die Kohlenflöze entstanden sind, hat sich unter günstigen bathymetrischen Verhältnissen entwickelt. Da sich die günstigen bathymetrischen Verhältnisse infolge der Pulsationsbewegung und der beständigen Zufuhr vom sedimentären, sowie auch vulkanogenen Material wiederholten, haben sich mehrere Kohlenflöze entwickelt. Bei der Parallelisation sind wir zu einer Schlussfolgerung gekommen, dass für die genetische Erklärung der Lagerstätte am besten die Theorie der intermittenten Subsidenz geeignet ist, da auch die aus dieser Theorie folgenden Folgerungen mit der tektonischen und genetischen Entwicklung der Lagerstätte im Einklang sind.

25. VI. 1956

Anstalt für Kohlenforschung.
Turčianske Teplice

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

GÁBOR KOLOSVÁRY

TRIASOVÉ KORALY ZO STRATENSKEJ HORNATINY

Práca obsahuje paleontologickú charakteristiku koralov zo Stratenskej hornatiny, nazbieraných na ôsmich lokalitách dr. Michalom Maheľom. Väčšina exemplárov pochádza z vrchnotriasových (nór-rét) bielych vápencov. Niektoré kusy sú však i z bielych vápencov strednotriasových. Vedľa bežných foriem sa našiel i jeden nový druh *Craspedophyllia maheli* n. sp. a nový poddruh *Montlivaltia norica slovakensis* n. sp.

30. XII. 1956

Systematicko-zoologický inštitút
Univerzity v Szegede

GÁBOR KOLOSVÁRY

TRIASSISCHE KORALLEN AUS STRATENSKÁ HORNATINA IN DER TSCHECHOSLOWAKEI

(4 Tafeln)

Das mir vom Herrn Geologen Dr. Doz. Michal Maheľ aus Bratislava zugesandte Korallenmaterial ist wie folgt:

Montlivaltia sp. indet.

Fundorte: Červená skala (Nor-Rät), Havrania skala (Nor-Rät), 1954.

Näher nicht bestimmbare Fragmente. Ein Stück ohne Etikette. Durchmesser: 25—35 mm. Genus-Merkmale: viele Septen, Kolumelle fehlt, Epitheka teilweise erodiert, die Kanten des Septen gezähnelt, die Seitenfläche der Septen mit divergenten Trabekulärreihen versehen.

Fundorte: Suchý vrch (Nor-Rät), Červená skala (Nor-Rät) bei Dobšinská ľadová jaskyňa (Nor-Rät), Unter Garten (mittlere Trias?), Bikarky (mittlere Trias?), 1954.

Diese Art kommt auch in den ungarischen raibler Schichten (Keszthelyer Gebirge) vor. Die jugendlichen Polypen sind flach, discoidal und radialsymetrisch. Die ausgewachsenen Polypen dementgegen trichterförmig und teilweise bilateralsymmetrisch. Pseudokolumelle vorhanden. Die Seitenflächen der Septen granuliert und fein bestachelt. Endothekalsystem reich. Septenzahl in Adulten ungef. 100. Epithek gerunzelt, am meisten erodiert. Durchmesser: 30×26, 40, 26, 25 und 27 mm. Höhe 4 cm. Ein junges Exemplar ist 6 mm hoch und 13 mm breit. Die Septen hauptsächlich geradlinig, die Septen v. I. und II. Ordnung ein bisschen dicker, als die übrigen. Die Art kommt auch in Deutschland und auf der Insel Timor (Pazifik) in der Oberen Trias vor.

Montlivaltia norica slovakensis n. ssp.

Fundorte: Havrania skala (Nor-Rät), Červená skala (Nor-Rät), 1954.

Die Septen von I. und II. Ordnung stärker verdickt als im Typ. Kelchdurchmesser: 15—25 mm. Septenzahl 50 + X (die nicht recht beobachteten Septen von III. Ordnung).[1]

Montlivaltia marmorea Frech

Fundorte: Červená skala (Nor-Rät), Suchý vrch (Nor-Rät), 1954.[2]

Grosse Polypen. Durchmesser 55×45 mm. Die Höhe des unvollständigen Objektes 4 cm, rekonstruiert cca 5—6 cm. Die Septen sind lang und dünn, gleich entwickelt. Die Seitenflächen der Septen fein granuliert und bestachelt. Endothek dicht. Im Zentrum verschmelzen sich 10 Septen. Kelch tief. Septenzahl 240. Diese Art ist für die jüngeren Triasschichten (z. B. Marmolata Horizont) charakteristisch. Im ungarischen Ladin (im Bükkgebirge) wurde eine ähnliche Art: *Montlivaltia legányi* Kolosváry gefunden, die aber durch einen elliptischen Kelchdurchmesser abweicht.

---

[1] Ist die Bilateralität immer der Ogilvie'sche Atavismus? Es gibt ja atavistische (jugendliche) Bilateralität, aber es gibt auch jugendliche (ontogenetische) Radialsymmetrie, welche später in eine Bilateralität umgeht. Dazu ist Beispiel die Art *Montlivaltia norica* Frech.

[2] Die zwei Objekte gehören demselben Polyp an.

Thecosmilia cf. *defilippi* (Stoppani)

Fundorte: Červená skala (Nor-Rät), Suchý vrch (Nor-Rät), 1954.

In den ungarischen norischen Schichten im Bakony-Gebirge auch gefunden. Kolonisierte Korallenart. Die Exemplare aus der Tschechoslowakei sind leider nur zwei Polypenbruchstücke. Durchmesser: 15×13 und 13×13 mm. Septenzahl ungef. 130. In unseren Bruchstücken finden wir aber nur 76 Septen aller Ordnungen (19—19—30). Die Seitenflächen der Septen sind granuliert, die Kante der Septen gezähnelt. Endothek dicht, aber nur in Längsschliff zu beobachten. Septencyclus 3. Kelch tief. Diese Art kommt auch in der rhätischen Stufe der alpinen Trias vor.

Elysastrea fischeri Volz ?

Fundort: Červená skala (Nor-Rät), 1954.

Kolonisierte Korallenart. Polypdurchmesser: 9—12 mm. Rund, elliptisch oder lobuliert. Knospung nicht selten. Septenzahl 48—50 + X (Septen von III. Ordnung). Kelch mehr oder minder bilateralsymmetrisch. Die Septen sind stark, starr, mit Isastraea-ähnlichen Gestalt. Wand dick. Die Septen verschmelzen sich oft untereinander, so dass sich innerhalb eines Kelches 5—6 Sektoren ausbilden. Die Protosepten sind dick. Eine Kolumelle fehlt vollkommen.

Toechastraea cf. *oppeli* Laube

Fundort: Červená skala (Nor-Rät), 1954.

Kolonisierte Korallenart. Polypenstellung dicht. Polypendurchmesser hexagonal, zellenartig; Breite 2—4 mm. Kolumelle klein, knopfartig. Die Septen sind im allgemeinen gleich entwickelt. Sie sind starr, geradlinig, und relativ dick und ihre Zahl ist ungef. 50. Diese Art ist für die mittlere Trias charakteristisch und wurde in Ungarn bei Veszprém im Jahre 1912 gefunden und von Karl Papp publiziert. Unser Exemplar aus Červená skala ist mit schönen Hydrozoen-Kolonien versteinert.

Phyllocoenia cf. *incrassata* Frech ?

Fundort: Červená skala (Nor-Rät), 1954.

Zwei Stücke eines Kolonie-Fragmentes. Kelchdurchmesser: 3—7 mm. Die Entfernung zwischen den Polypenkelchen 2—3 mm. Die Polypröhrchen sind cylindrisch. Septenzahl 48—52. Septencyclus 3. Intercostoseptalia hie und da vorhanden. Wand ist eine Pseudotheka, d. h. durch endothekale Elemente verur-

sacht. Eine stereoplasmatische Verdickung kommt auch vor. Die Septen sind starr und geradlinig. Die Kolumelle ist rudimentär entwickelt. Die Aussenfläche der Polypröhrchen mit Längsstreifen versehen.

Conophyllia sp. indet.

Fundort: Havrania skala (Nor-Rät), 1954.

Nich ganz recht bestimmbares Exemplar. Durchmesser 4 mm. Solo-Polyp. Septenzahl 50. Kolumelle klein. Die Septen verschmelzen sich oft untereinnander. Die Protosepten und einige Septen von II. Ordnung sind verdickt. Mit den Protosepten verschmelzen sich die Nachbarsepten nie. Das Exemplar liegt im Korallen- und Bryozoen-Kalk.

Conophyllia sp. juvenilis

Fundorte: Červená skala (Nor-Rät), Unter Garten (mittlere Trias?), 1954.

Sehr kleine Polypchen im Kalke zerstreut. Durchmesser 2 mm. Ungef. 6 Polypchen mit 6 Protosepten und 6—8 Metasepten.

Conophyllia boletiformis Münster

Fundort: Suchý vrch (Nor-Rät), 1954.

Aus den Kassianer Schichten Ungarns bei Veszprém im Jahre 1912 von Karl Papp schon gemeldete Art. Solo-Polyp. Gestalt trichter- oder pilzförmig, eventuell cylindrisch. Ungefähr so breit, wie hoch. Kolumelle wohl entwickelt. Die acrogene Wachstumsgürteln sind ebenfalls wohl ausgebildet. Durchmesser unseres eingebetteten Objektes 14×14 mm.

Craspedophyllia maheli n. sp.

Fundort: Unter Garten (mittlere Trias?), 1954.

Die neue Art nenne ich nach Dr. Michal Maheľ, Geolog und Aufsammler dieser Fossilie. Das Objekt ist auch im mikroskopischen Dünnschliff vorhanden. Der teilweise schräge Durchmesser ist 7×9 mm. Der Polyp besitzt eine kleine Knospe und wurde zwischen Bryozoen und Hydrozoen versteinert. Im Kalke fand ich das Ende (Basis) des Objektes von einer Grösse von 4×3 mm. Eine Vergleichungstabelle der von mir bisher untersuchten Craspedophyllien ist wie folgt:

Die neue Art ist also durch die ungleiche Entwicklung der Septen, durch die lamelläre Ausbildung der Kolumelle und durch die dicke Wand charakteristisch. Die Höhe des Polypen ist unbekannt.

Art	Septenenden i. Zentrum	Cyclus	Durchmesser	Gestalt	Septen	Endothek	Kolum.	Wand	S. Zahl
gracilis Laube	16—18	6—7	13×22	9 mm	dünn	blasartig	rudim.	dünn	160?
cristata Volz	22	6	18	flach	schmelverzend	norm.	veränderlich	dünn	142
alpina (Loretz)	18	4—6	7×12	30 mm	„	peripherisch	gross	norm.	100
maheli n. sp.	22	3—4	7×9	?	veränderlich	dicht	dünn u. lamell.	dick	82

Stylophyllopsis mojsvárii Frech

Fundort: Červená skala (Nor-Rät) 1954.

In der alpinen Trias gut bekannte Art. Das erste Solo-Exemplar ist leider schlecht erhalten. Durchmesser 20×18 mm. Die zentralen Enden der Septen mit gesonderten Vertikalstacheln. Septenzahl ungef. 80. Wand dünn. Die dorsalen Sektoren mit je 1—1 Septen II. Ordnung. Die Seiten- und ventralen Sektoren mit je 2—2 Septen von II. Ordnung. Das zweite Solo-Exemplar hat einen Durchmesser von 20×15 mm. Cyclus 3—4. Kolumelle klein. Endothek dicht. Septen mit breiter Basis.

Stylophyllopsis cf. *polyactis* Frech ?

Fundort: bei Kláštorisko (mittlere Trias), 1954.

Solo-Polyp mit Cylinder-Gestalt. Durchmesser 20×18 mm. Septen-System nicht klar, die Kalzifikation ist stark. Septenzahl über 100. Die Septen laufen im Zentrum zusammen. Wand endothekal und dünn. Peripherische Septenendigungen 12—13 auf 5 cm. Die Septen von III. Ordnung verschmelzen sich mit den Nachbarsepten. Die Metasepten zeigen in den dorsoventralen Sektoren eine primäre Entwicklung in der Art Stylophyllopsis zitteli Frech. Das System der Septen ist aber unregelmässig entwickelt und in manchen Arten kommen auch 5 Septenzyklen zum Vorschein.

Stylophyllopsis cf. *timorica* Vinassa

Fundort: Červená skala (Nor-Rät), 1954.

Inperfekt verzweigte Kolonie mit 6—8 Polypen. Die Septen endigen sich im Zentrum in gesonderte Vertikalstacheln. Durchmesser des kleineren Polyps

9,5×6,5 mm, des grösseren 12×9 mm. Im Zentrum ist oft ein Pseudokolumellarring zu beobachten. Septencyclus 4 oder 5 und unregelmässig entwickelt. Jüngere Trias.

Hydrozoa sp. indet.

Fundorte: Unter Garten (mittlere Trias?), Červená Skala (Nor-Rät), bei Dobšinská ľaková jaskyňa (Nor-Rät), 1954.

Mehrere Kolonien-Stückchen in schlechter Erhaltung. Sie gehören vielleicht zu 2—3 Arten, so z. B. zu *Heterastridium conglobatum* Reuss und einer Milleporidie.

Zusammenfassung

Eine stratigraphische Tabelle ist wie folgt:

Zeichenerklärung

1—4: Das Vorkommen durch Fundorte,
+: Das Vorkommen in ČSR,
*: Die neuen Formen,
0: Literaturangaben auch für mittlere Trias.

Artname	Nor-Rät				Mittlere Trias
	1	2	3	4	
Conophyllia boletiformis	+				0
Conophyllia sp.	+				0
Elysastea fischeri	+				
Montlivaltia sp.	+				0
Montlivaltia marmorea	+				
Stylophyllopsis mojsvárii	+				0
Phyllocoenia incrassata	+				
Toechastraea oppeli	+				0
Hydrozoa sp.	+				0
Thecosmilia defilippi	+	+			0
Montlivaltia norica slovakensis	*	*	*	*	
Montlivaltia norica norica	+	+	+	+	+0
Stylophyllopsis polyactis					+
Craspedophyllia maheli					*

F. Frech und W. Volz fanden in den Südalpen eine scharfe Grenze zwischen Zlambach- und kassianer Fauna, jedoch ist eine strenge stratigraphische

Absonderung kaum zu finden. K. Papp hat im Bakonyer Gebirge in Ungarn und ich selbst habe in den ungarischen Mittelgebirgen diese scharfe Grenze nicht beobachten können und das Material von der Tschechoslowakei 1954 zeigt ebenfalls, dass *über eine scharfe Grenze zwischen Ober- und Mittel-Trias keine Rede sein kann.* Es gibt mehrere Arten, welche am Ende der mittleren Trias und auch in der jüngeren Trias recht gelebt haben.

30. XII. 1956

Systematisch-Zoologisches Institut
der Universität zu Szeged

LITERATUR

1. Frech F.: Die Korallen der juvavischen Triasprovinz. Palaeontographica XXXVII, 1890/91.
2. Gürich G.: Leitfossilien der Trias. Berlin, Verl. Gebr. Bornträger. 1925. Wirbellose Tiere von C. Diener.
3. Kolosváry G.: Magyarország triászidőszaki koralljai (Ungarns Triaden. Manuscriptum).
4. Ogilvie M. M.: Die Korallen der Stramberger Schichten. Palaeontographica Suppl. II. VII. A. 1897. Stuttgart.
5. Papp K.: Bakonyi Triász-korállok. In: A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. Függelék, Pars Palaeontologica. I. 1. 1912. Kilián Frigyes kiadása, Budapest.
6. Volz W.: Die Korallen der Schichten von Sct. Cassian in Süd-Tirol. Paleontographica XLIII. 1896/97. (Mit Frech bearbeitet).

Abbildungserklärungen

Tafel I.

1: *Montlivaltia norica*, ungeschliffen (Skizze).
2: *Montlivaltia marmorea*, Septen stark vergrössert. Originelle Länge des Septums I. Ordnung 8 mm.
3: *Montlivaltia marmorea*, Basis der Septen stark vergrössert.
4: *Montlivaltia norica slovakensis*, Septen (Basisteil) mit endothekalen Elementen; stark vergrössert.

Tafel II.

5: *Montlivaltia marmorea*, Kelchzentrum, stark vergrössert.
6: *Thecosmilia cf. defilippi*, Kelchbild (Endothek nicht dargestellt).
7: *Elysastrea fischeri*, Kelche, mit Teilung (Schliff).
8: *Montlivaltia* sp. indet., Basisstückchen skizziert, ungeschliffen.
9: *Conophyllia* sp. indet., Schliff.
10: *Montlivaltia marmorea*, Septen stark vergrössert.
Mn: *Montlivaltia marmorea*, Septenzyklus schematisch.
Mn: *Montlivaltia norica norica*, Septenzyklus schematisch.
Mg: *Montlivaltia norica slovakensis*, Septenzyklus schematisch.

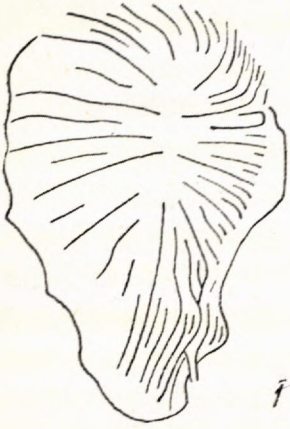
Tafel III.

11: *Stylophyllopsis mojsvárii*, ungeschliffen.
12: Dieselbe Art in I. Rekonstruktion (1—6: Protosepten).
13: Dieselbe Art in II. Rekonstruktion.
14: *Craspedophyllia maheli*, Dünnschliff.
15: Dieselbe Art; Kelchzentrum vergrössert.
16: Dieselbe Art; lamelläre Kolumelle.
17: Dieselbe Art; Knospe stark vergrössert.
18: *Stylophyllopsis mojsvárii*, II. Exemplar, ungeschliffen.
20: *Stylophyllopsis polyactis*, Septen mit Endothek.
22: *Toechastraea oppeli*, Kelche schematisch.

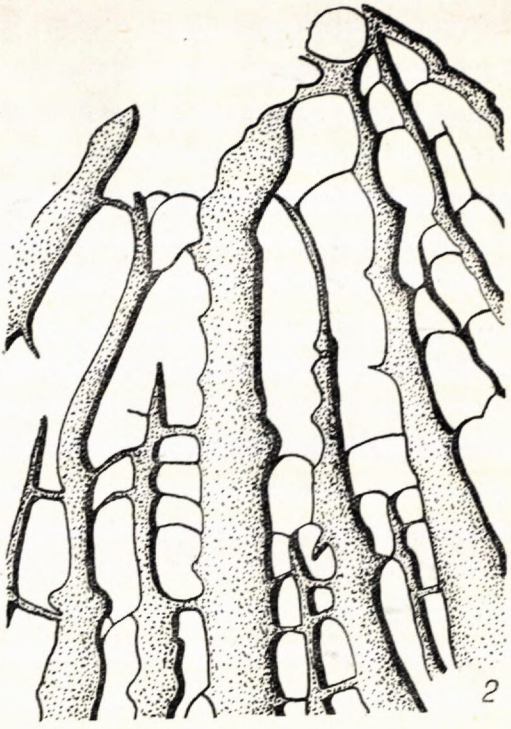
Tafel IV.

23: *Stylophyllopsis timorica*, Septen
24: Dieselbe Art; Kelchzentrum stark vergrössert.
25—31: *Conophyllia* sp. juvenilis.
32: *Montlivaltia marmorea*, Längsschliff; Natürliche Grösse.
33: Dieselbe Art, Halbquerschliff.

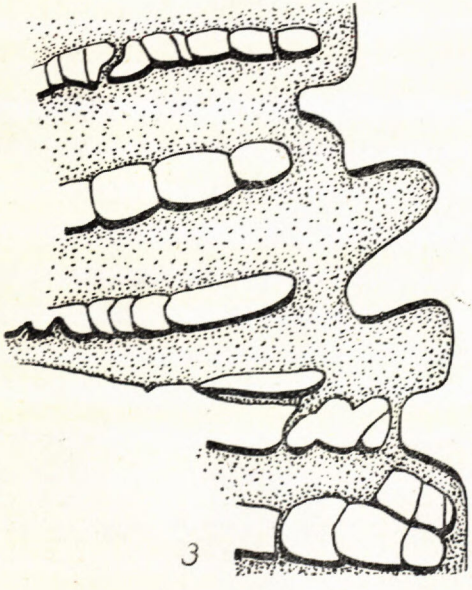
Photos: Gabriel Kamaras.
Zeichnungen: Autor.



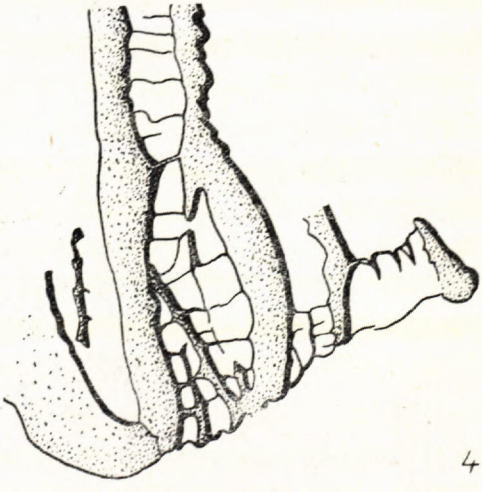
1



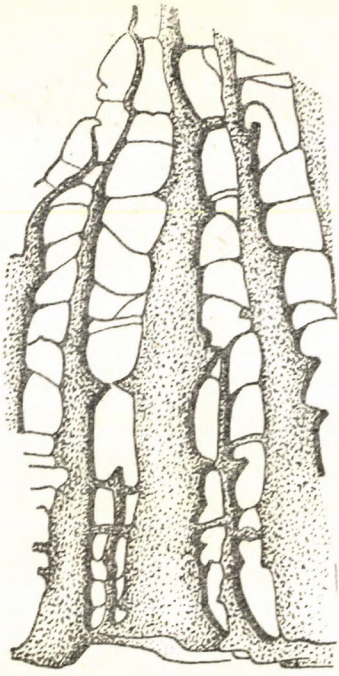
2

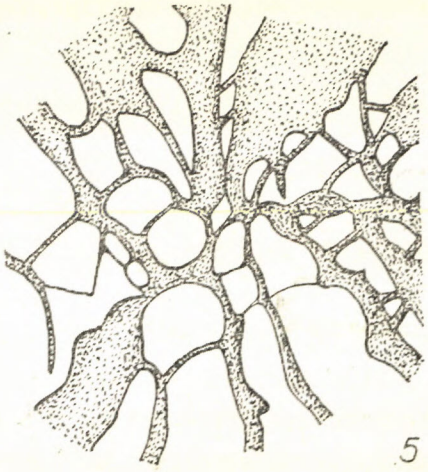


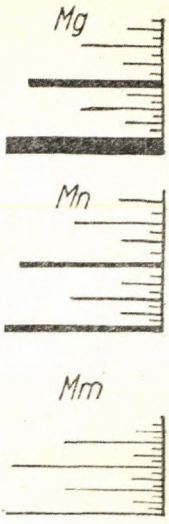
3



4

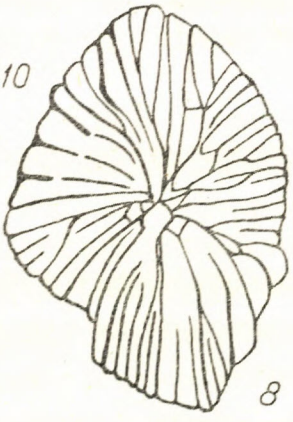




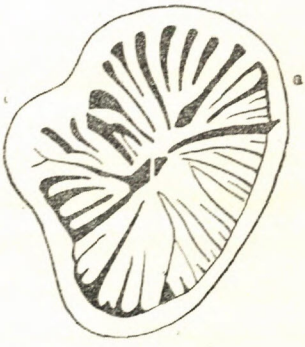


5

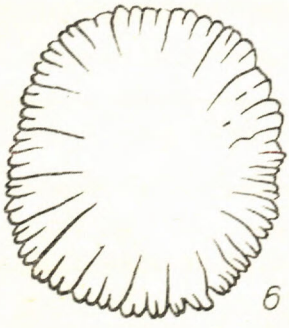
10



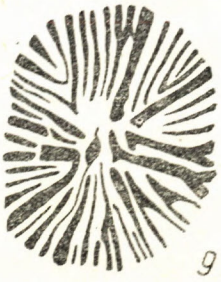
8



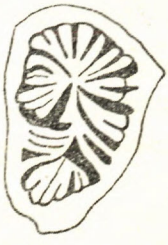
a



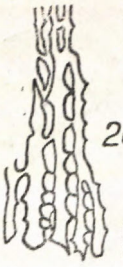
6

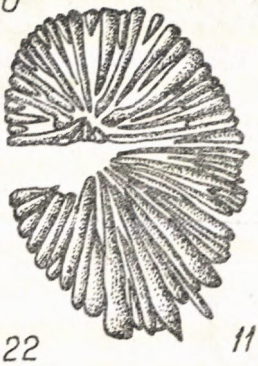


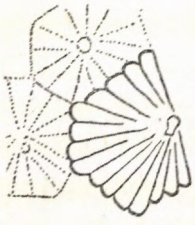
9

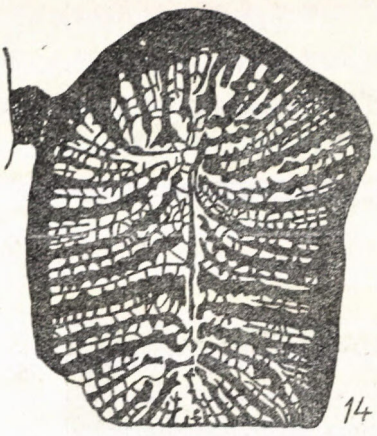


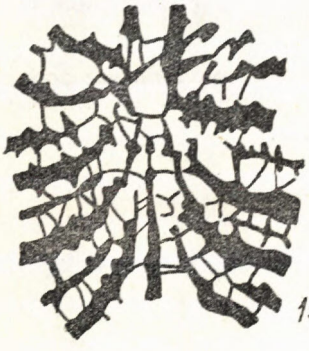
7

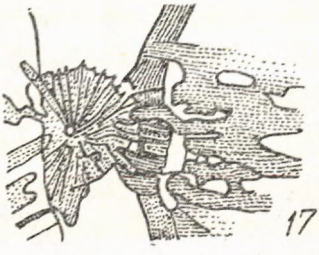

20

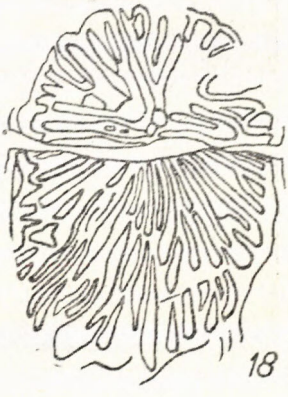

11

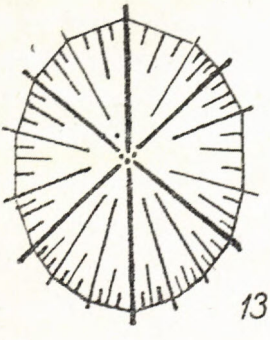

22


14

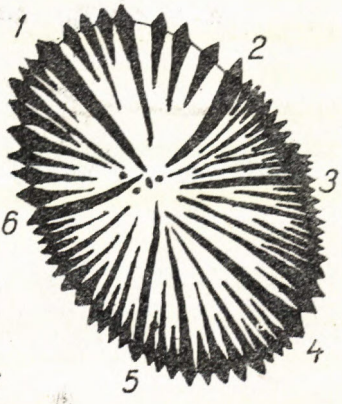

15

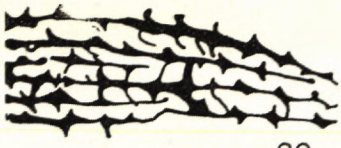

17


18

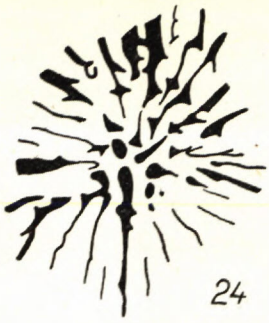

13

16





23

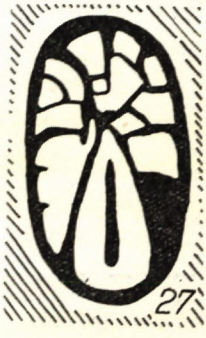


24

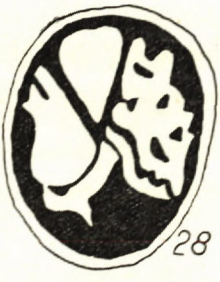
25

33

26

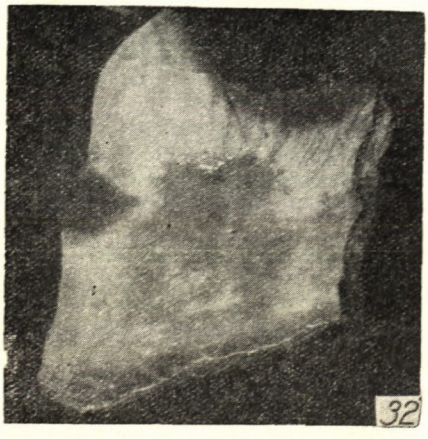


27

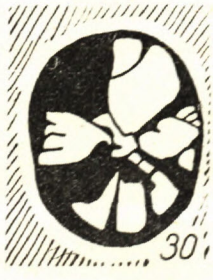


28

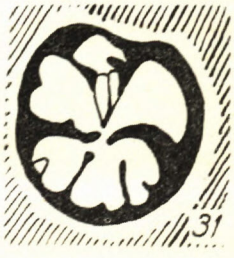
29



32



30



31

JOSEF JAROŠ — JIŘÍ LOSERT

GEOLOGICKÉ POMĚRY ÚZEMÍ MEZI HARMANCEM A TAJOVEM SEVEROZÁPADNĚ OD BANSKÉ BYSTRICE

Listy spec. map Mošovce — 4462 a B. Bystrice — 4562

(Ruské a německé resumé)

Úvod

V létě r. 1955 jsme geologicky mapovali území mezi Harmancem a Tajovem severozápadně od Banské Bystrice. Do terénu nás uvedl akademik R. Kettner, který nás v této oblasti zacvičoval do karpatské geologie. Za podnětné rady při řešení stratigrafických problémů jsme zavázáni díky také doc. M. Maheľovi z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislavě.

Jako topografických podkladů jsme používali vrstevnicových map v měřítku 1:20 000 (listy 4462/3-d a 4562/1-b).

Zmapované území je omezeno mezi Harmancem a Harmaneckou papírnou říčkou Bystricí, na východě okrajem listu, na jihu nejprve Kordickým potokem a potom okrajem listu až k Zlatému kopci. Západní hranice probíhá zpočátku po východním úbočí andesitového hřebene Vyhnatové (1283). Západně od Kordíků stoupá na hřeben Svrstníku (Na Table 1179), klesá k sedlu Ištvánka (999) a pokračuje k severovýchodu na Vápenici (1023) a přes Kozelník (1010) k severnímu okraji listu. Na jižní okraj našeho terénu navazuje území studované V. Náprstkem a P. Röhlichem.

Geograficky patří větší část území k nejjižnějším výběžkům Velké Fatry. Andesitový hřeben na západě je součástí Kremnického pohoří.

Nejvýznamnějším morfologickým elementem je andesitový hřeben severojižního směru, dosahující výšek mezi 1100 a 1300 metry a spadající k v. do protáhlé kotliny, která probíhá přibližně rovnoběžně s hřebenem. Na východní straně této kotliny se terén prudce zvedá a je tvořen mesozoikem subtatranských příkrovů. Morfologicky se uplatňuje hřeben probíhající od Sokolova (873) přes Lučivno (960), Dedkovou (902) na Košiar (944), který k jihu klesá prudce do doliny u Riečky (492). V severní části dosahuje terén nejvyššího bodu na Vápenici

(1023), z níž vybíhají tři hřebeny. První směřuje k severu, druhý (jihozápadní) probíhá přes sedlo Ištvánka (999) a napojuje se na andesitový hřbet; jihovýchodní rozsocha klesá přes Racvalovou (937) k Harmanecké papírně (445). Jak z Košiaru, tak z Vápenice se terén prudce svažuje do údolí Bystrice. V jz. části studovaného území jsou výškové rozdíly menší. V okolí Tajova nepřesahuje výška terénu 700 m.

GEOLOGICKÉ POMĚRY

Ve studovaném území je možno rozlišit pět hlavních geologických jednotek. Jsou to:

Križňanský příkrov < starohorská serie / mesozoikum

Chočský příkrov

Paleogén

Neogén (sedimenty a vulkanity)

Mladé pokryvné útvary

A. Stratigrafie subtatranských příkrovů

I. Križňanský příkrov

a) Starohorská serie

Podložím mesozoika križňanského příkrovu je v širším okolí Harmance starohorská serie, tvořená krystalinikem a sedimenty verrukana.

1. Krystalinikum starohorské serie u Harmanecké papírny je representováno páskovanými a okatými dvojslídnými *migmatity* až *hybridními orthorulami*. Isolované ostrůvky krystalinika uprostřed paleogénu v okolí Kordíků jsou nazelenalé, silně diafthoritisované *hybridní orthoruly*.

2. V nadloží krystalických břidlic spočívá mohutné souvrství permských sedimentů kontinentálního původu, označované jako verrukano. Ve zmapovaném území buduje jižní svahy údolí Bystrice mezi Harmancem a Harmaneckou papírnou. Převládají hnědé, hnědofialové, zřídka šedozelené *pískovce* proměnlivé zrnitosti, místy slídnaté, střídající se se slabšími nepravidelnými polohami rudě fialových nebo šedozelených *břidlic*, většinou slídnatých, s kolísající příměsí písčité frakce. Místy se uprostřed tohoto souvrství, zvláště však při basi, objevují nepravidelné *polohy slepencové*. Drobné výskyty verrukana, hlavně zelenavých *křemitých arkos*, vystupují také uprostřed paleogénu jv. od Kordíků.

Silným dynamickým ovlivněním je původní vrstevnatost sedimentů verrukana téměř zastřena složitými systémy břidličnatosti. Přímý styk verrukana s krystalinikem není nikde odkryt.

V záp. břehu Bystrice, asi 300 m jjv. od harmaneckého hřbitova byly ve verrukanu zjištěny prakticky bezvýznamné drobné žilky (max. 1 cm mocné) *křemene* se *sideritem* a zrnky *chalkopyritu, spekularitu* a *tetraedritu*, odpovídající minerálním složením rudním žilám starohorského rudního revíru.

b) Mesozoikum križňanského příkrovu

Stratigrafie mesozoika križňanského příkrovu ve studovaném území se v podstatě neliší od vývoje v okolních pohořích (Velké Fatře a Nízkých Tatrách).

1. *Spodní trias*

α) Werfen je tvořen šedými, narůžovělými až červenohnědými, dobře vrstevnatými *pískovci* a světlejšími *kvarcity*, které se střídají s polohami převážně rudofialových, místy šedozelených ve svrchní části pestře zbarvených *písčitých slídnatých břidlic*. V nejvyšší části werfenu v jižním okolí Harmance jsme zastihli čočky *buněčnatých vápenců*.

Od verrukana jsme werfenské sedimenty odlišovali podle jejich odchylného lithologického vývoje, přítomnosti typických kvarcitů, zřetelné vrstevnatosti a obsahu klastické slídy.

Werfen vystupuje ve zmapovaném území ve dvou oblastech. V severní části na svazích údolí Bystrice lemuje úzkým pruhem verrukano starohorské serie. V jižní části terénu vystupuje mocný komplex mnohonásobně se střídajících werfenských kvarcitů a břidlic v okolí Riečky.

2. *Střední trias*

β) Anis je zastoupen *guttensteinskými vápenci*. Jsou tmavošedé až černé, místy však i světlešedé, někdy s nepravidelnými polohami *dolomitických vápenců* (na př. záp. svah Sokolova). Jsou převážně masivní, jen místy hrubě vrstevnaté. Přítomnost kalcitových žilek není pravidlem.

Mocné polohy guttensteinských vápenců v nadloží werfenu lze sledovat od Harmance jižním směrem na hřeben Breziny. Jejich pruh je vyznačen mohutnými skalními stěnami. Útržkovitý, tektonickým opakováním vzniklý pruh anisských vápenců, mechanicky silně deformovaných, začíná ve vých. svahu Vápenice a pokračuje přes Racvalovou na hřeben Breziny. Jeho pokračováním k východu jsou tektonicky značně komplikované polohy guttensteinských vápenců na sev. úbočí Dedkové a na svazích Košiaru. Menší výskyty byly zjištěny u Tajova a Riečky.

γ) Ladinu patří světlešedé až černošedé *dolomity*, místy s nepravidelnými partiemi *dolomitických vápenců* (sz. svah Dedkové). Většinou jsou masivní, jen zřídka zřetelně vrstevnaté. Běžným zjevem je brekciovitá struktura.

V sev. části terénu tvoří dolomity, podobně jako guttensteinské vápence, dva

pruhy více méně nesouvislé. Platí to zejména o svrchním pruhu, ve kterém vystupují větší dolomitové masy pouze na východním úbočí Kozelníku, kde se vsunují mezi križňanský neokom a chočský příkrov. (Severněji odtud, na trase dráhy Diviaky—Banská Bystrica zachytili tento dolomitový pruh D. Andrusov a Q. Záruba [1937]. V jeho jihovýchodním pokračování na svazích údolí Velkého Cenova jsou *dolomity buněčnaté*, což svědčí o jejich intensivním mechanickém postižení. Větší, tektonicky komplikované masy dolomitů budují svahy Košiaru a Dedkové, odkud pokračují úzkým pruhem na východní a jižní svah Sokolova. Nesouvislé výskyty dolomitů byly zjištěny i v okolí Riečky a severně od Tajova.

3. *Svrchní trias*

δ) Karn: Lunzské vrstvy v podobě zelenavých *pískovců* byly konstatovány pouze v úlomcích v ssuti na Žiaru severně od Tajova.

Protože (až na několik úlomků) nebyly ve studovaném terénu zjištěny lunzské vrstvy a dolomitový komplex středního a částečně i svrchního triasu má jednotný lithologický charakter, nebylo možno při mapování odlišit dolomit hlavní od dolomitu ladinského.

ε) Nor je ve vývoji karpatského keuperu. Hlavní horninou jsou cihlově červené až červenofialové, místy jablečně zelené *jílovce* až *slinité jílovce*, často okrovitě větrající. Občas se v nich objevují lavičkovité vložky světle zelenošedých nebo hnědých *pískovců* (jz. od Harmance) a slabší vložky *dolomitů*, které někdy tvoří drobné konkrece rozptýlené v jílovcích (údolí V. Cenova). Šedé a narezavělé kompaktní *křemence* byly zjištěny v údolí Racvalové a na záp. svahu Dedkové. V nadloží pestrých jílovců a břidlic v jz. okolí Harmance vystupuje jako součást norického stupně až 30 m mocná, k severu i jihu se vytrácející poloha žlutošedých *kavernosních dolomitů*.

Keuper je v terénu vyvinut jen místy a většinou čočkovitě (útržkovitě). Velké mocnosti dosahuje v jz. okolí Harmance, v údolí Velkého a Malého Cenova a na záp. svahu Dedkové. Menší výskyty jsou na Košiaru a ve vých. svahu Sokolova.

ζ) Rhaet je zastoupen tmavě šedými *vápenci*, někdy velmi podobnými anisským vápencům. Podobnost je zdůrazněna i přítomností sekundárních kalcitových žilek. K rhaetu je řadíme na základě nálezů korálové fauny (sv. svahy koty 834) nebo brachiopodových lumachell (v sedle jz. od Dedkové). Tmavé zrnité rhaetské vápence se vyskytují i na sv. svahu koty 834 a tvoří také vrchol Košiaru a menší polohy sz. od Tajova.

4. *Jura*

α) Lias je zastoupen masově červenými *slinitými hlíznatými vápenci* nepravidelně zvrstvenými a obsahujícími cephallopodovou faunu (adnetská facie). Vystupují na př. na v. svahu Sokolova a sev. Tajova.

Hierlatzské vápence, jejichž drobná čočka byla zjištěna ve východním svahu Vápenice, jsou červenohnědé, růžově šedé nebo šedé, zrnité *krinoidové vápence*. Tu a tam obsahují zbytky roster belemnitů.

β) Dogger-malm. Střední a svrchní juře patří celistvé šedé *radiolariové vápence* s polohami hnědých, tříštnatě se rozpadajících *radiolaritových rohovců*. Vystupují sev. od Tajova. Nejvyšší malm, růžově červené a zelenavé *břidličnaté vápence*, přecházející do slínitých vápenců neokomu, tvoří nesouvislé výskyty ve stráních z. od Harmance.

5. *Spodní křída*

Na basi neokomu se místy (na př. na východním svahu Racvalové) objevují v ssuti úlomky světlých hnědošedých *celistvých vápenců* lasturnatého lomu, připomínajících calpionellové vápence (tithon-berriasien). Také v ssuti na jv. úbočí Ištvánky jsme zjistili nehojné úlomky tmavošedých *skvrnitých slínů* nejisté stratigrafické posice (lias?, neokom?).

Neokom je vedle guttensteinských vápenců a dolomitů nejvíce rozšířeným členem križňanského příkrovu. Je tvořen bělavě šedými *slínitými vápenci*, celistvými, nepravidelně zvrstvenými, rozpadajícími se na ploché úlomky. V tektonicky porušených partiích (hřeben Breziny) jsou silně zbřidličnatělé a prostoupené hojným sekundárním kalcitem.

V severní části terénu vytváří neokom dva paralelní pruhy, probíhající východním svahem Kozelníku přes hřeben Breziny do údolí Velkého a Malého Cenova. Souvislý pruh se táhne po vých. úbočí koty 879 a Sokolova, menší na hřebeni Žiaru u Tajova.

II. Chočský příkrov

Stratigrafický rozsah chočského příkrovu v území mezi Harmancem a Tajovem sahá jen od werfenu do norienu.

1. *Spodní trias*

α) Werfen. Werfenské vrstvy mají podobný ráz jako v križňanském příkrovu. Jejich menší výskyty byly zjištěny jen na s. svahu Lučivna a na Dedkové. Většinou jsou to šedé *kvarcitické pískovce* (místy chudé slídou) s polohami červených nebo zelenošedých až modrošedých, střípkovitě rozpadavých *břidlic*. Melafyry známé odjinud z chočského příkrovu nebyly v těchto výskytech konstatovány.

2. *Střední trias*

β) Anis. Basi chočského příkrovu v největší části území představují *guttensteinské vápence*, petrograficky shodné s aniskými vápenci križňanského příkrovu. Skaliska těchto vápenců, markantně v terénu vyznačující basi chočského příkrovu,

lze sledovat po hřebeni Kozelníku a Vápenice přes údolí Racvalové na Brezinu a dále po severním úbočí Lučivna a východním svahu koty 899, kde se jejich pruh obloukovitě stáčí po jižních svazích Sokolova. Menší příkrovové trosky guttensteinských vápenců jsou na Dedkové a Žiaru.

Tmavé guttensteinské vápence přecházejí místy do nadloží do *světlých vápenců* s nádechem do hněda, které připomínají wettersteinské vápence gemerid. Mocné polohy těchto vápenců budují západní část hřebene Kozelníku a vystupují též v úzkém pruhu na svazích Racvalovského údolí.

γ) Ladin. Prokazatelně ladinského stáří jsou *dolomity*, které vystupují mezi anisskými vápenci a vápenci reiflingskými na svazích Sokolova. Jejich mocnost je však značně proměnlivá. Místy je chočský dolomit tektonicky zcela vyvlečen, takže reiflingské vápence leží přímo na anisských (vých. svah Ištvánky). Svrchní část ladinu je zastoupena světlými *rohovcovými vápenci reiflingskými*. Jsou lavicovitě vrstevnaté s charakteristicky vyvětrávajícími *rohovci* černošedé až hnědošedé barvy. Jejich čočkovité polohy se dají sledovat na svazích Sokolova a na Ištvánce.

3. *Svrchní trias*

δ) Karn-nor. Karn je ve vývoji hrádeckých (lunzských) vrstev a opponitzkého vápence jsme ve studovaném území nezastihli. V nadloží reiflingských vápenců leží mohutná a plošně rozsáhlá masa *hlavního dolomitu*, který se obvykle řadí do norienu. Podle studií Ilavského v severnější části Velké Fatry však může zasahovat i do vyšších částí karnu.

Hlavní dolomit je nejvyšším členem chočského příkrovu. Je světle, místy však i tmavě šedý s charakteristickou jemně brekciovitou strukturou. Mezerní hmota mezi ostrohrannými dolomitickými úlomky, které vyvětrávají, je tvořena kalcitem. Mohutné komplexy hlavního dolomitu budují morfologicky výrazné horské vrcholy Vápenici, Ištvánku, Holý vrch (823), Lučivno, Sokolovo. Zvláště na Lučivnu vytvářejí typické věžovité skalní útvary. Morfologicky pozoruhodný je kaňon potoka Matanové, zařízlý asi 80 m do dolomitového masivu Holého vrchu.

B. Předpaleogenní tektonika subtatranských příkrovů

1. Tektonika krížňanského příkrovu

Spodní část krížňanského příkrovu, starohorská serie, má složitou geologickou stavbu. Ta se ve verrukanu projevuje složitými systémy břidličnatostí, které téměř zcela zastírají původní vrstevnatost. Pokud lze zjistit původní vrstevnatost (podle střídání poloh různé petrografické povahy), můžeme pozorovat, že její směr je sblížen se směrem V—Z a souhlasí i s průběhem

červenavě zbarvených poloh v souvrství verrukana. Smysl a stupeň zapadání vrstev je velmi proměnlivý.

Podle názorů J. Koutka (1937, 1947 a citace jeho přednášky ve zprávě D. Andrusova — Q. Záruby 1937), je starohorská serie součástí križňanského příkrovu. Ve východních částech starohorského okna spočívá totiž križňanský příkrov, jehož spodní část tvoří krystalinikum a verrukano, na nízkotatranském krystalickém jádru s jeho tatridním mesozoickým obalem. Na styku starohorské serie a mesozoika križňanského příkrovu je výrazná diskordance.

Důležitou otázkou je vyřešení příslušnosti a vzájemného poměru werfenu v severní a jižní části námi mapovaného území. Werfen na jihu u Riečky má totiž nápadně větší mocnost než werfen u Harmance. Značně proměnlivá mocnost werfenu (místy nasedá mesozoikum križňanského příkrovu na starohorskou serii až střednotriasovými vápenci nebo dolomity) může být výsledkem dílčích pohybů na styku dvou celků různých mechanických vlastností: starohorské serie a mesozoika križňanského příkrovu. Tomu by nasvědčoval i styk werfenu s ostatním mesozoikem križňanského příkrovu, který byl na některých místech vymapován jako tektonický (kvarcitové pruhy ve werfenu u Riečky probíhají často kose k omezení dolomitů). Dosavadním výzkumem se nepodařilo zjistit, zda werfen u Riečky a werfen u Harmance jsou součástí téže tektonické jednotky.

Na starohorské jednotce spočívá križňanské mesozoikum. Styčná linie mezi starohorskou serií a mesozoikem križňanského příkrovu klesá s výšky 810 m na úbočí Košiaru ke kotě 613 v údolí Malého Cenova, stoupá opět do 760 m na hřebeni Kotelnice a spadá k jižnímu okraji Harmance do výšky kolem 480 m. Z jejího průběhu je vidět její zvlnění a celkový sklon k západu a severozápadu.

Tektonická stavba mesozoika križňanského příkrovu v severní části území je daleko komplikovanější než v jeho jižní části. V oblasti mezi údolím Malého Cenova, Ištvánkou a Harmancem leží totiž na normální serii križňanského příkrovu pruh útržků guttensteinských vápenců, dolomitů, keuperských křemenců, liasového vápence a neokomu, který pokračuje sev. od Vápenice pouze pásmem dolomitů. Serie těchto hornin náleží digitaci, z jejíhož překoceného ramene se zachovaly jen čočky odolných dolomitů. Ve svrchním ramenu se zachovala úplnější, i když jen čočkovitě vyvinutá serie, složená z anisských vápenců, dolomitu, keuperských kvarcitů, jury a neokomu. Na Brezině je tato digitace redukována až na neokom, který se přímo stýká s neokomem hlavní križňanské serie. Směrem k východu pokračuje digitace na severní svah Dedkové a na Košiar, kde jsou však tektonické poměry ještě komplikovanější (zvl. na Košiaru) následkem dalšího zdigitování příkrovu. V okolí Košiaru jsou však vyvinuty jen guttensteinské vápence, dolomity, keuper a rhaet; neokomské pruhy tam nepokračují.

Klidnější uložení križňanského příkrovu lze pozorovat v širším okolí Riečky.

Usuzujeme tak podle pravidelného průběhu kvarcitových poloh werfenu u Riečky a serií triasu, jury a neokomu, které lemují úbočí koty 899 a Sokolova. Stejně klidné je uložení této serie na kotě 675 a v severním okolí Tajova na Žiaru.

2. Tektonika chočského příkrovu

Basi chočského příkrovu tvoří většinou anisské vápence, místy werfen (údolí V. Cenova, Dedková, kota 834) nebo dolomity (Holý vrch). Přesunová linie se dá dobře sledovat podle průběhu guttensteinských vápenců, které spočívají na neokomu nebo i na spodnějších členech križňanského příkrovu. Probíhá po v. úbočí Kozelníka a Vápenice s výšky 950 m přes hřeben Breziny (800 m) do údolí Veľkého Cenova (600 m), odkud vystupuje do sedla mezi Lučivnem a Dedkovou (900 m) a zvolna klesá po svazích koty 899 a Sokolova ke Kordickému potoku (620 m). Z toho je zřejmé, že podobně jako base križňanského příkrovu je i přesunová plocha chočského příkrovu zvlněna a má celkový smysl zapadání k západu až jihozápadu. Nutno ovšem mít na zřeteli, že zvlnění přesunových ploch mohlo být do jisté míry ovlivněno i mladšími radiálními pohyby.

Od hlavní masy chočského příkrovu jsou denudací odděleny příkrovové trosky na Dedkové a kotě 834 a na Žiaru.

Z uvedených fakt vyplývá, že geologická stavba subtatrika v mapovaném území má všechny rysy oblastí s příkrovovou tektonikou. Nejnápadnějším znakem je proměnlivá mocnost příkrovů a souvrství, které je skládají. Zvlášť výrazný je tento zjev v križňanském příkrovu, jehož mocnost kolísá v mapovaném terénu mezi 500 m (záp. od Harmance) a 150 m na Brezině. Úplný stratigrafický sled križňanského příkrovu se zachoval jen v místech klidného uložení (jz. od Harmance, záp. od Riečky), kdežto v tektonicky exponovaných partiích (Brezina) došlo k úplné redukci některých souvrství, hlavně jury, rhaetu a místy i keuperu. V tektonicky nejvíce namáhaných pásmech, zvláště v těsném podloží digitace Racvalové a v jejím ležatém překoceném rameni se zachovaly, i když jen útržkovitě, pouze mechanicky nejodolnější horniny: anisské vápence, dolomity a křemence keuperu. V těchto zonách příkrovu je i neokom, který obvykle vystupuje ve velikých mocnostech, stlačen do úzkého, složitě provrásněného pruhu, v němž jsou zahněteny šupiny a útržky pevnějších hornin.

Tektonická komplikovanost, zvláště enormně malá mocnost križňanského příkrovu (hlavně neokomu, který v severnějších částech Velké Fatry vystupuje ve stametrových mocnostech) a vznik digitace Racvalové souvisí patrně s přesunováním križňanského příkrovu přes nerovný („zvlněný") a vcelku vyklenutý povrch podloží. Hlavním činitelem, který má podíl na vzniku digitace i na nestejnoměrném „vyválcování" križňanského příkrovu, byl přesunující se příkrov chočský.

Ani stavba chočského příkrovu není však tak jednoduchá, jak by se mohlo zdát

při prvním pohledu na mapu. Ve skutečnosti i uvnitř chočského příkrovu došlo k dílčím pohybům a detailnímu provrásnění. Důkazem toho je prostorové sblížení anisských a reiflingských vápenců s lokální redukcí chočského dolomitu a dále nepravidelné směry a dosti strmé úklony vrstev.

C. Terciér

1. Paleogén

Z jižního okolí mapovaného území zasahuje ke Kordíkům výběžek paleogénu, který vyplňuje kotlinu severojižního směru, sevřenou andesitovým hřebenem Kremnického pohoří (na západě) a subtatridním mesozoikem na východě. Výběžek je necelý kilometr široký a k severu se uzavírá. Hranice paleogénu vůči mesozoiku je pravděpodobně většinou tektonická. Průběh zlomové linie není však přímočarý, nýbrž lomený a odráží patrně struktury podložního mesozoika. V podstatě se linie lomí ve dvou směrech: h 9—10 a h 1—2. Severovýchodně od Kordíků se stáčí k severozápadu a tím, že se přibližuje k andesitovému hřbetu, způsobuje severní uzavření paleogenního výběžku. Je nápadné, že do stejného směru se v pokračování linie ohýbá i andesitový hřeben Svrstníku. K západu se paleogén noří pod vulkanické serie Kremnického pohoří a sahá patrně tímto směrem dále k západu.

Sedimentační prostor paleogénu byl založen již předpaleogenní radiální tektonikou v subtatranských příkrovech. Pohyby po těchto dislokacích se zřejmě opakovaly i po usazení paleogénu, čemuž nasvědčuje značný výškový rozsah jednotlivých paleogenních výskytů (mezi 500 a 780 m). Nejseverněji a nejvýše ležící výskyt paleogénu (?) je otevřen pískovnou u koty 784 severovýchodně od Kordíků.

Z tektonického hlediska jsou velmi zajímavé ostrůvkovité výskyty krystalinika a verrukana uprostřed paleogénu v okolí Kordíků. Vzhledem k jejich rozměrům lze sotva předpokládat, že by šlo o bloky podloží, utržené vulkanickými erupcemi.

Paleogenní sedimenty mají mělkovodní ráz. Převládající horninou jsou žlutavé *písky* až *pískovce*, místy silněji vápnité, přecházející do *písčitých vápenců*. Podřadněji se vyskytují polohy *jílovité*. Vápnité pískovce a písčité vápence obsahují nummulitovou a gastropodovou faunu.

2. Neogén

Neogén je ve zmapovaném území zastoupen jednak sedimenty, jednak serií vulkanických hornin. Za podloží serie terciérních andesitových vulkanitů pokládáme žlutavé *písky* a *jemné štěrky* (s převážně křemenným materiálem), které byly zjištěny v okolí lovecké chaty 2 km severovýchodně od Kordíků (kolem 800 n. m.), v sedle na západním konci hřebene Breziny (790 n. m.) a v sedle Itšvánka (999 n. m.). Je zajímavé, že neogén vystupuje vždy v sedlech, oddělu-

jících mesozoikum od andesitů, kde spočívá přímo na dolomitu chočského příkrovu. V nadloží písků a štěrků, jak můžeme pozorovat na př. na Ištvánce, leží andesity. Relativně značně vysokou polohu neogénu (až kolem 1000 m) lze vysvětlit poneogenním vyklenováním centrálních Karpat a radiální tektonikou, která toto vyklenování provázela.

Vulkanická serie v nadloží neogenních sedimentů je tvořena střídajícími se polohami *andesitických láv, aglomerátů* a *tufů*.

Andesity tvoří proudy a příkrovy, jejichž čela vystupují ve vysokých skalních stěnách východního svahu Kremnického pohoří. Přes značný sklon svahů andesitového hřebene netvoří jednotlivé příkrovy souvislé výchozy, nýbrž jen ojedinělé nápadné skály, vynořující se z mohutných svahových ssutí. Tyto ssuti s andesitovým materiálem sestupují do kotliny vyplněné paleogénem, který z větší části překrývají.

Zvláště typické výchozy vulkanitů jsou na Hajnalové (1120), v jejímž vých. svahu můžeme pozorovat střídání masivních andesitů s polohami pyroklastik. Směr a sklon příkrovů není jednotný. Převládají úklony k sz. a jsou někdy poměrně značné — až 40°. Mocnost proudů a příkrovů někdy přesahuje 50 m.

V mapovaném území jsou zastoupeny *hypersthenicko-amfibolické* a *amfibolicko-biotitické andesity*. Jsou to černošedé nebo hnědošedé drobně porfyrické horniny, přeplněné vyrostlicemi zonárních plagioklasů (až 3 mm v průměru). Základní hmota je mikrokrystalická se zrnky rudy.

Aglomeráty mají v základní tufové hmotě ostrohranné i zaoblené úlomky starších andesitů a vzácně též mesozoických a krystalinických hornin z jejich podloží — vápenců, dolomitů, kvarcitů atd. Jsou nevrstevnaté a často pórovité. Bloky cizorodých hornin dosahují velikosti až 1 m^3. Aglomeráty přecházejí místy do černošedých až zelenošedých *tufů*.

D. Mladé pokryvné útvary

Z pokryvných útvarů jsou nejvíce rozšířeny *svahové ssuti*. Rozsáhlá *kamenná moře* jsou typicky vyvinuta na východním srázu Kremnického pohoří. Směrem do kordické kotliny přecházejí do kamenitých ssutí s dokonale zaoblenými úlomky andesitového materiálu. V okolí Kordíků v nich vznikly četné jazykovité proudové sesuvy.

S hlediska morfologického vývoje krajiny jsou zajímavé zbytky teras, ležících 5—20 m nad dnešní úrovní potoka Matanové na Holém Vrchu a na Brezině. Většinu jejich valounového materiálu tvoří andesity.

Na několika místech byly zjištěny *travertiny*, obsahující často zbytky flory a gastropodové fauny. Větší jejich výskyty jsou v údolích pravostranných přítoků Bystrice jižně od Harmance, u minerálního pramene v údolí M. Cenova a v údolích jihovýchodně od Košiaru.

E. Hydrogeologické poměry

Mapovaný terén patří hydrologicky k povodí Hronu. Severní část je odvodňována Bystricí s přítoky Racvalovou a Cenovem, jižní část Kordickým potokem.

Nejvydatnější prameny jsou v údolí Cenova, kde vyvěrá i minerální pramen. Velké množství ssuťových pramenů vyvěrá z obrovských ssutí pod andesitovým hřebenem, které tak představují velké nádrže využitelné podzemní vody. Četné vrstevní prameny vytékají také při svrchní straně jílovitých poloh keuperu a werfenu. Jako nádrže puklinových a částečně i krasových vod slouží vápence a místy i dolomity obou subtatranských příkrovů. V oblasti guttensteinských vápenců jsou časté ponorné toky, hltače a vyvěračky.

21. V. 1956

Katedra geologie a
Katedra nerostných surovin
geologicko-geografické fakulty
Karlovy university,
Praha

ЙОЗЕФ ЯРОШ—ЙИРЖИ ЛОСЕРТ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОБЛАСТИ, РАСПОЛОЖЕННОЙ МЕЖДУ СЕЛЕНИЯМИ ГАРМАНЕЦ И ТАЙОВ К СЗ ОТ г. БАНСКА БЫСТРИЦА

Исследованная область расположена в Средней Словакии. Принадлежит она она отчасти массиву Велька (Большая) Фатра, отчасти Кремницким горам. В ее строении участвуют: 1. крижнянский покров, 2. хочский покров, 3. палеоген, 4. неоген (представленный осадочными и вулканическими породами).

Нижняя часть крижнянской серии — старогорская стратиграфическая единица — сложена кристаллическими породами (двуслюдяные ортогнейсы и мигматиты) и отложениями веррукано (песчаники, сланцы, конгломераты). Мезозой крижнянской серии начинается песчаниками и сланцами верфена, на которые налегают гутенштейнские известняки и ладинские доломиты. Кейпер представлен пестрыми сланцами с прослойками доломитов и песчаников. Рэтские известняки часто переходят в пестрые зернистые известняки лейаса. В кровле радиоляриевых известняков доггера находятся сланцеватые известняки (мальм), которые почти повсюду переходят в мергелистые известняки неокома. В основании неокома иногда встречаются кальпионелловые известняки.

Крижнянский покров перекрыт хочским, который также начинается верфеном и гутенштейнскими известняками. В бóльшей своей части хочский покров сложен доломитами, в которых лишь изредка местами появляются прослойки рейфлингских известняков с силексами.

Тектоника обоих покровов усложнена существованием складки второго порядка, в опрокинутом крыле которой сохранились линзы доломитов, а в верхнем крыле — части серий, состоящих из анизийских известняков, кварцитов кейпера, слоев юры и неокома. В окрестностях сел. Дедкова тектоника еще сложнее, так как крижнянский покров расчленен на множество мелких складок второго порядка.

Палеогеновые отложения — песчаники, песчанистые известняки, сланцы и конгломераты — выполняют котловину, вытянутую в северо-южном направлении;

на западе они погружаются под мощные массы андезитов и связанных с ними пирокластических пород Кремницких гор. Из-под андезитов местами выходят кварцевые галечники и пески, которые мы пока считаем неогеновыми.

Что касается четвертичных покровных отложений, то интересно отметить, что у восточного подножия андезитового массива широко развиты осыпи, из которых образуются большие языковидные оползни.

21. V. 1956

Кафедра полезных ископаемых
геолого-географического факультета
Карлова университета,
Прага

Перевод с чешского В. Андрусовой

JOSEF JAROŠ—JIŘÍ LOSERT

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE ZWISCHEN HARMANEC UND TAJOV NORDWESTLICH VON BANSKÁ BYSTRICA

Das studierte Gebiet breitet sich in der Mittelslowakei aus und gehört teilweise zu dem Gebirge Grosse Fatra, teilweise zum Kremnicaer Gebirge. An seinem Bau nimmt teil: 1. Krížna-Decke, 2. Choč-Decke, 3. Paläogen, 4. Neogen (Sedimente und Vulkanite).

Der untere Teil der Krížna-Serie, die Einheit von Staré Hory, wird durch ein Kristallinikum (zweiglimmerige Orthogneise und Migmatite) und Verrucanosedimente (Sandsteine, Schiefer, Konglomerate) gebildet. Das Mesozoikum der Krížna-Serie fängt mit Sandsteinen und Werfener Schiefern an, über welchen Gutensteiner Kalke und ladinische Dolomite folgen. Der Keuper wird duch bunte Schiefer mit Dolomit- und Sandsteineinlagen vertreten. Rätische Kalke gehen oft in körnige, bunte, liassische Kalke über. Die doggerischen Radiolarienkalke haben im Hangenden schieferide Kalke (Malm), die an der Mehrheit der Lokalitäten in neokome mergelige Kalke übergehen. An der Neokombasis sind stellenweise Campionellenkalke entwickelt.

Die im Hangenden der Krížna-Decke liegende Choč-Decke beginnt gleichfalls mit dem Werfen und den Gutensteiner Kalken. Ihren Hauptteil bauen jedoch Dolomit-Massen, die nur hie und da Einschaltungen Reiflinger Hornsteinkalke enthalten.

Das tektonische Verhältnis beider Decken ist in der südlichen Umgebung der Gemeinde Harmanec durch die Entstehung einer Digitation kompliziert, von derem überkippten Schenkel sich nur Dolomitenlinsen und vom oberen Schenkel eine schollenartige Serie der anisischen Kalke, keuperischen Quarzite, des Juras und Neokoms erhalten sind. In der Umgebung von Dedková ist die Situation infolge detaillierterer Digitation der Krížna-Decke noch komplizierter.

Paläogene Sedimente — Sandsteine, sandige Kalke, Schiefer und Konglomerate — füllen den N—S Becken und tauchen nach Westen unter die mächtigen Massen der Andesite und andesitischen Pyroklastiken des Kremnicaer Gebirges. Im Liegenden der Andesite treten stellenweise quarzige Schotter und Sande auf, die ich vorläufig für Neogen halte.

Von den Überdeckungsgebilden verdienen eine Erwähnung die riesigen Schutthalden am östlichen Fuss des andesitischen Gebirges, in welchen sich ausgedehnte, zungenförmige Rutschungen bilden.

21. V. 1956

Katheder für Geologie und
Katheder für Mineralrohstoffe
der geologisch-geographischen Fakultät
an Karl's Universität,
Praha

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

VLADIMÍR NÁPRSTEK — PAVEL RÖHLICH

GEOLOGICKÉ POMĚRY ŠIRŠÍHO OKOLÍ KRÁLÍK, TAJOVA A MALACHOVA ZÁPADNĚ OD BANSKÉ BYSTRICE

List spec. mapy B. Bystrica 4562

(Ruské a německé resumé)

Úvod

V létě 1955 jsme geologicky mapovali území sz. cípu vrstevnicové mapy 1:20 000 (list 4562/1-b). Na severní okraj našeho terénu navazuje území studované J. Jarošem a J. Losertem. Vedoucím výzkumné skupiny byl akademik R. Kettner, který nás v této oblasti zacvičoval do geologického studia Karpat. Za podnětné rady při řešení stratigrafických otázek studované oblasti jsme zavázáni doc. Dr Maheľovi z Geologického ústavu D. Štúra v Bratislavě.

Hranicí zmapovaného území je na severu a východě okraj uvedené mapy. Jižní hranici tvoří silnice od Dol. Pršan až ke kotě 687. Jihozápadní ohraničení zhruba linie od této koty k horskému hřebenu ke kotě 1211 a odtud přes vrchol Skalka (1214 m) k severnímu okraji listu mapy.

Geograficky patří toto území ve své záp. a jihozáp. i části jižní Kremnickému pohoří, ve své střední a severní části nejjižnějším výběžkům Velké Fatry.

Výrazným morfologickým elementem je na jihozápadě andesitový hřeben severojižního směru, kde dosahují vrcholy přes 1200 m, zatím co na ostatním území dosahují elevace vulkanického pohoří jen kolem 800 m. Andesitové horniny budují též jihových. část mapované oblasti, kde se vrcholy Německý vrch (845 m), Travný Ždiar (820 m) a Suchý vrch (800 m) řadí zhruba do směru jz—sv.

Vrcholy hřbetů budované mesozoikem seskupují se kolem 650 m. Nejvyšším vrcholem tohoto území je Zd. Háj (694 m) jižně od Tajova a hřbet krytý paleogénem východně od Mutěnského potoka, dosahující až 739 m.

Území je odvodňováno v severní části Tajovským potokem a jeho přítoky Farbeným a Mutěnským potokem a na jihu Malachovským potokem.

Ze starých prací pojednává o tomto území přímo jen:

D. Štúr (1868, str. 370): popisuje vývoj a faunistický obsah kössenských

vrstev při silnici do Malachova, výskyt lunzského pískovce na jv. úpatí Ortutného vrchu, jakož i paleogén z jz. okolí Tajova.

M. Kuthan (1942): pojednává o rtuťových ložiskách v okolí Tajova a Malachova a zakresluje stará hornická díla. Práce přináší cenná petrografická pozorování a řadu poznatků o vzniku neogenních vulkanitů.

GEOLOGICKÉ POMĚRY

V studované oblasti lze rozlišiti tyto geologické jednotky:

1. mesozoikum (subtatridní),
2. paleogén,
3. neogén (sedimenty, vulkanity),
4. mladé pokryvné útvary.

1. Mesozoikum

Spodní trias

Werfen je tvořen zelenavě až hnědavě šedými dobře vrstevnatými arkosovými pískovci až křemenci, které přecházejí do nadloží do jemnozrnných slídnatých pískovců s vápnitým tmelem až do slídnatých rudých místy zeleně žíhaných břidlic.

V námi mapované oblasti byl zjištěn na dně údolí severozápadně od motorové pily západně od Tajova, kde v něm byla nalezena hojná fauna, určená předběžně jako:

Myophoria costata Zenk.
Anodontophora phassaensis Wiss.
Gervillia sp.

Jinak vychází werfen též v podloží vápenců východně od Tajova. Na obou odkryvech má směry h 4 a úklony 10 až 25° k severozápadu a jeho styk s nadložím je tektonický.

Střední trias

Anis v podobě guttensteinských vápenců nebyl námi zjištěn s výjimkou výskytů v údolí Tajovského potoka pod kotou 681.

Středno- a svrchnotriasové dolomity proměnlivé mocnosti tvoří hlavní masu mesozoických sedimentů ve středním pruhu mapovaného území od Tajova na jihozápad. Ostatní členy mesozoika objevují se buď v tektonickém okně pod hřbetem Kalvarie u Tajova, nebo v údolí Mutěnského potoka a při silnici západně od Malachova při jižním okraji mapovaného území.

Petrograficky lze v těchto dolomitech rozlišit tyto typy:

1. masivní hrubozrnný krinoidový dolomit (v tektonické šupině v údolí pod Kalvarií),

2. více méně nedokonale vrstevnaté šedé až tmavé dolomity. Jsou zrnité až mikrozrnité, mosaikové, chuchvalcovité až pseudooolitické struktury. Většina základní hmoty těchto hornin je tvořena jemnozrnným krinoidovým detritem, rozrušeným dolomitisací.

Písčité vložky lunzu (karn) byly v těchto dolomitech zjištěny u koty 573 ve východním svahu údolí Mutěnského potoka a pod kotou 640 jižně od Jabrikové, kde vytvářejí přímé tektonické nadloží rhaetu. Lunzské pískovce dosahují zejména v okolí koty 739 asi 20 m mocnosti. Při laterálním i vertikálním sledování jejich průběhu bylo zjištěno, že přecházejí do tmavých jemnozrnných dolomitů. Jako vápnité pískovce s nehojnými lupínky slídy, přecházející až do černých jílovitě zvětrávajících reingrabenských břidlic, jsou vyvinuty nad záp. Malachovem v zářezu cesty na kotu 555 (již mimo list 4562/1-b). Nadloží této vložky tvoří bílé moučkovitě zvětrávající dolomity.

R h a e t je tvořen u kot 573 a 640 korálovými vápenci (t. zv. lithodendronovým vývojem). Tento vývoj byl námi nově zjištěn. Na jiných místech uplatňují se v profilu převážně organodetritické vápence tmavošedé až černé barvy. Některé polohy jsou přímo terebratulové lumachelly s drtí různých měkkýšů, krinoidů a jiných organismů. Hojné jsou též vápence oolitické nebo hlíznaté vápence organodetriticko-kalové.

U koty 573 v údolí Mutěnského potoka byly zjištěny v sousedství korálových vápenců páskované písčité břidlice černé barvy. Závalky podobného materiálu lze petrograficky zjistit v rhaetských vápencích při silnici západně od Malachova (Štúrova lokalita). Poněvadž nelze přesně stanovit stratigrafickou posici těchto břidlic a zejména proto, že tektonické nadloží rhaetu tvoří na této lokalitě lunzský pískovec, není vyloučeno, že břidličná poloha může náležet lunzským vrstvám (reingrabenské břidlice). K přesnému zjištění bylo by třeba umělého odkryvu.

J u r a

S p o d n í t r i a s je faciálně velmi pestrý. Petrograficky je representován hrubozrnnými krinoidovými vápenci bělošedých až sytě červených barev, hlíznatými masově červenými až žlutavými slínitými vápenci s rostry belemnitů, šedými oolitickými organodetritickokalovými vápenci a zrnitými krinoidovými vápenci s peckovitými rohovci, které jsou deskovitě až lavicovitě zvrstvené. Obsahují sporadicky příměs klastického křemene.

Světlé hrubozrnné krinoidové vápence tvoří tektonicky homogenní masu největší mocnosti (50 m), která se při vrásnění chovala značně individuálně a diferenciálními pohyby klouzala po svém zbřidličnatělém nadloží (překocený vrstevní sled).

V tektonickém podloží dolomitu tvoří morfologicky výrazné kulisy. Kompaktnost těchto vápenců je na Kalvarii porušena drobnými dislokacemi, které mají přesmykový ráz.

Svrchní lias

V údolí západně od Tajova na západním úpatí Kalvarie jsou obnaženy deskovité žlutavě až zelenavě šedé slínité vápence bez makrofosilií, které jsou v některých polohách slabě silicifikované. Petrograficky jde o kalové vápence obsahující kalcifikované radiolarie, místy deformované. Silicifikace má podobu rozpíjivých proužků.

S určitou výhradou čítáme tyto horniny zatím k svrchnímu liasu. Zbřidličnatělé silně upomínají na neokomové slínité vápence.

Zbřidličnatění postihlo v těchto místech i stratigraficky nižší polohy zarůžovělých liasových vápenců kalových, v nichž lze identifikovat drobné úlomky krinoidů. Tyto zbřidličnatělé liasové vápence tvoří na př. mezi Kalvarií a jižním dolomitovým hřbetem sedlo a na nich plovou útržky dolomitu i hrubozrnných vápenců spodního liasu.

Při mapování byl tento spodní lias pestrého litologického vývoje odlišen od právě popsaného svrchního liasu a vyšší jury hlavně proto, že malm je v mapovaném území vyválcován a dogger v podobě šedých celistvých radiolariových vápenců s rohovci je vyvinut pouze jižně od Tajova.

Zbřidličnatělý svrchní lias byl rovněž samostatně odlišen, poněvadž laterální přechod mezi souvrstvím zbřidličnatělým a nezbřidličnatělým není nikde přímo odkryt. Pouze deformované kalcifikované radiolarie svědčí pro tento přechod. Nelze proto vyloučit možnost tektonického styku deskovitých vápenců a vápenců zbřidličnatělých.

Zda tyto zbřidličnatělé vápence jsou neokomské, nelze ani mikroskopicky rozhodnout. Pouze v jediném vzorku z nejnižších míst údolí jižně od Kalvarie byly zjištěny dva fragmenty upomínající na Calpionelly.

2. Paleogén

Na alpinotypně zvrásněných mesozoických horninách spočívá diskordantně paleogén, resp. eocén (stř. lutétien).

V mapovaném území vystupuje na severu, jihu a západě v okolí Králíků a kromě toho v několika drobnějších výskytech východněji. Jeho litologický vývoj je tento:

Na basi jsou zpravidla vápnité slepence, hrubozrnné i jemnozrnné, s převážně dolomitovými valounky, většinou dokonale zaoblenými. Výše přecházejí do světlehnědých, více méně vápnitých pískovců, jen s ojedinělými dolomitovými valounky. Až dosud uvedené vrstvy jsou prakticky paleontologicky sterilní. Z pískovců pochází jediný náš nález žraločího zubu.

Výše se objevují polohy vápnitých pískovců až vápenců nummulitových a diskocyklinových.

Nejvyšší zjištěné polohy eocénu, paleontologicky opět sterilní, tvoří hnědošedé, okrově hnědé a zelenošedé tence vrstevnaté jílovce s podřízenými jemně písčitými vložkami.

Tento vrstevní sled, který je ve studovaném území normální, je místy poněkud modifikován. Tak zejména nummulitové a diskocyklinové vápence a lumachelly se místy vyskytují již při basi eocenního sedimentačního cyklu. Lze to vysvětlit nejspíše pozdějším počátkem sedimentace, která probíhala hlavně na počátku, na nerovném podkladě. Tomu nasvědčují i výskyty basálních brekcií s netříděným dolomitovým materiálem, které mají velmi omezené rozšíření a sedimentovaly patrně v prohlubních přímo na okraji dolomitových kamýků či skalek. Celková mocnost zachovaných paleogenních vrstev dosahuje 120—150 m.

3. Neogén (sedimenty, vulkanity)

Nejbližšími horninami, odkrytými v nadloží paleogénu, jsou neogenní andesity a k nim příslušná pyroklastika. Mezi oběma komplexy (paleogénem a neogenními vulkanity) jsme však na dvou místech v záp. okolí Králíků zjistili výskyty valounů, které se svým pestrým petrografickým složením nápadně liší od valounového materiálu paleogenních hornin.

Valouny jsou tvořeny [v cestě asi 1100 m vých. od koty 1116 sv. od Skalky (1214 m)] žilným křemenem, materiálem z krystalinika, křemitými pískovci, černými rohovci a dokonce i materiálem silně upomínajícím na menilitové břidlice. Vzhledem k okolnostem výskytu pokládáme tyto valouny za materiál z rozpadavých slepenců nebo štěrků, pravděpodobně miocenních, z podloží neogenních extrusiv. Nikde jsme však podobné psefity nenašli in situ, což je při mocných ssutových pokryvech pochopitelné.

M. Kuthan (1942, str. 7) uvádí z podloží aglomerátů jihozápadně od Králíků helvetské písky, po nichž jsme rovněž marně pátrali.

Neogenní (tortonské) andesity a pyroklastika patří k východnímu okraji Štiavnicko-kremnického rudohoří a tvoří hřeben nejvyšších kopců na záp. okraji mapovaného území (Skalka 1214 m, Mýtny vrch 1222 m a j.). Kromě západní části mapovaného území budují skupinu Suchého vrchu (800 m), Travného Ždiaru (820 m) a Německého vrchu (845 m).

Aglomeráty a tufy silně převládají nad andesity, které tvoří podřízené proudy často s laminární texturou (deskovitá odlučnost). Obvykle se tyto proudy skládají ze střídajících se poloh základních vlnitých provazců, kompaktní lávy a pórovitých poloh, v nichž jsou zapečena explosiva.

Tyto proudy byly zjištěny na západním svahu Suchého vrchu, kde mají směr h 2—4/30° k severozápadu a při silnici západně od Malachova, kde jsou úklony průměrně 20° k jihu a směr zhruba h 6.

Petrograficky jde o tmavošedé až černé hyperstenicko-amfibolické andesity,

které patří podle M. Kuthana do mladších neogenních efusiv. Na jiných místech jde o hrubozrnné amfibolicko-biotitické andesity.

Tufové aglomeráty obsahují v tufové základní hmotě většinou ostrohranné, řidčeji zaoblené kusy andesitů různých typů od celistvých až k silně pórovitým lávám, jakož i úlomky tufů a větší kusy aglomerátů. Cizorodý nevulkanický materiál jsme v nich nezjistili. Kusy andesitů v aglomerátech dosahují až velikosti bloků. Čisté tufy bez větších vyvrženin tvoří jen podřízené vložky. Jsou morfologicky velmi produktivním členem vulkanické serie. Pouze na vrcholu Travného Žďiaru lze v nich měřit směr a sklon (h 5/20° k jjv). Vrstevní úklony v záp. části území převyšují často 40°. Úložné poměry tufů a tuf. aglomerátů jsou dosti pestré následkem periklinálního zapadání kolem jednotlivých sopouchů. Těch byl jistě větší počet, jak tomu svědčí zjištěné úložné poměry.

Exotické bloky

Do jisté míry záhadný je v mapovaném území výskyt velkých zpravidla zaoblených bloků pevných bělavých křemitých pískovců a jemnozrnných slepenců, odpovídajících běžnému typu verrucana. Našli jsme je hlavně v údolí Mutěnského potoka a na okolních vyvýšených plošinách, tvořených eocénem.

V námi mapovaném území i v jeho přímém sousedství tyto horniny nejen nevystupují, ale ani pro jejich výskyt na povrchu nejsou předpoklady. Také z geomorfologického důvodu lze vyloučit jakoukoliv možnost jejich transportu na nynější místo během kvartéru.

Naskýtá se trojí možný výklad:

1. Mohly by to být bloky uvolněné z rozpadlých aglomerátů. Nesvědčí však pro to složení aglomerátů, které prakticky neobsahují allothigenní materiál.

2. Mohly by to být bloky exotické, uvolněné z eocenních sedimentů. Podobné bloky jsme však na odkryvech eocénu nikde nezjistili.

3. Mohly by pocházet z blíže neznámých slepenců v podloží neogenních vulkanitů, což se nám zdá nejpravděpodobnější.

Otázku těchto bloků bude tedy nutno dále sledovat.

4. Mladé pokryvné útvary

Tyto útvary jsou v mapovaném území zastoupeny jednak nehojnými aluvii, jednak svahovými uloženinami, kamenito-hlinitými ssutěmi a travertiny.

Kamenito-hlinité ssuti se uplatňují zejména na svazích kopců, tvořených andesity a pyroklastiky. Přitom zakrývají v širokém pásmu jejich styk s paleogénem, který je tak namnoze nemapovatelný. Velikost bloků v ssuti dosahuje až několika metrů. Nad Malachovem vznikají v andesitových kamenitohlinitých ssutích ssutové prameny a četné mokřiny. Jsou zde též pro velký sklon porušeny proudovými sesuvy.

Travertinový výskyt je vázán na přesunovou plochu mezi spodním zbřidličnatělým souvrstvím svrchního liasu (neokomu?) a spodním liasem krinoidového vývoje a nadložním dolomitem v údolí jižně Kalvarie.

Nerostné suroviny

Největší pozornosti zasluhuje výskyt rtuťnatých rud, vázaných na neogenní vulkanity. Velká jižní a západní část území je pokryta stopami starých hornických prací značně již zašlých, které geologické mapování značně ztěžují.

Impregnace rumělky jsme na několika místech zjistili přímo v andesitových lávách.

Předpaleogenní tektonika

Tektonická stavba mesozoika i na tak malém území je značně složitá. Tektonicky silně alterované a často redukované sedimenty triasu — neokomu(?), jakož i popaleogenní tektonika nedovolily na tak malém území zatím bezpečně stanovit příslušnost jednotlivých lithostratigrafických členů mesozoika k hlavním tektonickým jednotkám.

Lze jen konstatovat, že údolí pod Kalvárií v severní části území je drobným dílčím tektonickým oknem. Tektonickým podložím jsou zde silně zbřidličnatělé slínité vápence. Zbřidličnatění postihlo toto souvrství v různé stratigrafické výši, poněvadž barva těchto slínitých vápenců mění se od šedé v nejnižším místě údolí až do narůžovělé v sedle hřbetu na Kalvarii. Přesunová plocha je silně vyklenutá. Její nejvyšší místo je v sedle hřbetu na Kalvarii a severním i jižním směrem zapadá pod dolomit, který je v těchto místech tektonicky nejvyšším členem mesozoika.

Mezi dolomit a zbřidličnatělé vápence jsou vklíněny na západě šupiny spodního liasu, které v sedle hřbetu Kalvarie plovou na zbřidličnatělých slínitých vápencích. Směrem východním tvoří horniny rhaetu, liasu a doggeru nejspíše dva řasnaté záhyby (repli) ve svazích jižně od Tajova, postižené uvnitř ještě dílčími diferenciálními pohyby. Zejména dolomit jako tektonicky nejvyšší člen mesozoika je na své basi na styku s ostatními členy silně brekciovitý.

Pouze v jižní části území západně od Malachova leží na dolomitu útržky rhaetu. Dolomit je v těchto místech silně podrcen a prostoupen dislokačními plochami směru h 5 6/30° k jihu.

Poněvadž tato část je oddělena od ostatního mesozoika neogenními vulkanity, které leží zřejmě na tektonické linii sv.—jz. směru, není vyloučeno, že zde jde o dolomit nižší tektonické jednotky.

Popaleogenní tektonika

Paleogén je slabě germanotypně zvrásněn; úklony vrstev jsou obvykle 5—15° a zpravidla nepřevyšují 25°. Směry jsou málo pravidelné, nejčastěji však sv. až

vjv. se zapadáním k jihu. Paleogén je porušen zlomy, pravděpodobně vesměs poklesy, které patří dvěma systémům:

1. směru zhruba sv.—jz., podle nichž většinou poklesla severozápadní kra.

2. směru zhruba sz.—jv. podle nichž ve všech zjištěných případech poklesla jihozápadní kra.

Výška skoků těchto dislokací činí řádově desítky metrů a jen místy převyšuje 100 nebo dokonce 200 m.

Oba zjištěné systémy dislokací porušují patrně i neogenní andesity a pyroklastika, neboť jejich morfologicky zřetelné hranice sledují směry této mladé, radiální tektoniky.

Zjištěné poklesy (nebo aspoň poslední pohyby na nich) jsou tedy patrně mladší než tortonské andesity a jejich pyroklastika. Mohou však být i současné s vulkanickou činností.

21. V. 1956

Katedra geologie
geologicko-geografické fakulty
Karlovy university,
Praha

ВЛАДИМИР НАПРСТЕК—ПАВЕЛ РЕЛИХ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОКРЕСТНОСТЕЙ СЕЛЕНИЙ КРАЛИКИ, ТАЙОВ И МАЛАХОВ К ЗАПАДУ ОТ г. БАНСКА БЫСТРИЦА

В географическом отношении западная, юго-западная и южная части области, где производилось картирование, принадлежат Кремницким горам, средняя и северная — южным отрогам массива Велька (Большая) Фатра.

Фация сильно нарушенных и тектонически вытянутых членов мезозоя (от нижнего триаса до неокома) здесь та же, что и в соседних областях. Рэт представлен главным образом коралловыми известняками (литодендровая фация). Мезозой принимает участие в строении двух главных тектонических единиц — нижнего и верхнего субтатранских покровов. Тектонический контакт и тектонический стиль обеих единиц ясно виден в обнажении в долине под холмом Калвария к югу от сел. Тайов. Долина является частичным тектоническим окном, где нижний покров обнажен до верфена. Верхние стратиграфические члены нижнего покрова развальцованы и вытянуты в виде линз вдоль плоскости надвига. Верхний покров образован главным образом доломитами среднего и верхнего триаса, содержашими прослойки лунцских песчаников (карнийский ярус) и черных рейнграбенских сланцев.

Палеоген (средний лютет), характеризующийся германотипной складчатостью, налегает несогласно на мезозой, сложенный в складки альпийского типа. Мощность уцелевших слоев достигает 150 м; судя по фации, палеоген отлагался при наступлении моря на неровной поверхности. Вся толща нарушена сбросами, образующими две системы: простирание одних СВ-ЮЗ, других — СЗ-ЮВ. По своему возрасту дислокации безусловно моложе тортонских андезитов и связанных с ними пирокластических пород.

Неоген представлен вулканическими и осадочными породами. К первым относятся грубозернистые амфибол-биотитовые и гиперстен-амфиболовые андезиты (М. Кутан 1942), агломераты и туфы. Судя по условиям залегания серии вулканических пород, вулканов было несколько; расположение их определялось послепалеогеновой тектоникой. Между отложениями палеогена и неогеновыми

вулканическими породами местами находятся полимиктовые конгломераты, по всей вероятности, миоценового возраста. Повидимоу, тот же возраст надо приписать экзотическим валунам беловатых песчаников, встречающимся на высокорасположенных участках эоцена.

21. V. 1956

Кафедра геологии
геолого-географического факультета
Карлова университета,
Прага

Перевод с чешского В. Андрусовой

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DER WEITEREN UMGEBUNG VON KRÁLIKY, TAJOV UND MALACHOV, WESTLICH VON BANSKÁ BYSTRICA

Geographisch gehört das kartierte Gebiet im westlichen, südwestlichen und südlichen Teil zum Kremnicaer Gebirge und im mittleren und nördlichen Teil zu den südlichen Ausläufern der Grossen Fatra.

Tektonisch stark alterierte und reduzierte Glieder des Mesozoikums, einer stratigraphischen Ausdehnung von der Untertrias bis Neokom, haben ähnliche fazielle Entwicklung, wie die benachbarten Gebiete. Von ihnen ist da Rät überwiegend in der Fazies der Korallenkalke entwickelt (sog. Lithodendronentwicklung). Tektonisch gehört das Mesozoikum zwei tektonischen Haupteinheiten: der unteren und oberen subtatrischen Decke, an. Der tektonische Kontakt und Stil beider Einheiten ist in dem Tal unter dem Kalvaria-Berge, südlich von Tajov, gut aufgeschlossen. Das Tal ist ein tektonisches Fenster, wo die untere Decke bis auf die Werfener Schichten entblösst ist. Die höheren stratigraphischen Glieder der unteren Decke sind längs der Überschiebungsfläche linsenförmig ausgewalzt. Das Rückgrat der oberen Decke bilden überwiegend mittel- bis obertriadische Dolomite mit Lunzer Sandsteinenlagen (Karn) und Einlagen der schwarzen Rheingrabener Schiefer.

Das Paläogen (Mittellutétien) ruht diskordant auf dem alpinotyp gefalteten Mesozoikum und ist germanotyp gefaltet. Erhaltene Mächtigkeit beträgt bis 150 m und seine lithofazielle Entwicklung deutet auf ein unebenes Relief der Transgressionsfläche. Es ist wahrscheinlich durchwegs durch Verwerfungen zweier Systeme gestört, mit NO—SW und NW—SO Richtungen. Die Dislokationen sind wahrscheinlich jünger, als die tortonischen Andesite und ihre Pyroklastiken. Sie können jedoch auch mit der vulkanischen Tätigkeit zeitgenössisch sein.

Das Neogen wird durch Vulkanite und Sedimente vertreten. Die ersten bilden grobkörnige Amphibol-Biotit-Andesite bis Hypersthen-Amphibol-Andesite (M. Kuthan, 1942), Agglomerate und Tuffe. Die Lagerungsverhältnisse der vulkanischen Serie deuten auf eine grössere Zahl von Schloten, die die nachpaläogene Tektonik folgen. Zwischen dem Paläogen und den neogenen Vulkaniten wurden stellenweise zerfallene, polymikte, wahrscheinlich miozäne Konglomerate gefunden. Gleich alt sind wahrscheinlich auch exotische Blöcke weisslicher Sandsteine auf den erhöhten eozänen Plateaus.

21. V. 1956

Katheder für Geologie
an der geologisch-geographischen Fakultät
der Karl's Universität,
Prcha

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

VLADIMÍR NÁPRSTEK

KORÁL *CALAMOPHYLLIA RHAETIANA* KOBY 1884 Z RHAETU OD TAJOVA U BANSKÉ BYSTRICE

(Ruské a německé resumé)

Při geologickém mapování v létě 1955 byla věnována pozornost vývoji rhaetu, jehož horniny byly zastiženy jednak při silnici záp. od Malachova, jednak v údolí Mutěnského potoka u koty 573 a jižně od Tajova u koty 640.

Výskyt při silnici záp. od Malachova popsal již D. Štúr (1868, str. 370), při čemž uvádí též faunistický obsah rhaetských (kössenských) vrstev.

Jak bylo zjištěno mapováním, rhaet tvoří většinou tektonické podloží dolomitu a též jeho styk s ostatními členy jurského sedimentačního cyklu je většinou tektonický. Lithologický vývoj rhaetu na všech uvedených lokalitách je značně pestrý. U kot 573 a 640 byla při mapování objevena paleontologická lokalita korálových vápenců.

Tyto korálové polohy rhaetu jsou běžně nazývány lithodendronovými vápenci podle jména *Lithodendron*.

Tohoto názvu použil Walch (Naturg. Verst. 1771 III pag. 2) pro zkřemenělá dřeva a změnil jej potom na *Dendrolithus*. Pod názvem *Lithophyta* rozuměly se však odedávna fosilní korály. Již Klein (Sciagraphia lit. curiosa 1740, pag. 54) kritisoval, že Luidius (Lithophyll. Brit. Ichnogr. 1699, 107) pod tímto názvem shrnuje fosilní rostlinné části, které Walch popsal opět jako *Phytolithi*.

Bylo proto celkem samozřejmé, když L. Schweigger (Hdb. Natur. 1820, pag. 445) se opět vrátil k vhodnějšímu názvu *Lithodendron*. Pod toto jméno shrnul však podrody *Oculina* a *Caryphyllea*. I když s tím zoologové nikdy nesouhlasili, byl to Goldfuss (Petref. Germ. 1826, pag. 43), který toto jméno schválil a použil pro skupinu nejdůležitějších jurských korálů. Používání tohoto jména tak zobecnělo, že jen těžko bude mizet z paleontologických seznamů.

Některé z Goldfussových druhů byly určeny jako mechovka a *Cyathophyllum* a pod., takže z jeho 12 jurských druhů zbyly jen čtyři, které byly rozděleny do čtyř nových rodů, a to:

L. dichotomum — Cladophyllia
L. plicatum — Latimaendra
L. dianthus — Placophyllia
L. trichotomum — Thecosmilia

Z dalších synonym uvádím jen *Stylophyllia, Stylosmilia, Thecosmilia, Rhabdophyllia, Enallohelia, Mitrodendron, Goniocira* a *Calamophyllia*, popisované nebo uváděné řadou autorů (na pr. Blainvillem, Kobym, Milne-Edwardsem a Haimem, Ogilvie-ovou a Geyerem).

Z nasbíraného materiálu, v němž předběžně byly určeny většinou druhy rodu *Thecosmilia*, byl zatím blíže určen jen druh *Calamophyllia rhaetiana* Koby, 1884, jehož popis níže uvádím. Materiál pochází z lokality pod kotou 640 jižně od Tajova. Za cenné připomínky při určování děkuji kol. Heleně Frajové.

*) *CALAMOPHYLLIIDAE* Vaughan a Wells, 1943,
Calamophylliinae Vaughan a Wells, 1943,
Calamophyllia de Blainville, 1830,
genolectotyp: *Calamophyllia striata* de Blainville, 1830.

Byl vybrán Milne-Edwardsem a Haimem (1850). Podle Geyera (1954, str. 146) je stratigrafické rozšíření tohoto rodu střední jura — svrchní křída.

Druh: *CALAMOPHYLLIA RHAETIANA* Koby, 1884

Synonyma: v Kobyho práci neuvedena

Materiál: 7 úlomků průměrné velikosti 10×5×4 cm, nábrus podélný a příčný, 2 výbrusy příčné (5×3 cm) po 35 korallitech, 3 výbrusy (3×1,5 cm): 1 příčný, 1 diagonální a 1 podélný.

Zachování: celkem špatné. Primární karbonátová hmota je značně porušena překrystalováním, takže vnitřek korallitu je tvořen sekundárními zrnky kalcitu různé velikosti. Nejdokonaleji je zevní a vnitřní struktura patrna tam, kde kalový materiál je homogenní, velmi časně zaplnil dutiny a neobsahuje hrubší fragmenty. V těchto místech lze rozeznat na některých korallitech i slabou epitheku. Tam, kde mezi korallity napadal organodetritický kal s fragmenty korálů, mollusk, foraminifer s klastickými zrnky křemene, došlo vždy k silné rekrystalisaci a porušení struktury. Tlakové jevy projevují se mikroskopicky limonitickými stylolitickými švy.

Popis

makroskopicky: faceloidní trsy, korallity přímé, válcovité nebo mírně stlačené,

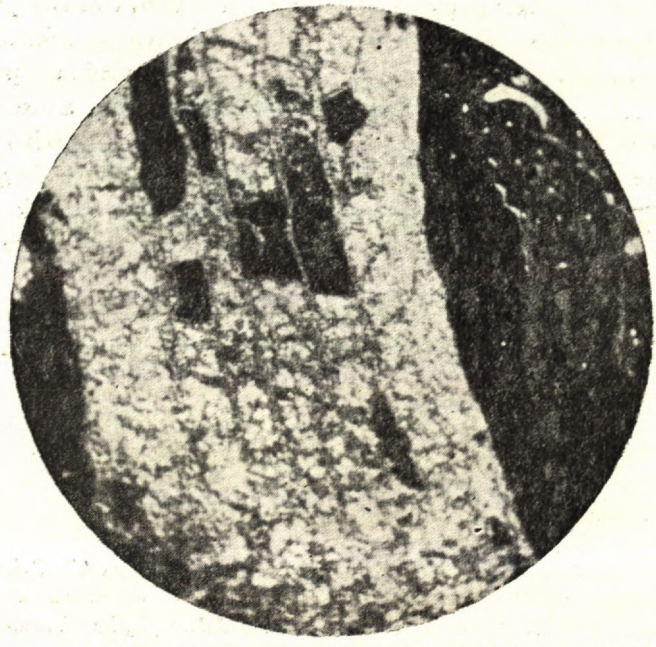
---

*) Podle Milne-Edwardse—Haima z Kobyho: Monographie des polypiers crétacés de la Suisse, Mémoires de la Soc. Paleontol. suisse Vol. XI. (1884):

podčeleď: *Astreinae*
řád: *Lithophylliaceae*
rod: *Calamophyllia* Blainville, 1830

Vaughan a Wells (1943) řadí rod *Calamophyllia* do čeledi *Calamophylliidae*, což uvádí O. F. Geyer (1955, str. 201). Poněvadž práce Vaughana a Wellse je mi nedostupná, nevím bohužel, byl-li revidován též druh *Calamophyllia rhaetiana* Koby 1884.

Obr. 1. Téměř příčný řez korallitem druhu *Calamophyllia rhaetiana* Koby 1884 s charakteristickými zvlněnými a nespojujícími se septy a zřetelně alternujícími žebry různé tloušťky.



Obr. 2. Podélný řez úlomkem téhož druhu uloženým v kalové hmotě. Vnitřní struktura je většinou silně porušena překrystalováním.

řídce se větvící pod ostrým úhlem. Kalichy nebyly v podélném řezu zastiženy, takže hloubku nelze zjistit. Žebra jsou velmi pěkně vyvinuta a alternují vždy tenké a menší s tlustým a větším. Límečky (fr. collerettes), jak uvádí Koby (1884), nejsou u tohoto druhu na stěně viditelné, ačkoliv u ostatních druhů tohoto rodu jsou vyvinuty.

Průměr větví 4—7 mm,

žebra asi 16 na 6 mm průměru (podle Kobyho: 12 na 5 mm),

mikroskopicky: pouze na některých korallitech je zachována slabá epitheka. Septa jsou střídavě tlustá a tenká a nespojují se. První a druhý cyklus dosahuje středu. Jsou výrazně zohýbána a zvlněna, zejména v blízkosti středu. Septa třetího a čtvrtého cyklu jsou kratší a jemná.

Vztahy: Podobá se rodu *Rhabdophyllia* Milne-Edwards a Haim značným vývojem žeber a nedostatkem límečků, avšak nemá collumellu. Liší se tedy *C. rhaetiana* oproti příbuzným rodům nedostatkem límečků, střídáním nestejných žeber a tím, že se septa vzájemně nespojují.

21. V. 1956

Katedra geologie
geologicko-geografické fakulty
Karlovy university,
Praha

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Geyer, O. F.: Die oberjurassische Korallenfauna von Würtemberg (121—220). Palaeontographica, 104, 1954, Stuttgart. — Beiträge zur Korallenfauna des Stramberger Tithon (177—216). Pal. Ztschft. 29, 3—4, Stuttgart, 1955.

Ogilvie, M. M.: Die Korallen der Stramberger Schichten. Paleontographica, 1896—97, Supl. Abt. 7.

ВЛАДИМИР НАПРСТЕК

КОРАЛЛ *CALAMOPHYLLIA RHAETIANA* KOBY 1884 ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ РЭТА В ОКРЕСТНОСТЯХ СЕЛ. ТАЙОВ БЛИЗ г. БАНСКА БЫСТРИЦА

При геологическом картировании, производившемся к западу от г. Банска Быстрица в окрестностях сел. Тайов, были найдены отложения рэтского яруса в фации коралловых известняков (так называемая литодендровая фация). Выходы их находятся в долине ручья Мутенский близ высоты 573 м и к югу от сел. Тайов под высотой 640 м.

Наряду с известными видами кораллов, объединенными под комплексным названием *Lithodendron*, здесь был обнаружен и определен вид *Calamophyllia rhaetiana* Koby 1884.

Необходимо сделать оговорку, что работа Ваугана и Уэлса (Vaughan—Wells 1943), в которой, возможно, пересмотрен род *Calamophyllia*, не могла быть принята во внимание, так как автору не удалось ее получить.

21. V. 1956

Кафедра геологии
геолого-географического факультета
Карлова университета,
Прага

Перевод с чешского В. Андрусовой

KORALLE *CALAMOPHYLIA RHAETIANA* KOBY 1844 AUS DEM RÄT VON TAJOV BEI BANSKÁ BYSTRICA

Bei der geologischen Kartierung westlich von Banská Bystrica wurde in der Umgebung der Gemeinde Tajov Rät in der Fazies der Korallenkalke (sog. Lithodendronentwicklung) festgestellt, u. zw. einerseits im Tal des Beckens Mutňanský potok bei der Kote 573, anderseits südlich von Tajov, unter der Kote 640.

Neben den bisher bekannten Arten der Korallen, die unter dem Komplexen Namen Lithodendron mit einbegriffen werden, wurde hier von neuem die Art *Calamophyllia rhaetiana* Koby 1884 gefunden und bestimmt.

Die Bestimmung berücksichtigt nicht eventuelle Revision dieser Gattung, die von Vaughan und Wells (1943) durchgeführt wurde, da diese Arbeit dem Autor unzugänglich ist.

21. V. 1956

Katheder für Geologie
der geologisch-geographischen Fakultät
an Karl's Universität,
Praha

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

MÁRIA ČAJKOVÁ

GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ POMERY V OBLASTI OSTRÁ LÚKA, BACÚR, DUBOVÔ

(Ruské a nemecké resumé)

Obsah: Oblasť je budovaná prevažne vulkanitmi. V práci sú opisované formy ich geologického vystupovania. Čadič, o ktorom doteraz v literatúre bola len zmienka, je opísaný podrobnejšie. V petrografickej časti sa uvádza kryštalinita efuzív a mikroskopický opis hornín.

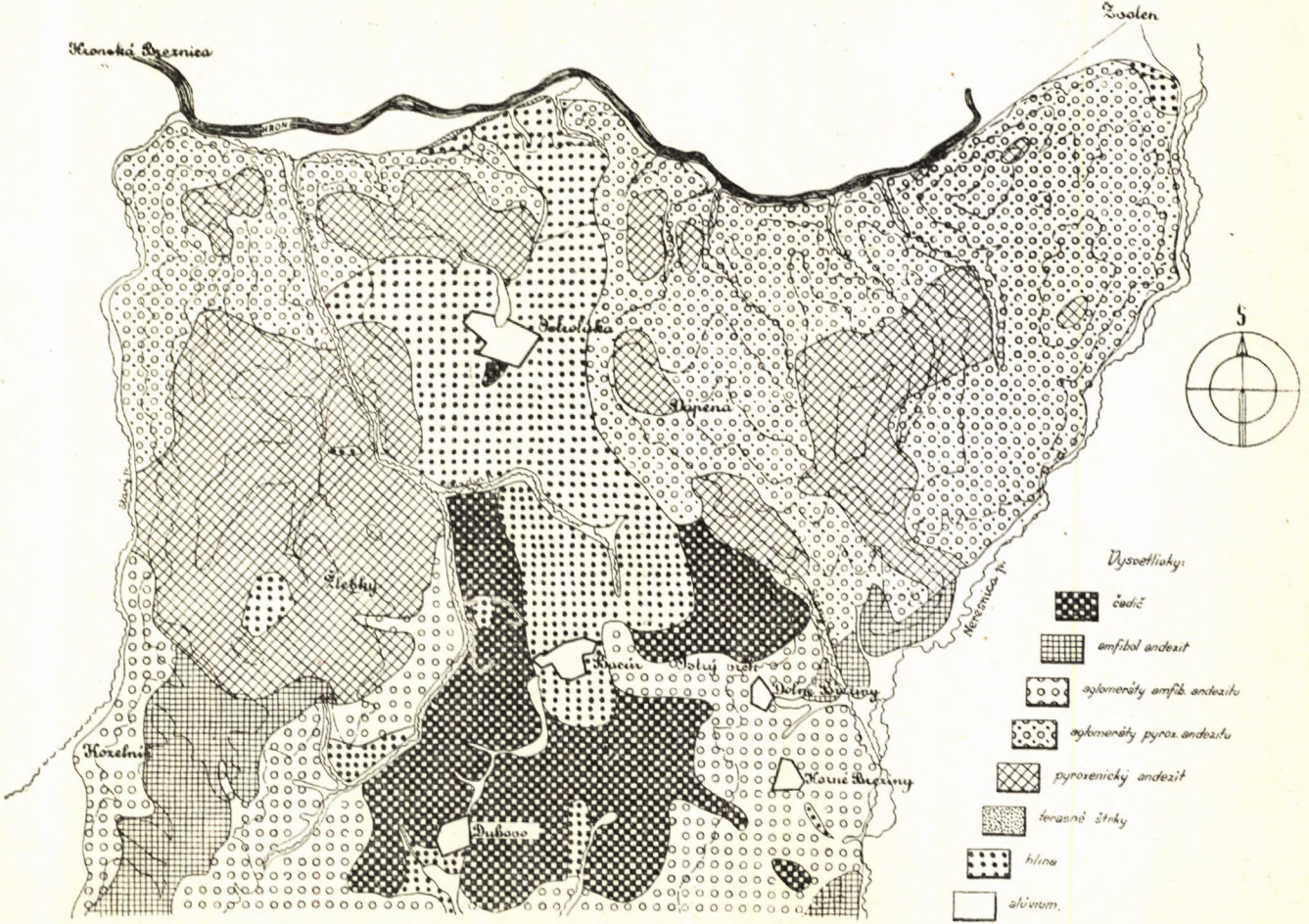
I. Úvod

Územie sa rozprestiera v juhovýchodnej časti topografickej sekcie 4562/3 a v juhozápadnej časti topografickej sekcie 4562/4. Ohraničeně je na severe riekou Hronom, na východe riekou Neresnicou, na západe Starým potokom a na juhu okrajom topografických sekcií.

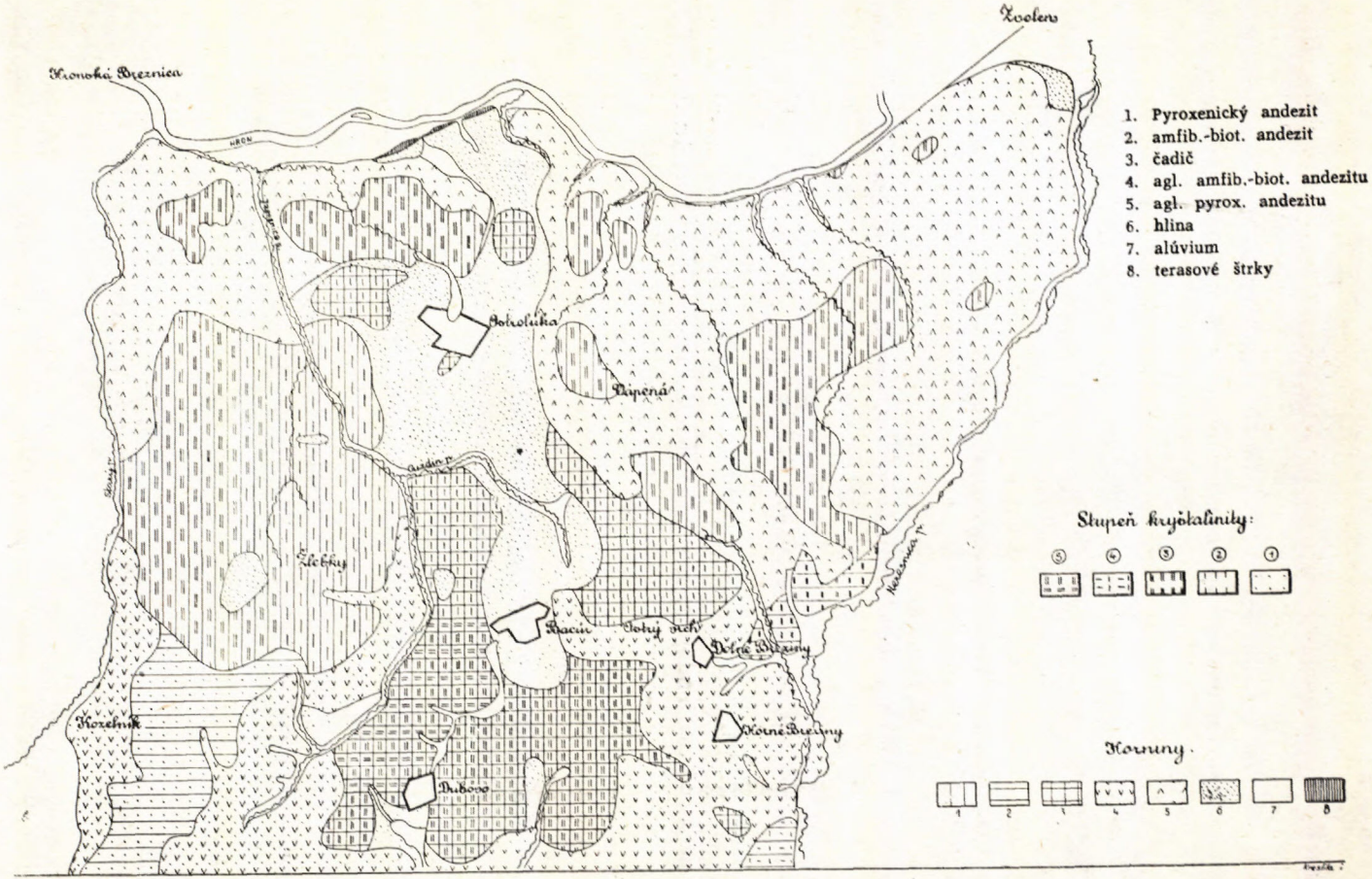
V starších geologických prácach sú opisované jednotlivé lokality tejto oblasti, alebo riešené určité problémy vyskytujúce sa v tejto oblasti alebo v oblasti veľmi tesne susediacej so študovaným územím.

Beudant (1822) v podrobnej mape Štiavnice podáva prehľad geologickej stavby územia tesne súvisiaceho s mapovaným územím na západe. Východný okraj jeho mapy je zemepisná šírka Kolpach. Pettkó (1853) spomína čadič z oblasti Dubovô—Bacúr. Andrian (1866) opisuje oblasť tesne súvisiacu s mapovaným územím na západe. Szabó (1855) spomína čadič v pásme Dubovô—Bacúr; ako jeho pokračovanie uvádza oblasť severne od Ostrej Lúky až po samotu Gunda. Horniny súvisiace s týmto čadičom na východe opisuje ako amfibol-trachyt a na západe ako biotit-andezín-trachyt. (Pod amfibol-trachytom rozumieme amfibolický andezit.) R. 1891 zmieňuje sa o amfibol-trachyte z Neresnickej doliny, ďalej uvádza granát-trachyt z oblasti Zvolena. (Granát-trachytom rozumieme andezit s granátom, a to pyroxenický andezit.)

Z novších prác sú to najmä práce Fialu (1931) so zmienkou o čadiči z oblasti Dubovô—Bacúr. V práci z roku 1955 opisuje uzavreniny v amfibolicko-biotiticko-granátickom andezite z Dolných Brezín v Neresnickej doline. Práca Zemanova (1953) dotýka sa juhozápadnej časti územia.



Obr. 1. Geologická mapa okolia Ostrá lúka—Bacúr—Dubovô. Zostavila M. Čajková, 1956.



Obr. 2. Mapa kryštalinity. Zostavila M. Čajková, 1956.

Orograficky patrí študovaná oblasť ku Kremnicko-štiavnickému rudohoriu, a to k severnej časti Štiavnického pohoria. Hydrologicky patrí do povodia Hrona. Morfologicky je charakterizovaná horskou sústavou, na severovýchode budovanou prevažne aglomerátmi pyroxenického andezitu, na západe budovanou andezitmi. Tvar hrebeňov tohto horstva je silne ovplyvnený vlastnosťami a geologickou formou hornín, ktoré ich budujú. Ostré hrebene sú budované aglomerátmi (Brdo, Vápená, Veľký vrch), široké chrbty, pretiahnuté v dvoch smeroch, sú budované pokrovmi andezitov (Kmotra), chrbty pretiahnuté v jednom smere sú tvorené prúdmi andezitov (oblasť Kozelníka). Južná aj stredná časť územia vykazuje tvárnosť pahorkatiny. Budovaná je aglomerátmi amfibolicko-biotitického andezitu a prúdom čadiča. Ojedinele z pahorkatiny vyčnievajú kopce homolovitého tvaru, budované čadičom. Roviny predstavujú len alúviá vodných tokov (Hronu, Neresnice, Starého potoka), ktoré sú nepatrnej šírky, maximálne 60—120 m. Zaujímavým zjavom sú pomerne široké aluviálne pásma pozdĺž sezónnych vodných tokov, zahlbujúcich sa v oblasti pahorkatiny, najmä v oblasti budovanej čadičom.

II. Geologické pomery

Hlavný podiel na stavbe tohto územia majú mladotreťohorné efuzívne horniny. Len nepatrnú časť budujú terciérne sedimenty a mladšie pokryvné útvary.

Vulkanity celého územia sú geologicky i petrograficky veľmi nejednotné. Z nich sú zastúpené tieto typy hornín:

1. tufy a aglomeráty amfibolicko-biotitického andezitu,
2. amfibolicko-biotitický andezit,
3. tufy a aglomeráty pyroxenického andezitu,
4. pyroxenický andezit,
5. čadič.

Aglomeráty pyroxenického andezitu tvoria mohutné polohy v severnej a severovýchodnej časti tohto územia. Miestami ležia na tufoch. Budujú prevažnú časť najvyšších hrebeňov (Vápená, Baba, Nemecký vrch, Koreny, Pustý hrad, Veľký vrch, Brdo) a miestami aj ich najvyššie kóty (Vápená, Široká homolka, Brdo).

Pyroxenický andezit vystupuje vo forme žilných telies, ktoré prerážajú aglomerátmi v troch líniách smeru SZ—JV a v jednej línii smeru V—Z. V líniách smeru SZ—JV vystupuje pyroxenický andezit na Veľkom vrchu a Pustom hrade (jedna línia), na Babe (druhá línia) a na severozápadných svahoch Vápenej (tretia línia). Línie smeru V—Z tvoria žilné telesá kóty 629, kóty 484 a kóty 434.

Línie smeru SZ—JV majú pokračovanie v susednom území, študovanom Kristom a Koděrom.

V západnej časti pyroxenický andezit tvorí mocnejší pokrov, asi 4 km dlhý, 3 km široký, ktorého základom je pravdepodobne výplň pukliny severojužného

smeru budovaná kótou 634, kótou 502, kótou 540, kótou 558. Celý pokrov buduje okrem uvedených kót Žlebku, Kmotra, kótu 428 a kótu 555.

Aglomeráty amfibolicko-biotitického andezitu tvoria najnižšie polohy v južnej časti územia.

Amfibolicko-biotitický andezit vytvára jednak menší prúd ležiaci na aglomerátoch (kóta 533, kóta 570, kóta 514, t. j. oblasť Kozelníka), ktorý vystupuje vo väčších rozmeroch v oblasti Ban. Štiavnice (Z e m a n 1953), jednak má charakter žilného telesa vo východnej časti územia (kóta 507 a kóta 369).

Čadič, ktorý buduje asi jednu štvrtinu tohto územia, vytvára prúd 8 km dlhý, 2—3,5 km široký, veľmi mierne ohnutý v JJZ—SSZ smere, svažujúci sa mierne od juhu, kde predpokladám jeho centrum, k severu i k východu. Buduje kótu 484, 474, 471, 481, 475 a kótu 386, t. j. oblasť Dubovô, tiahne sa cez Bacúr, Ostrú Lúku až na kótu 338.

Pokiaľ ide o časový vzťah aglomerátov k andezitom, je zjavný. *Aglomeráty sú staršie ako im odpovedajúce andezity. Amfibolicko-biotitický andezit je mladším členom staršej vulkanickej fázy. Pyroxenický andezit je mladší ako amfibolický andezit.*

Makroskopickým i mikroskopickým porovnaním je úplne zhodný s pyroxenickým andezitom sitnianskeho typu, ktorý vystupuje v mohutných prúdoch aj ďaleko na juh od Sitna.

Čadič je najmladším efuzívnym členom tejto oblasti.

Terciérne sedimenty

Do tejto skupiny patria pravdepodobne hliny s množstvom valúnikov kremeňa, vyskytujúce sa v oblasti severne od Ostrej Lúky, na kóte 474 a 473. Ich sedimentácia sa diala na čadiče. Ich mocnosť dosahuje 20 cm—2 m.

V oblasti južne od Zvolena (južne od ústia Neresnice do Slatiny) polohy hlín dosahujú až 10 m hrúbky. Tieto sú pravdepodobne hodne mladšie ako spomínané. Pravdepodobne ide o preplavené sprašové hliny.

Týmito útvarmi, ako aj mladšími pokryvnými útvarmi som sa bližšie nezaoberala.

III. Hlavné petrografické črty efuzívnych hornín

Uvádzané horniny tvoria pokrovy, prúdy a žilné telesá. Rôzne formy geologického vystupovania hornín odrážajú sa v ich štruktúrnom vývoji. V ďalšom uvádzaný pokrov predstavuje teleso o dĺžke a šírke skoro rovnako veľkej, s predpokladaným centrom v oblasti vystupovania. Prúd predstavuje teleso o dĺžke hodne väčšej ako šírka, s centrom mimo študovanej oblasti (pre amfibolicko-biotitický andezit).

Pyroxenický andezit tvorí jednak pokrov, jednak žily. Rozdiely v kryštalinite sú zvýraznené štruktúrou základnej hmoty.

1. Pokrovu odpovedá hyalopilitová až mikrolitová štruktúra. Stupeň kryštalinity je 2,5—3.

2. Žilným telesám odpovedá hyalopilitová až pilotaxická štruktúra. Stupeň kryštalinity je 3.

Makroskopický výzor oboch týchto typov je rovnaký. Textúra je kompaktná. Odlučnosť doskovitá, stĺpcovitá i guľovitá.

Amfibolicko-biotitický andezit vystupuje ako prúd a aj ako žilné teleso. Hornina budujúca prúd je hrubozrnitá, porfyrická so základnou sklovitou hmotou. Stupeň kryštalinity je 1. Odpovedá biotitickému andezitu. Hornina, vystupujúca v žilných telesách, má štruktúru stredne zrnitú, hyalopilitickú i holokryštalickú. Odlučnosť je tabuľovitá i stĺpovitá.

Čadič. Zvlášť pozoruhodné sú rozdiely v štruktúre hornín z čadičového prúdu a z tej časti čadičového telesa, ktoré predstavuje jeho centrum. Čadič vystupuje ako:

1. doleritický, stupeň kryštalinity 5,
2. hyalopilitický až hyalotrachytický, stupeň kryštalinity 2,5—3.
3. výrazne fluidálne hyalopilitický, stupeň kryštalinity 3.

Vedľa rozdielov v štruktúre čadič vykazuje menlivý obsah tmavých súčastí. Olivín je vo všetkých troch druhoch hojne zastúpený. Živce a pyroxény v type 1. sú pomerne rovnako zastúpené, v type 2. je menej pyroxénov a v 3. type sú pyroxény zastúpené minimálne. V 3. type prevládajú živce a olivín.

I keď tieto horniny majú odlišnú štruktúru, textúru a minerálne zloženie:
typ doleritický je pórovitý, šedý, s hojnými vyrastlicami olivínu,
typ hyalopilitický je kompaktný, čierny s vyrastlicami olivínu i živcov,
typ fluidálne hyalopilitický je kompaktný, jemnozrnitý, tmavošedý,
predsa ich možno považovať za diferenciát jednej magmy, jednej erupčnej fázy. Ich lokálna súvislosť to potvrdzuje.

Pyroklastiká pyroxenického andezitu sú tvorené bombami i lapilami pyroxenického andezitu, tvarove veľmi rozmanitými, stmelenými bez akejkoľvek gravitačnej selekcie veľmi húževnatým tmelom. Celkove ich zaraďujem do skupiny aglomerátových tufov.

Pyroklastiká amfibolicko-biotitického andezitu patria tiež do skupiny aglomerátových tufov. Tvorené sú bombami i lapilami amfibolicko-biotitického andezitu, menej pyroxenického andezitu. Stmelené sú popolom, alebo aj kryštálovým tufom, v ktorom prevládajú podobné minerály ako v bombách a lapilách. Tmel je veľmi drobivý.

Tufy, ktoré ležia pod aglomerátmi, majú klastokryštalickú štruktúru.

Petrografický opis hornín, charakterizujúcich uvádzané typy

Pyroxenický andezit pokrovu západnej časti územia (kóty 529, 428, 555, 634, 502, 540, 558).

Vzorka 18

Makroskopicky je farby tmavošedej až šedočiernej, na zvetraných častiach šedohnedej. Textúra porfyrická, základná hmota drobnozrnitá. Porfyrické vyrastlice sú biele lišty a tabuľky živcov, miestami stĺpčeky tmavých minerálov.

Mikroskopicky: štruktúra porfyrická s hyalopilitovou až mikrolitovou základnou hmotou. Porfyrické vyrastlice tvoria živce a pyroxény.

Živce 3—7 mm veľké, tabuľkovitého i stĺpcovitého vzrastu sú polysynteticky lamelované, prevažne zonárne. Niektoré zóny, raz vnútorné, raz vonkajšie, majú množstvo sklovitých uzavrenín. Určované na symetrickej zóne odpovedajú prevažne andezínu, miestami labradoru. Sú čerstvé.

Pyroxény sú zastúpené kosoštvorcovým hypersténom a jednoklonným diopsidom. Hyperstén vystupuje v predĺžených 5—7 mm dlhých stĺpcoch. Je prevažne čerstvý, silne pleochroický (γ = svetlozelená, α = svetlohnedá). Diopsid stĺpcovitých kryštálikov svetlozelenej farby bez pleochroizmu má šikmé zhášanie s uhlom 32—38°. Často vystupuje narastanie jednoklonného pyroxénu na kosoštvorcový. Po okrajoch kosoštvorcových i jednoklonných pyroxénov dochádza k amfibolizácii. (Jemné ihličky uralitu sú roztrúsené i v základnej hmote.)

Pomer porfyrických vyrastlíc živcov k vyrastliciam pyroxénov je 1:1. Porfyrické vyrastlice k základnej hmote = 1:1. Základná hmota obsahuje jemné až vláknité lištičky živcov, drobné zrniečka magnetitu, vulkanické sklo a množstvo mikrolitov.

Akcesoricky vystupuje apatit, veľmi často zarastený v porfyrických vyrastliciach, hojný i v základnej hmote.

Stupeň kryštalinity je 2,5—3. Hornina je hyperstenický andezit.

Pyroxenický andezit žilných telies

Vzorka 19

Makroskopicky je hornina zhodná s vzorkou 17. Mikroskopicky štruktúra porfyrická, hyalopilitová. Porfyrické vyrastlice sú jednak silne resorbované jedince amfibolov a idiomorfné silne sklovité živce a jednak živce (labrador-andezín) a pyroxény diopsid-augit bez idiomorfného obmedzenia. Na niektorých jedincoch amfibolov sú zachované šupinky so štiepnymi trhlinkami, na iných šupinky so silným pleochroizmom (γ = škoricovohnedá, α = svetlozená), ktoré odpovedajú bazaltickým amfibolom. Majú veľmi malý uhol šikmého zhášania 3—7°.

Základná hmota je celkom zhodná s vzorkou 17. Miestami sklo základnej hmote celkom chýba a štruktúra má charakter pilotaxický.

Stupeň kryštalinity je 3. Hornina je autometamorfovaný hyperstenicko-amfibolický andezit.

Biotiticko-amfibolický andezit prúdu

Vzorka 4

Makroskopicky: farba hnedá i zelená. Textúra hrubozrnitá, porfyrická. Porfyrické vyrastlice živcov 3—8 mm veľké, šupinky biotitu 3—4 mm veľké sú v prevahe nad základnou hmotou, ktorá sa javí celistvá.

Mikroskopicky: štruktúra porfyrická — vitrofyrická. Porfyrické vyrastlice živcov sú tabuľko-

vitého i stĺpcovitého vzhľadu, lamelované, výrazne zonárne. Prevažne odpovedajú andezínu, menej labradoru. Z tmavých súčastí prevláda resorbovaný biotit, menej je zastúpený pleochroický hyperstén, ešte menej obyčajný amfibol.

Základná hmota je sklovitá. Vulkanické sklo je svetlohnedej farby, miestami s trichytmi i globulitmi fluidálne usporiadanými.

Stupeň kryštalinity je 1. Hornina je biotiticko-amfibolický andezit (málo autometamorfovaný).

Amfibolicko-biotitický andezit žilného telesa vystupuje vo dvoch štruktúrne odlišných typoch.

1. Makroskopicky je šedej i šedozelenej farby s porfyrickými vyrastlicami živcov, amfibolu, biotitu, s početnými uzavreninami svetlošedými, afanitickými a čiernymi faneritickými. Po puklinách vystupuje aragonit, zeolity i opál.

Mikroskopicky: štruktúra porfyrická so základnou hmotou hyalopilitickou, miestami pilotaxickou. Porfyrické vyrastlice tvoria živce, biotit, amfibol i granát.

Živce sú úplne čerstvé, tabuľkovité i lištovité, zonárne i lamelované podľa karlovarského zákona. Na základe indexu lomu (meraný imerznými olejmi) odpovedajú prevažne andezínu. Časť živcových jedincov je bohatá na sklovité uzavreniny, časť je úplne bez nich.

Z tmavých súčastí má prevahu amfibol. Idiomorfné kryštáliky sú silne resorbované po okrajoch i pozdĺž štiepnych trhlín. Na zachovaných častiach resorbovaných jedincov je zjavný silný pleochroizmus (γ = tmavozelený až hnedozelený, α = svetlozelený). Uhol šikmého zhášania sa mení v rozsahu od 13 až do 17°. Na plôškach resorbovaných jedincov je sčasti magnetit, sčasti drobné ihličky apatitu i stĺpčeky pyroxénov (kosoštvorcový), so slabým pleochroizmom, niekedy i opál a chalcedon. Biotit, oproti amfibolu zriedkavejšia vyrastlica, vystupuje v hexagonálnych stĺpčekovitých jedincoch, čiastočne resorbovaných, pleochroických, v hnedých tónoch.

Granát, ako porfyrická vyrastlica dosahuje veľkosť o priemere 12 mm. Je svetlohnedoružovej farby, izotrópny, s hojnými uzavreninami magnetitu, ihličiek apatitu, menej živca i hypersténu silne pleochroického.

Základná hmota sa skladá z drobných líšt živcov a skla. Sklo miestami chýba, inde zase prevláda. Usporiadanie živcových ihličiek je miestami trachytické, miestami plstnaté.

Ako akcesórie vystupujú apatit, magnetit i zirkón.

Hornina je amfibolicko-biotitický granátický andezit (autometamorfovaný).

Po puklinách tohto andezitu vystupuje mliečnobiely opál vo výbruse svetlohnedej farby, izotrópny, s negatívnym reliéfom a zeolity.

Mikroskopický vzhľad zeolitov je radiálne stebelnatý. Kryštáliky s reliéfom veľmi blízkym kanadskému balzamu majú rovnobežné zhášanie (prevažne). Ostatnými optickými vlastnosťami odpovedajú thomsonitu.

Aragonit vystupuje v svetlozelených i zelenožltých stebelnatých kryštálikoch, sklovite matných, v smere predĺženia rovnobežne ryhovaných. Mikroskopicky je číry so silnou pseudoabsorpciou, výraznými štiepnymi trhlinami, paralelne lamelovaný, zháša rovnobežne, ráz dĺžky je —. Miestami vystupujú štiepne trhliny v smere lamelovania.

Uzavreniny v tomto andezite sú dosť početné a v najnovšej literatúre sú podrobne opísané. Zaoberal sa nimi F i a l a (1955).

2. Makroskopicky je svetlozelenej farby, porfyrickej štruktúry, so základnou hmotou jemne zrnitou. Zrnitosť je stredná.

Mikroskopicky štruktúra je porfyrická so základnou hmotou holokryštalickou. Porfyrické vyrastlice amfibolu sú úplne zatlačené magnetitom. Stĺpčeky pyroxénu odpovedajú hypersténu, kde-tu i diopsidu. Časť živcových vyrastlíc má výrazné živcové zóny, striedajúce sa so sklovitými zónami. Časť je úplne bez týchto sklovitých zón. Živce odpovedajú andezín-labradoru i labradoru.

Základná hmota je bezo skla. Skladá sa z izometrických zrniečok živcov, hypersténu, kremeňa, magnetitu. Miestami sú drobné zrniečka kremeňa.

Čadič doleritický. Kóty 484, 474

Vzorky 52, 16, 28

Makroskopicky je to hornina šedej farby. Má porfyrickú textúru. Porfyrické vyrastlice tvorí olivín stĺpčekovitého vývinu o veľkosti až 1 cm. Iné porfyrické vyrastlice nie sú okom rozlíšiteľné. Základná hmota je jemnozrnitá, bez rozlíšiteľných minerálnych súčastí. Na niektorých partiách hornina je silne pórovitá, na iných je textúra kompaktná.

Mikroskopicky: štruktúra holokryštalická, porfyrická so základnou hmotou doleritickou. Z porfyrických vyrastlíc veľkosťou vyniká olivín. Sú silne korodované, popraskané, po okrajoch i po puklinách vystupujú sekundárne minerály. Na čerstvých plôškach má olivín výrazný jazvovitý reliéf, ktorý zvlášť zvyšujú sekundárne minerály, tvoriace sa po puklinách.

Z pyroxénov v hlbinnom vývine vystupuje svetlohnedozelený augit s uhlom zhášania 38—56°. Niektoré jedince majú slabý nádych do fialova. Hojne sú zastúpené i zrasty podľa 100.

Živce v porfyrických vyrastlicíach odpovedajú labradoritu i bytownitu. Majú stĺpcovitý zrast a sú dvojčatne lamelované. Veľkosťou sú živce i pyroxény len oniečo málo väčšie ako jedince v základnej hmote.

Hodne sú zastúpené porfyrické vyrastlice, úplne resorbované. Obrysom odpovedajú amfibolu.

Základná hmota predstavuje druhú generáciu tých istých minerálov, ktoré tvoria porfyrické vyrastlice. Hojne je zastúpený olivín, v izometrických zrniečkach, z veľkej časti premenený. Živce sú stĺpcovitého i izometrického vzrastu. Drobné stĺpčekovité pyroxény sú diopsid-augity i augity. Množstvo zrniečok magnetitu.

Stupeň kryštalinity je 5.

Čadič prúdového telesa (severná časť prúdu), kóta 459, 473, 447

Vzorka 54

Makroskopicky je to hornina čierna, kompaktná, s porfyrickou štruktúrou. Porfyrické vyrastlice sú zelenožlté olivíny a sklovité tabuľkovité živce.

Mikroskopicky: štruktúra hemikryštalická, porfyrická, základná hmota hyalopilitická, miestami hyalotrachytická. Porfyrické vyrastlice olivínu idiomorfného obmedzenia sú silne popraskané. Po puklinách i po okrajoch dochádza k serpentinizácii. Jemné vlákna sekundárnych minerálov, usporiadaných kolmo na predĺženie pukliny, zvýrazňujú mašličkovitú štruktúru olivínu.

Živce sú menšie ako olivíny a len oniečo málo väčšie ako jedince v základnej hmote. Sú lištovité i široko tabuľkovité, periklinálne zrastené. Odpovedajú andezínu i labradoru.

Pyroxény sú minimálne zastúpené. Sú svetlozelené, bez pleochroizmu, s výraznými štiepnymi trhlinami s uhlom šikmého zhášania 54—58°. Odpovedajú augitu.

Základnú hmotu tvoria prevažne lištovité živce, ktoré miestami akoby obtekali porfyrické vyrastlice, miestami sú ihličkovité. Vulkanické sklo je málo zastúpené, miestami chýba. Veľké množstvo zrniečok magnetitu a sekundárneho serpentínu, ktorý sa vytvoril na drobných zrniečkach olivínu v základnej hmote, sfarbujú túto hmotu na zelenočiernu.

Stupeň kryštalinity je 2,5—3.

Čadič výrazne fluidálne hyalopilitický, východnej časti prúdu, kóty 484, 468, 475

Vzorka 9

Makroskopicky je tmavošedý, porfyrický, drobnozrnitý až afanitický. Porfyrické vyrastlice sú dlhé, úzke lišty živcov a dlhé až čiarkovité zelenožlté olivíny. Niekedy majú farbu červenavohnedú. Tmavé súčasti sa nedajú okom rozlíšiť.

Mikroskopicky: štruktúra je výrazne fluidálne hyalopilitická. Porfyrické vyrastlice i minerály základnej hmoty sú predĺžené v jednom smere. Porfyrické vyrastlice sú tvorené živcami, menej olivínom. Živce odpovedajú andezínu i andezín-labradoru, i labradoru. Zaujímavý je olivín, ktorý má tiež úzky lištovitý vzhľad.

Základnú hmotu predstavujú ihličkovité živce, sklo i množstvo zrniečok. Stupeň kryštalinity je 3.

Bližšie presné charakterizovanie bazaltických hornín tejto oblasti urobíme po zhotovení chemických analýz.

Minerálne poradie vývinu uvádzaných andezitov

Pyroxenický andezit

1.

plagioklas→kosoštvorcový pyroxén→jednokl. pyroxén→plagioklas
hyperstén
± sklo

2.

bazalt. amfibol→jednokl. pyroxén ——→ plagioklas
plagioklas pyroxén
± sklo

←—— magnetit ——→

Amfibol. biotitický andezit

1.

plagioklas ——→ pyroxén ——→
amfibol obyčajný sklo
biotit

←—— magnetit ——→

2.

bazalt. amfibol→plagioklas ——→plagioklas
biotit pyroxén
± sklo

←—— magnetit ←——→

←—— granát ——→

3.

bazalt. amfibol→pyroxén ——————————→plagioklas
plagioklas kremeň
←—————— magnetit ——————→

Záver

Na tektonické poruchy, ktoré postihli študovanú oblasť, môžeme usúdiť z vystupovania pyroxenického andezitu žilného charakteru, ktorý vystupuje v troch líniách smeru SZ—JV a v jednej línii V—Z a z vystupovania pyroxenického andezitu, ktorého základom je výplň puklín, smer S—J.

Aj centrum čadičového prúdu predstavuje výplň pukliny smeru S—J (alebo niekoľko stupňov od S k V).

Z pozorovania polôh tufov dá sa zistiť, že tieto boli zvlášť tektonicky porušené poklesmi i miernym ohybom. Odkryvy týchto tufových polôh sú v študovanej oblasti len zriedkavé.

28. III. 1956

Geologicko-geografická fakulta
Univerzity Komenského,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Bergfest A., Böhmer M., 1956: Poznámky k Szádeckého teórii kryštalinity hornín. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava.

Beudant Fs., 1822: Voyage minéralogique at géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris.

Fiala F., 1931: Les montagnes de Kremnica et de Štiavnica. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha.

Fiala F., 1933: O současném stavu geologického výzkumu Slovenského Středohoří. Sbor. II. sjezdu čs. geogr. Bratislava.

Fiala F., 1953: Některé uzavřeniny andezitu Slovenského Středohoří, Sb. ÚÚG XXI, 1, Praha 1955.

Pettkó J., 1953: Geologische Karte der Gegend von Schemnitz. AGRA. Wien.

Rittmann A., 1936: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart.

Szabó J., 1878: Petrographische Studien in der Umgebung von Schemnitz. Föld. közl. Budapest.

Szádecky—Kardos E., 1942: Vorläufige über den Kristallinitätsgrad der Eruptivgesteine und seine Beziehungen zur Erzverteilung. Mitt. d. Berg- und Hüttenmenischen Abt. XIII. Sopron.

Zavarickij A. N., 1955: Izveržennyje gornyje porody. Moskva.

Zeman J., 1953: Předběžná zpráva o geol. mapování v Štiavnicko-kremnickém Rudohoří, severových. okolí B. Štiavnice. Zprávy ÚÚG. Praha 1954.

МАРИЯ ЧАЙКОВА

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОБЛАСТИ, РАСПОЛОЖЕННОЙ МЕЖДУ СЕЛЕНИЯМИ СТАРА ЛУКА, БАЦУР И ДУБОВО

В 1955 году я производила геолого-петрографические исследования в области, расположенной между селениями Остра Лука, Бацур и Дубово.

В старых работах мы не находим детального описания этой области. Из более новых работ следует отметить исследования Фиалы, которые освещают некоторые вопросы.

С морфологической точки зрения в области можно различить возвышенную, холмистую часть, сложенную изверженными породами, и равнинную, покрытую аллювием водотоков. Условия залегания горных пород сильно влияют на характер горных гряд.

В геологическом отношении область сложена главным образом изверженными породами. Очень незначительная площадь занята третичными отложениями и молодыми покровными образованиями. Представлены излившиеся и пирокластические породы. Продукты вулканических выбросов выступают в виде мощных толщ в северо-западной, северо-восточной и южной частях области. На северо-западе и на северо-востоке развиты агломераты пироксенового андезита, на юге — агломераты амфибол-биотитового андезита. Местами под мощными слоями агломератов находятся нетолстые слои туфов. Излившиеся породы представлены пироксеновым андезитом, амфибол-биотитовым андезитом и базальтом. Пироксеновый андезит образует жильные тела, прорезающие агломераты в направлениях СЗ-ЮВ и З-В; в западной части области к северу от сел. Козелник он лежит в виде покрова. Амфибол-биотитовый андезит образует поток к югу от сел. Козелник и тела типа жил на юго-востоке области, а именно к северу от сел. Добра Нива и еще севернее у сел. Долне Брезины. Базальт залегает в виде полосы длинной в 8 км и шириной в 2—3 км, которая тянется от сел. Дубово через селения Бацур, Остра Лука к высоте 338 м.

По возрасту амфибол-биотитовый андезит самый старший, затем следует пироксеновый андезит, а самой молодой эффузивной породой этой области является базальт.

Третичные отложения представлены осыпями и суглинками склонов, остатками речных террас и речными наносами.

Петрографическое изучение излившихся пород показывает, что они сильно отличаются друг от друга своей структурой. Эти различия тесно связаны с формами залегания пород. Так например у пироксенового андезита, образующего покров, степень кристалличности меньше, чем у той же породы в жильных телах. Степень кристалличности амфибол-биотитового андезита потока = 1, той же породы жильных тел 3—4. Структура базальта бывает долеритовая, гиалопилитовая и ясно выраженная флюидально-гиалопилитовая. Текстура эффузивных пород по большей части компактная, у долеритового базальта иногда шлаковая. Что касается минерального состава, то в жильных телах пироксеновый андезит содержит базальтическую роговую обманку, в покровах ее нет. В амфибол-биотитовом андезите меньше пироксенов, жильный тип той же породы содержит много граната. В базальте количество темных компонентов варьирует. Оливина довольно много во всех трех типах базальтов; в первом соотношение полевых шпатов и пироксенов приблизительно равное, во втором меньше пироксена, в третьем пироксена совсем мало — преобладают полевые шпаты и оливин.

Практическое значение имеют суглинки, которые служат сырьем для керамических изделий. Близ г. Зволен имеется государственный кирпичный завод, близ сел. Остра Лука — местный кирпичный завод. Андезиты дают хороший строительный камень и щебень для дорог. Близ сел. Долне Брезины в амфибол-биотит-гранатовом андезите открыта государственная каменоломня, к северу от этого селения — местная каменоломня в амфибол-биотитовом андезите. Пироксеновый андезит и базальт имеют значение как местный строительный камень.

28. III. 1956

Кафедра минералогии и петрографии
факультета геолого-географических наук
университета им. Коменского,
Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

MÁRIA ČAJKOVÁ

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE IM GEBIETE OSTRÁ LÚKA BACÚR, DUBOVÔ

Im Jahre 1955 führte ich eine geologisch-petrographische Forschung im Gebiete Ostrá Lúka — Bacúr — Dubovô durch.

Ältere Arbeiten bieten keine detaillierte Bearbeitung des studierten Gebietes dar. Von den neueren sind es hauptsächlich F i a l a's Arbeiten, die einige, sich auf dieses Gebiet beziehenden Probleme lösen.

Vom morphologischen Standpunkte wird das Gebiet durch ein aus Vulkaniten bestehendes Hügelland und Alluvium der Wasserläufe charakterisiert. Der Charakter der Kämme des Gebirgssystemes wird durch die Form des geologischen Auftretens der Gesteine stark beeinflusst.

Vom geologischen Standpunkte wird das Gebiet überwiegend durch Vulkanite gebaut. Ein geringer Teil wird durch tertiäre Sedimente und jüngere Überdeckungen gebaut. Von den Vulkaniten sind die Rheumatiken und Klasmatiken vertreten. Die Klasmatiken treten in mächtigen Lagen im nordwestlichen, nordöstlichen und auch südlichen Teil des Gebirges auf. Im nordwestlichen und nordöstlichen Teil sind es Agglomerate des Pyroxen-, im südlichen Teil Agglomerate des Amphibol-Biotit-Andesites. Stellenweise treten unter den mächtigen Agglomeratlagen schwächere Tufflagen auf. Von den Rheumatiken wird Pyroxen-Andesit, Amphibol-Biotit-Andesit und Basalt vertreten. Der Pyroxen-Andesit bricht in gangförmigen Körpern die Agglomerate längs NW—SW und W—O Linien durch und tritt als Lava-Decke im westlichen Teil des Gebietes, nördlich vom Berge Kozelník auf. Der Amphibol-Biotit-Andesit bildet einen Strom südlich vom Kozelník und gangförmige Körper im südöstlichen Teil des Gebietes, u. zw. nördlich von der Gemeinde Dobrá Niva und nördlicher bei der Gemeinde Dolné Breziny. Der Basalt bildet einen 8 km langen, 2—3 km breiten Strom, der sich von Dubovô über Bacúr, Ostrá Lúka bis auf die Kote 338 zieht.

Amphibol-Biotit-Andesit ist das ältere, Pyroxen-Andesit das jüngere, Basalt das jüngste effusive Glied dieses Gebietes.

Tertiäre Sedimente werden durch Tone mit Quarzrollsteinen repräsentiert, die auf die Basalte und Agglomerate sedimentierten. Sie treten im Gebiete Ostrá Lúka und Zvolen auf.

Jüngere Überdeckungen stellt der Abhangsschutt, Abhangslehm, die Reste von Flussterrassen und Flussanschwemmungen dar.

Vom petrographischen Standpunkte weisen die Rheumatiken bedeutende Unterschiede in der strukturellen Entwicklung aus. Diese Unterschiede sind mit den Formen des geologischen Auftretens der Gesteine eng verbunden. So weist der Pyroxen-Andesit der Decke einen durchschnittlich niedrigeren Kristallinitätsgrad aus, als der Andesit der Gangkörper. Der Amphibol-Biotit-Andesit des Stromes besitzt den Kristallinitätsgrad 1, derselbe aus den Gangkörpern 3—4. Der Basalt ist da doleritisch, hyalopilitisch und ausdrucksvoll fluidal hyalopilitisch entwickelt. Die Textur der Vulkanite ist überwiegend kompakt, beim doleritischen Basalt auch schlackenförmig. Die Mineralzusammensetzung des Pyroxen-Andesites der Decke und des Gangkörpers unterscheidet sich durch den Gehalt an basaltischen Amphibolen bei den Gangkörpern. Der Amphibol-Biotit-Andesit besitzt einen kleineren Pyroxengehalt und sein Gangtypus ist hoch granathältig. Der Basalt weist einen veränderlichen Gehalt an dunklen Bestandteilen aus. Olivin kommt häufig in allen drei Typen vor, die Feldspate und Pyroxene sind im Typus 1 verhältnismässig gleich vertreten, weniger Pyroxen gibt es im Typus 2 und ihre Mineralvertretung ist im dritten Typus, wo die Feldspate und Olivin vorherrschen.

Die Tone dieses Gebietes bieten einen keramischen Rohstoff dar. In der Stadt Zvolen wurde eine staatliche Ziegelfabrik und in der Gemeinde Ostrá Lúka eine lokale Ziegelei gegründet. Andesite gewähren gutes Bau- und Schottermaterial. Bei der Gemeinde Dolné Breziny befindet

sich im Amphibol-Biotit-Granat-Andesite staatlicher und nördlich von der Gemeinde Dobrá Niva im Amphibol-Biotit-Andesite ein lokaler Steinbruch. Pyroxen-Andesit und Basalte dienen lokal als Baumaterial.

28. III. 1956

Geologisch-geographische Fakultät
an Komenský's Universität,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

ARNOLD NEMČOK

INŽINIERSKO-GEOLOGICKÝ PRIESKUM PRE PRIEHRADU MELIATA

(Ruské a nemecké resumé)

A. VŠEOBECNÁ ČASŤ

Pre využitie vodného toku Muráňa a pre vyrovnanie jeho odtokov sa má vybudovať jedna nádrž v okolí dediny Meliaty pri Plešivci. Maximálne vzdutie má byť na kóte 226, výška hrádze bude 25 m. Široké údolie Muráňa sa tu zužuje na dvoch miestach. Prvá úžina sa nachádza asi 1,5 km od Meliaty proti toku rieky, druhá priamo pri dedine Meliata. V širokom kotlinovitom údolí sa môže prehradením jednej alebo druhej úžiny získať veľký retenčný priestor, pretože rieka má malý spád. Inžiniersko-geologický prieskum sa sústredil na dve uvedené alternatívy, pretože sú ekonomicky zo všetkých možných priehradných miest v údolí Muráňa najvýhodnejšie.

Geologická prebádanosť územia

Územie v okolí Meliaty študovali mnohí autori za rôznym účelom. Obmedzím sa však len na práce tých autorov, ktorých výsledky pomáhajú riešiť problematiku priehradného miesta alebo majú vzťah k budúcej priehrade.

1. M. Kuthan (1949) urobil prieskum rudných výskytov v okolí Liciniec. Výsledky výskumu zhrnul v krátkej rukopisnej zprávе.

2. Homola (1950) podáva vo svojej práci prehľad stratigrafie a paleontológie juhoslovenského krasu na základe vlastného mapovania a prác starších autorov.

3. Gašparíková (1954) urobila so svojím kolektívom v oblasti Meliaty geologické mapovanie do mapy 1:25 000 a podala v záverečnej zprávе stratigrafické rozdelenie útvarov mapovaného územia a zhodnotila rudné výskyty v oblasti Meliaty. Geologickú mapu Gašparíkovej som použil ako podklad pri prieskume priehradného miesta.

4. J. Kantor (1955) sa zaoberal štúdiom diabázov vo verfénskych vrstvách

pri Držkovciach, Hucíne a v „meliatskej sérii" pri Meliate. Vo svojej práci podáva petrografický rozbor a názory na ich genézu.

5. J. Bystrický (1952—1956) sa zaoberá systematickým štúdiom stratigrafie gemeridného mezozoika a koná v tejto oblasti geologické mapovanie. Vo svojich prácach (pozri zoznam literatúry) jednak kriticky zhodnotil názory starších geológov, ktorí pracovali v tejto oblasti (Böckh 1905, Šuf 1935, Balogh 1950, Homola 1950), jednak sám podáva stratigrafické rozdelenie útvarov juhoslovenského krasu na základe vyzbieranej fauny a výsledkov geologického mapovania. Jeho geologickú mapu v mierke 1:25 000 z oblasti Liciniec a Jelšavskej Teplice som použil pri svojom terénnom prieskume.

I. Morfologická charakteristika údolia

Študované územie leží v severozápadnej časti juhoslovenského krasu. Je to pahorkatina s absolútnymi výškami 273—460 m, relatívna výška sa pohybuje od 100—200 m. Stredom územia preteká severojužným smerom rieka Muráň, ktorá si modeluje údolie v rôznych horninách. Sú to jednak mäkké a voči riečnej erózii málo odolné horniny verfénu, jednak tvrdé vápencové a vápencovo-dolomitické komplexy „meliatskej série" a stredného triasu, dobre odolávajúce riečnej erózii. Kotlinovite rozšírené úseky údolia nad Licincami a nad Meliatou majú širokú údolnú nivu (1—1,5 km) a ploché stupňovité svahy. Úžiny pod Licincami pri Meliate a na juh od Meliaty sú hlboko zaklesnuté a ich svahy tvoria príkre skalné steny. Kotliny majú za podklad verfénske vrstvy, väčšinou zakryté kyprými pliocénnymi štrkmi, ktoré nie sú schopné udržať pri podmývaní a svahovej modelácii strmší sklon. Skalný podklad úžin tvoria vápence, cez ktoré si rieka len veľmi ťažko prehĺbila svoje koryto. Vápencová úžina pri Meliate je pravdepodobne epigenetického pôvodu, pretože sa tu rieka zahĺbila do tvrdých tektonicky neporušených vápencov, hoci smerom na východ mala možnosti prehlbovať svoje koryto v mäkkých horninách pliocénu a verfénu.

Na morfologický charakter údolia zrejme vplývalo aj tektonické uloženie hornín. Mezozoické série tvoria synklinálne a antiklinálne pásma VZ alebo JV—SZ smeru a sú okrem toho postihnuté priečnymi zlomami a prešmykmi. Tam, kde Muráň preteká naprieč synklinálnym pásmom, údolie je rozšírené, a naopak tam, kde preteká cez antiklinály, údolie je zúžené a má strmšie svahy (okolie Hucína a Meliaty).

Údolie Muráňa od Jelšavskej Teplice po Meliatu má sčasti normálne erozívny, sčasti krasový charakter. Krasové formy — škrapy, závrty atď., vytvorené na vápencoch, sú zastrené normálnymi erozívnymi formami. Je to najmä preto, že väčšiu časť vápencov v okolí priehrady zakrýva pliocénna štrková formácia. Obidva svahy údolia Muráňa od Jelšavskej Teplice po Meliatu sú intenzívne rozčlenené bočnými údoliami.

II. Prehľad geologických útvarov

Priehradné miesto Meliata a jeho širšie okolie leží v mezozoickej oblasti gemerid. Okrem mezozoika vystupujú na povrch vo forme ostrovov aj série karbónu a permu. Mezozoikum samo zastupujú len členy spodného a stredného triasu. Na starších útvaroch leží diskordantne pliocén a štvrtohory.

1. Meliatska séria

a) *Kryštalické vápence.* Pri Meliate, v tzv. meliatsko-čoltovskom antiklinoriálnom pruhu (Homola 1950) vystupuje na povrch práve v priehradnom mieste séria zložená z hrubolavicovitých kryštalických vápencov. Hlavná masa týchto vápencov buduje kótu 273 na pravom svahu doliny Muráňa a zasahuje aj na ľavý svah. Ďalšie odkryvy vápencov vystupujú sporadicky spod verfénskych vrstiev a štrkovej pliocénnej formácie na juh od Meliaty. Séria sa skladá v spodnej časti z bielych a svetlošedých hrubokryštalických vápencov uložených v hrubých laviciach. Smer vrstiev je severovýchodný s prudkým sklonom 70—80° k juhovýchodu. Vo vrchnej časti série sa v čistých vápencoch objavuje pruhovanie spôsobené vrstevným usporiadaním ílovitých súčastí. Ílovité častice sú roztrúsené pomedzi kryštály kalcitu ako červený pigment, alebo tvoria aj súvislé červené bridličnaté polohy, ktorých smerom k nadloží pribúda. Vápence sú ďalej popretínané sieťou trhlín vyplnených závalkami červených bridlíc a kremitých červenohnedých jaspisov (pozri fotografie).

b) Na kryštalických vápencoch ležia *bridličnaté pieskovce a kremité bridlice* červenej alebo červenohnedej farby. Súvrstvie obsahuje polohy šedých kremitých pieskovcov a polohy červenohnedých alebo zelenavých jaspisov. Pieskovce a bridlice sú zložené z jemných zaoblených zrniek kremeňa prestúpených trhlinkami a ílovitých minerálov, hlavne hydrosľúd. Červenú farbu súvrstvia spôsobuje hematit, ktorý sa nachádza medzi zrnkami kremeňa ako práškový pigment. Na štiepnych plochách pieskovcov a bridlíc sa hojne vyskytuje muskovit. Opísané súvrstvie leží priamo na vápencoch, čo možno bezprostredne pozorovať v odkryve na ľavom svahu údolia Muráňa pri vyhliadnutom profile a jeho styk s podložnými vápencami zachytila aj sonda 1. Hrúbka súvrstvia vo vrte je 10 m.

c) Vyššiu polohu tvoria *tmavošedé až čierne bridlice a bridličnaté pieskovce* zložené z jemných zrniek kremeňa, ílovitých minerálov práškového grafitu a zrniek pyritu. Tento komplex o hrúbke ca 100 m leží na červených bridliciach a pieskovcoch a buduje celý ohyb ľavého svahu Muráňa severovýchodne od odkryvu kryštalických vápencov. I červené i tmavé bridlice a pieskovce boli nazvané pre ich zvláštny faciálny vývoj „meliatskou sériou (Čekalová 1954) a zaradené sčasti — tmavé bridlice a pieskovce do karbónu a sčasti — červené pieskovce a bridlice do verfénu. Myslím, že obidve faciálne odlišné súvrstvia treba pova-

žovať za spodný člen verfénu so zvláštnym lokálnym vývojom tak, ako to uvádza Bystrický (1954). Červené bridlice a kremité pieskovce tvoria aj inde v juhoslovenskom mezozoiku bazálny člen verfénu (Homola 1950, Bystrický 1955) a tmavé bridlice a pieskovce nad nimi majú v nadloží verfén v typickom vývoji.

Styk kryštalických vápencov s červenými bridlicami a pieskovcami verfénu prebieha tak, že vo vápencoch smerom ku styčnej ploche sa objavujú najprv polohy červených bridlíc a tak isto vo verféne sa nachádzajú blízko tejto plochy polohy vápencov. Toto vzájomné striedanie vrstiev pri styku vápencov s verfénskymi vrstvami znamená pozvoľný prechod s faciálnymi zmenami, ktoré vznikli pri sedimentácii. V prospech normálneho stratigrafického styku svedčí okrem uvedeného to, že vo vápencoch sa vyskytujú sedimentačné polohy červených bridlíc až do hĺbky 100 m od hranice s verfénom. Vložky červených bridlíc alebo vápence sfarbené červeným pigmentom boli zachytené v sondách 1, 1a a 2 v prvom profile a v sondách 7 a 8 v druhom profile.

Treba povedať, že vzťah vápencov k nadložným červeným bridliciam a pieskovcom nie je celkom jasný a v dôsledku toho nie je jasné ani stratigrafické postavenie kryštalických vápencov. Aj vývin bridlíc a pieskovcov „meliatskej série" tak, ako bol zistený vo vrte a ako ho možno študovať v ohybe údolia Muráňa, je zvláštny a nemožno ho s istotou pokladať za verfén. Do týchto problémov môžu vniesť jasno iba nálezy fauny a mikrofauny, ktoré dosiaľ postrádame.

Západne od Luise Taró pri Licinciach banské práce zistili pestré zlepence (verukáno ?), na ktoré sú viazané impregnácie železnej rudy hematitu. Výskyty železnej rudy podľa doterajšieho výskumu (Kuthan 1949) sú metasomatického pôvodu. Ich výskyt nevplýva na uskutočnenie priehrady.

2. Spodný trias

Nad „meliatskou sériou" leží komplex ílovito-piesčito-slienitých bridlíc (zeis) prevažne šedozelenej farby. Je to monotónne súvrstvie, mohutne vyvinuté a vystupuje na povrch v mnohých odkryvoch v okolí Meliaty, Hucína a Šivetíc atď. Pomer ílovito-piesčito-karbonátových komponentov sa v súvrství mení odspodu nahor. V podstate v spodných partiách prevláda ílovito-piesčitý materiál. Vo vrchných partiách postupne prevláda karbonátická zložka. Okrem toho sa v zeiských vrstvách vyskytujú polohy jaspisov, opisovaných mnohými autormi aj v iných oblastiach juhoslovenského krasu.

Vrstvy kampilu sa nachádzajú pri dedine Meliata. Tvoria ich slienité bridlice a bridličnaté vápence.

Ojedinelé výskyty bázických hornín v okolí priehradného miesta nemajú v podstate vplyv na uskutočnenie priehrady.

3. Stredný trias

a) *Anis.* Tvorí neširoké pruhy na svahu údolia Muráňa pri Licinciach, Meliate a pod kótou 274 na ľavom svahu východne od Köves patak puszty. Jeho podložie tvoria vrstvy spodného triasu. Spodné polohy anisu tvoria slienité tmavé vápence, ktoré majú málo druhotných kalcitových žiliek. Vyššie sa pozvoľne vyvíjajú v typický tmavošedý až čierny hrubolavicovitý až masívny guttensteinský vápenec. Býva celistvý i jemnokryštalický, prešľahaný sieťou bielych i ružových kalcitových žiliek. Najvyššie polohy anisu tvoria opäť svetlé až svetloružové vápence.

Dolomity vystupujú na povrch východne od Köves patak puszty; sú to šedé lavicovité horniny, tektonicky veľmi porušené. Rozpadajú sa pri povrchu na kockovitú sutinu alebo na dolomitický piesok, ktorý sa hromadí na úpätí svahov.

b) *Ladin.* Najvyšším členom mezozoického súvrstvia sú svetlé, svetloružové až šedé wettersteinské vápence, ktoré budujú údolie a jeho svahy v oblasti Liciniec a Hucína. Mohutný komplex wettersteinských vápencov leží poväčšine na guttensteinských vápencoch a dolomitoch alebo priamo na verfénskych vrstvách. Wettersteinské vápence sú jemnozrnné, miestami hrubozrnné masívne horniny. Zriedka pozorovať u nich lavicovitosť, prípadne vrstevnatosť. V najvyšších polohách sa vyskytujú ružové kryštalické vápence a vrstvy rohovcových vápencov. Podrobné stratigrafické zadelenie vápencov podáva vo svojich prácach Bystrický.

Na povrchu vápencovo-dolomitických krýh stredného triasu sa vytvorili škrapové polia s množstvom rýh a závrtov a vo vnútri masívu systémy chodieb, jaskýň, komínov a ponorných potokov. Tieto zjavy sú dostačujúcim dôkazom toho, že vápencovo-dolomitické kryhy sú odspodu dovrchu krasovou činnosťou podzemných vôd rozrušené.

4. Pliocén

Pliocén zastupuje v údolí Muráňa tzv. poltárska formácia. Štrková formácia pokrýva veľkú časť územia v okolí Meliaty a Hucína, dosahujúc mocnosť 80—100 m. Štrky sa skladajú z dobre opracovaných valúnov čistého bieleho kremeňa a občas aj valúnov kremenca. Miestami sa v štrkoch vyskytujú polohy čistých jemno až hrubozrnných pieskovcov a polohy bielych a šedých ohňovzdorných ílov.

5. Štvrtohory

Výplne závrtov a puklín na vápencoch tvorí hlavne terra rosa, ktorej mnohí autori pripisujú predpliocénny vek (Homola 1951). Zvyšky riečnej terasy boli vymapované na ľavom brehu Muráňa pri Meliate. Okrem nej neboli v celom opisovanom úseku zistené iné terasy, pretože svahy sú väčšinou pokryté štrkmi pliocénnej poltárskej formácie, ktoré sa rozsýpajú po svahu až na dno údolia a materiál terás sa od pliocénu prakticky nedá rozlíšiť.

Dno údolia vypĺňajú riečne náplavy zložené zo štrkov, pieskov a preplavenej hliny. Hrúbka alúvia kolíšie od 2—10 m. Svahy údolia, najmä ich úpätie pokrývajú mocné polohy svahových hlín, a to tam, kde podložie budujú verfénske vrstvy a poltárska formácia. Svahy vybudované z vápencov pokrývajú vrstvy hlinito-kamenitých sutín.

III. Tektonika

Charakteristickou črtou tektonickej stavby opisovaného úseku Muráňa sú synklinálne a antiklinálne pruhy približne východo-západného smeru, porušené priečnymi zlomami. Veľmi výrazná je antiklinála meliatsko-čoltovská (Homola 1951), v jadre ktorej vystupujú vrstvy spodného triasu. Menej výrazné je pokračovanie novačenskej antiklinály (Homola 1951) smerom na Priehradzany. Medzi týmito dvoma antiklinálnymi pásmami prebieha synklinálne pásmo, v jadre ktorého vystupujú guttensteinské vápence, dolomity a kryhy wettersteinských vápencov. Smeruje naprieč cez dolinu Muráňa v okolí Liciniec.

Najstarším útvarom v okolí priehradného miesta sú teda vrstvy „meliatskej série". Smer vrstiev je SV—JZ s prudkým 70—80° sklonom k JV. Na nich ležia verfénske vrstvy. Tieto majú prevažne smer V—Z alebo SV—JZ so sklonom 50—60° k SZ—JV. Ide o plastické súvrstvie, ktoré sa veľmi dobre poddávalo tlaku alpského vrásnenia a v dôsledku toho bolo intenzívne zvrásnené. Na mnohých miestach bolo vyvalcované, inde zase nakopené v mohutné hrúbky. Vápencovo-dolomitické kryhy ležia väčšinou v miernom sklone na zvrásnených verfénskych bridliciach a pieskovcoch. Styk verfénu s vápencovo-dolomitickými kryhami je tiež často tektonický.

Uvedené súvrstvia nadobudli svoje dnešné tektonické formy v horotvorných fázach alpského vrásnenia. Zvrásnenie vrstiev a presuny jednotlivých sérií po svojom podklade sa stali v hlavnej — subtatranskej fáze (Andrusov 1938), pričom je zrejmé, že pri pôsobení tlaku z juhu na sever došlo nielen k spoločnému, ale aj k čiastkovým presunom jednotlivých komplexov s rozdielnymi mechanickými vlastnosťami. Rozdielne pohyby, ktoré sa dnes odrážajú v odlišnej tektonickej stavbe jednotlivých sérií, vyplývajú z toho, že medzi dvoma rigidnými komplexami (kryštalické vápence „meliatskej série" a strednotriasové vápence a dolomity) nachádza sa plastické verfénske súvrstvie, ktoré umožnilo samostatný pohyb, najmä strednotriasovým vápencom a dolomitom.

Synklinálne a antiklinálne pruhy vznikli v hlavných fázach alpského vrásnenia, a priečne zlomy vznikli pravdepodobne v mladších fázach alpského vrásnenia. Smer priečnych zlomov je v podstate severo-južný. Z geologickej mapy je dobre viditeľná zlomová línia južne od Liciniec, pozdĺž západného ukončenia kryštalických vápencov.

Pliocénne štrky a piesky a štvrtohorné pokryvné útvary ležia na staršom podklade celkom vodorovne.

IV. Hydrogeológia

Hydrogeologické pomery územia v okolí priehradného miesta závisia hlavne od geologickej stavby. Nepriepustné útvary sú neskrasovatené hlbšie partie kryštalických vápencov a vrstvy verfénu. Za priepustné treba považovať vápence a dolomity stredného triasu, pliocénu, štrkovú formáciu a riečne náplavy. Najväčší význam má tu krasová voda, ktorá prúdi vo vápencoch. Na báze vápencov pri styku s podložnými verfénskymi vrstvami sa hromadí a vyteká vo forme prameňov na povrch. Kryštalické vápence pri Meliate sú pri povrchu skrasovatené a obsahujú vodu, ktorá v nich cirkuluje a vyteká na povrch v údolí Muráňa. Ďalším rezervoárom podzemnej vody sú štrky poltárskej formácie. Voda cez ne presakuje až na nepriepustné verfénske podložie a na úpätí svahov vyteká do údolia Muráňa. Tam, kde pliocénne štrky majú za podklad skrasovatené vápence a dolomity, podzemná voda presakuje cez štrky až do nich, pokračujúc vo svojej ceste krasovými dutinami. Spodnou vodou sú nasýtené aj riečne náplavy, ktoré vypĺňajú dno údolia Muráňa. Hladina spodnej vody v nich kolíše od 2—6 m pod povrchom.

B. INŽINIERSKO-GEOLOGICKÁ ČASŤ

Prehľad prieskumných prác

Okrem geologického mapovania do mapy v mierke 1:25 000 konaného v r. 1953—1955 Bystrickým a Gašparíkovou sa urobili v úžine pri Meliate r. 1955 sondážne práce. Sondami sa preskúmali dva profily. Profil 1 sa nachádza v mieste budúcej hrádze 60 m južne od ohybu Muráňa nad Meliatou, profil 2 je umiestený ca 90 m vyššie. Sonda 1, vyhĺbená v prvom profile na ľavom svahu údolia Muráňa, prechádzala od povrchu do 70 m vrstvami verfénu a ďalej až do 130 m v podložných vápencoch. Všetky ostatné sondy v prvom i druhom profile prechádzali v skalnom podklade z vápencov. Maximálna hĺbka vrtov bola 139 m. Hlboké vrty zistili a overili vlastnosti skalného podkladu, a to najmä vápencov, ktoré znamenajú hlavný problém pre uskutočnenie priehrady.

I. Geologické pomery priehradného miesta

Údolná niva je v priehradnom mieste široká 110 m. Obidva svahy sú strmé. Pravý svah je pokrytý 1—3 m hrubou vrstvou skalných sutín, ľavý svah tvorí nad údolím skalný zráz, ktorý prejde do miernejšieho sklonu pokrytého 5—8 m hrubou vrstvou skalných sutín a svahových hlín. Dno doliny vypĺňajú štrky a nad nimi ležiace preplavené hliny. Hrúbka riečnych štrkov je 3 m, preplavených hlín tiež 3 m, takže skalný podklad sa nachádza maximálne 6 m pod povrchom.

Skalný podklad v priehradnom mieste tvoria kryštalické vápence a vrstvy

verfénu. Hranica medzi týmito útvarmi prebieha na ľavom svahu ca 50 m od údolnej nivy. Styčná plocha, ako zistili sondy, je z povrchu zakrytá hrubou vrstvou svahových sutín; má smer približne S—J so sklonom 70° k východu.

Teleso hrádze má za podklad pri výške hrádze 25 m v celej svojej dĺžke vápence. Keby sa však uvažovalo o vyššej priehrade, mali by posledné bloky ľavého krídla za podklad aj verfénske bridlice. Uloženie vrstiev v priehradnom mieste má smer severo-východný, sklon 60—70° k juhovýchodu. Smer vrstiev k severovýchodu nie je stabilný, pretože v okolí priehradného miesta boli namerané aj inakšie orientované polohy. V podstate však vrstvy prechádzajú šikmo cez údolie, varírujúc medzi SV a SJ smerom. Orientáciu verfénskych vrstiev je ťažko zistiť, pretože sú pri povrchu väčšinou zhákované. V okolí priehradného miesta boli namerané smery SJ a SZ so sklonom 50° k východu.

Vápence, ako sa zistilo pri mapovaní a vrtnom prieskume, sú zdravé a málo porušené v celom priehradnom profile, s výnimkou podrvených vápencov, ktoré zachytili sondy 2 a 3 a skrasovatených partií, ktoré sa nachádzajú nad údolím nad ľavým svahom. Skrasovatené vápence vidno aj na povrchu a zachytila ich aj sonda 4 v prvom profile a sonda 6 v druhom profile. O krasových dutinách svedčí aj prameň v dne údolia na úpätí pravého svahu ca 150 m južne od prvého profilu. Skrasovatené partie zistené sondou 4 siahajú od povrchu do hĺbky 70 m, v sonde 6 do hĺbky 45 m pod povrchom. Zo sond ďalej vidno, že otvorené alebo hlinou vyplnené dutiny sprevádzajú porušené vápence. Procesy skrasovatenia prenikli najhlbšie cez tie partie, ktoré boli tektonicky najviac porušené.

II. Fyzikálno-technické vlastnosti hornín

Zdravé kryštalické lavicovité vápence sú pevné skalné horniny, prakticky nestlačiteľné. Pri hĺbení stavebnej jamy z povrchu možno výlom robiť krompáčom a pneumatickým kladivom, ďalej však treba používať trhaviny. Vápence patria do III. triedy ťažiteľnosti. Steny stavebnej jamy môžu byť kolmé. Pri jej hĺbení treba počítať s prítokmi krasovej vody, ktorú bude treba z jamy odčerpávať pumpami.

Veľmi nepriaznivé fyzikálno-technické vlastnosti majú skrasovatené vápence, ktoré sa vyskytujú na pravom svahu. Vlastnosti skrasovatených vápencov s kavernami sú známe, a preto sa tu o nich nebudem šíriť. Pre uskutočnenie priehrady je dôležité to, že sa v podklade budúcej hrádze nevyskytujú (pozri profil 1). Podklad hrádze, ako to zistili sondy 1a, 2, 3, budujú zdravé vápence, ktoré poskytnú pre betónovú hrádzu veľmi výhodný skalný podklad.

Bridlice a pieskovce verfénu. Sú to sčasti poloskalné, sčasti skalné horniny, ktoré treba rozpojovať i krompáčom i trhavinami. Patria do II. a III. triedy ťažiteľnosti. Pre vodu sú prakticky nepriepustné. Povrchové zvetrané pásmo bude však treba utesňovať cementovými injekciami.

Verfénske bridlice sú zvrásnené v celku i v detaile. Rozpadajú sa na drobné bridličnaté kúsky alebo tabličky, ktorých plochy odlučnosti často svedčia o stlačení a detailnom zvráskovaní. Lavice kremitých pieskovcov sú intenzívne podrvené a popresunované drobnými prešmykmi v samých verfénskych vrstvách.

Dolomity sú skalné horniny porušené hustou sieťou tektonických puklín, často neviditeľných. Pri údere a vetraní sa rozpadajú na drobnú kockovitú sutinu. Niektoré partie v nich sú podrvené až na dolomitické brekcie, ktoré sú znovu stmelené druhotným kalcitom. Pri pôsobení povrchovej a podzemnej vody sa rozpadajú na dolomitický piesok. Patria do II. a III. triedy ťažiteľnosti.

Guttensteinské a wettersteinské vápence sú tiež prestúpené hustou sieťou tektonických pulín a trhlín, no ich väčšia časť je v hĺbke vyhojená druhotným kalcitom. Z povrchu však po tektonických puklinách prenikajú do vápencov procesy skrasovatenia a dokonale znehodnocujú vápencové masívy od vrchu do spodku. Svojimi fyzikálno-technickými vlastnosťami sa podobajú kryštalickým vápencom „meliatskej série".

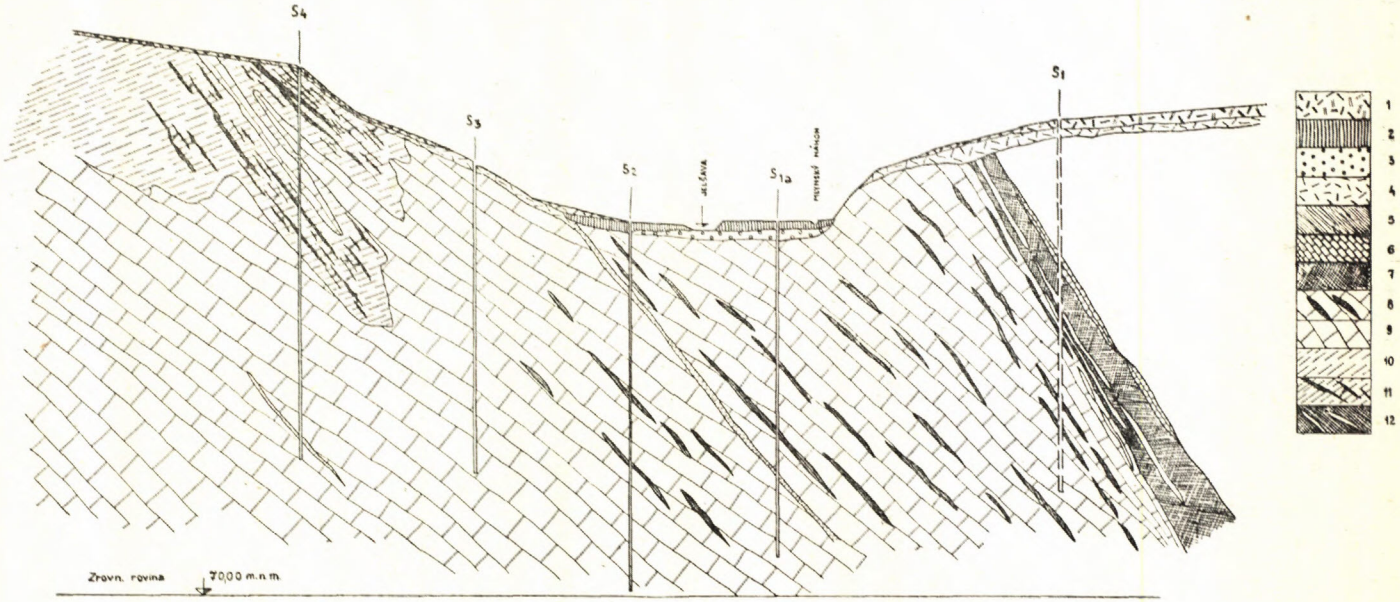
III. Možnosť filtrácie popod základy a okolo krídel priehrady

Samo teleso hrádze má za podklad neporušené vápence, ktoré môžeme považovať na základe tlakových vodných skúšok (pozri profily sond) a stavu vrtných jadier za nepriepustné. Čiastočná priepustnosť zapríčinená povrchovým zvetraním siaha maximálne do hĺbky 18 m. Okrem toho boli zistené tektonicky porušené partie v sonde 2a v hĺbke 24 m a v sonde 1a 88—91 m, ktoré pravdepodobne spolu súvisia (pozri profil 1).

Zo zistených faktov vyplýva uzáver, že betónové teleso hrádze treba založiť do zdravých vápencov, ktoré sa dosiahnu vyhĺbením základovej škáry v dne údolia priemerne 10 m na svahoch ca 5 m pod dnešným povrchom. Pod základovou škárou treba urobiť tesniacu clonu ca 20 m hlbokú a okrem toho utesniť ojedinelé porušené partie zistené sondážou. Po takejto úprave bude vápencový podklad, ktorý vykazuje podľa skúšok vodotesnosti — okrem uvedených priepustných partií — špecifické straty vody na 1 bm vrtu 0—0,5 l/min, úplne vodotesný. Injekčnú clonu bude treba predĺžiť za ľavé krídlo hrádze až za styk vápencov s verfénskymi bridlicami. Sonda 1 ukázala značnú priepustnosť 3—7 l/min do hĺbky 16 m, ďalej až na dno sondy, sa špecifická strata vody pohybuje od 0—0,4 l/min. To znamená, že injekčná clona v predĺžení ľavého krídla má mať hĺbku ca 20 m.

V predĺžení pravého krídla hrádze sa nachádza uvedené skrasovatené pásmo, ktoré siaha podľa sondy 4 do 70 m hĺbky pod povrchom. Siaha teda ca 40 m pod hladinu maximálneho vzdutia vody v nádrži. Okolo pravého krídla je preto daná možnosť k úniku neobmedzeného množstva vody, a to buď pod nádrž do údolia Muráňa alebo do bočného zaklesnutého údolia, ktoré ústi do hlavného

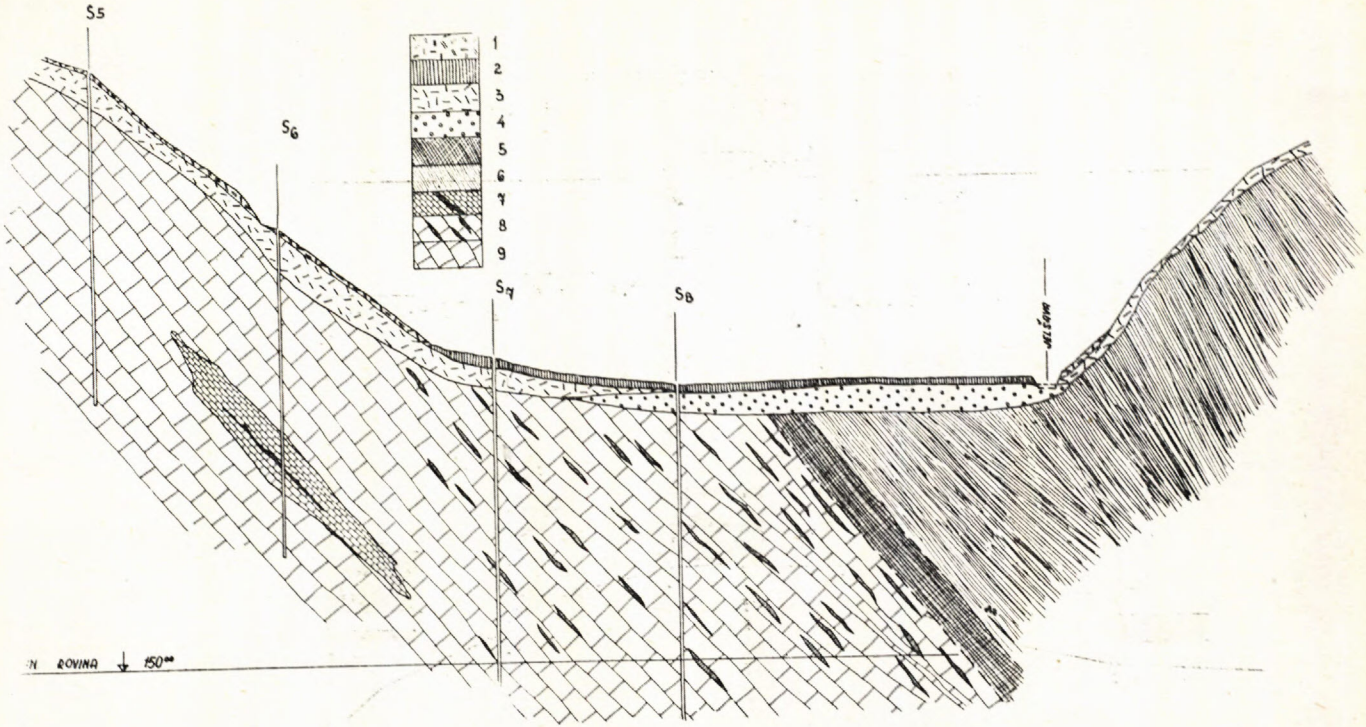
Obr. 1. Meliata, profil I.



Vysvetlivky ku geologickému profilu I

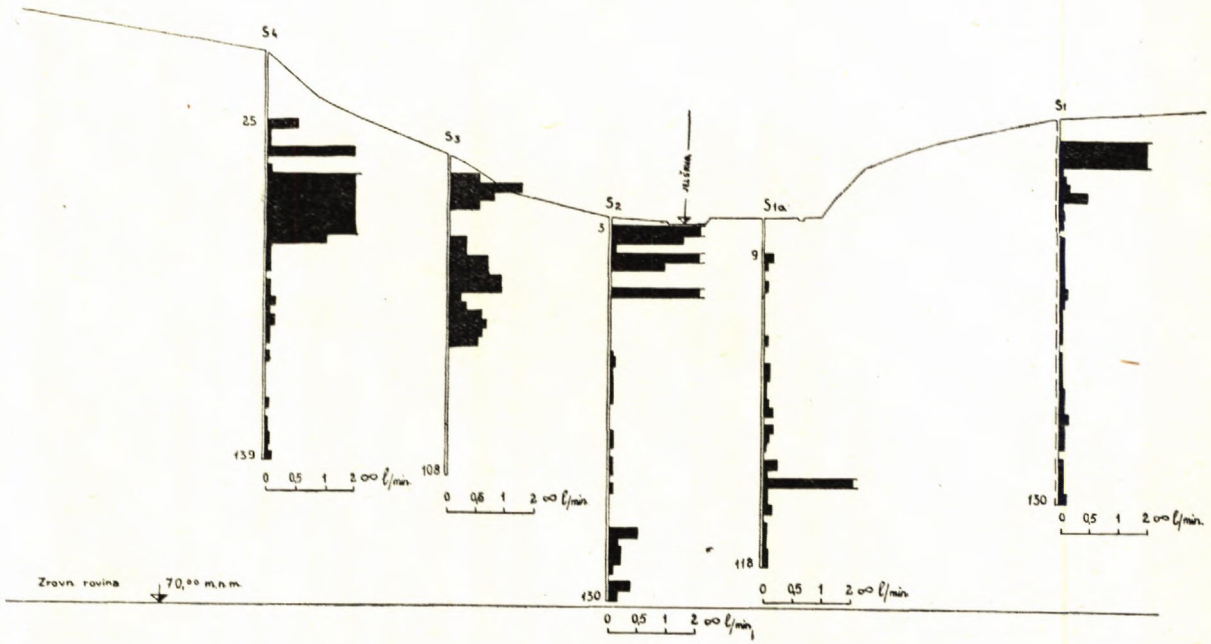
1. humózna svahová hlina, 2. preplavená piesčitá hlina, 3. štrky a piesky — alúvium, 4. hlinito-kamenitá sutina, (5—7 spodný trias — meliatska séria), 5. tmavé až čierne ílovité bridlice, 6. šedé kremité pieskovce, 7. červené kremité bridlice a radiolarity, 8. vložky červených bridlíc vo vápencoch, (9—11 karbón ?), 9. hrubokryštalický svetlý až biely vápenec, 10. tektonicky porušený vápenec, 11. kaverny otvorené alebo vyplnené hlinou, 12. vložky vápencov v červených bridliciach.

Obr. 2. Meliata, profil II.

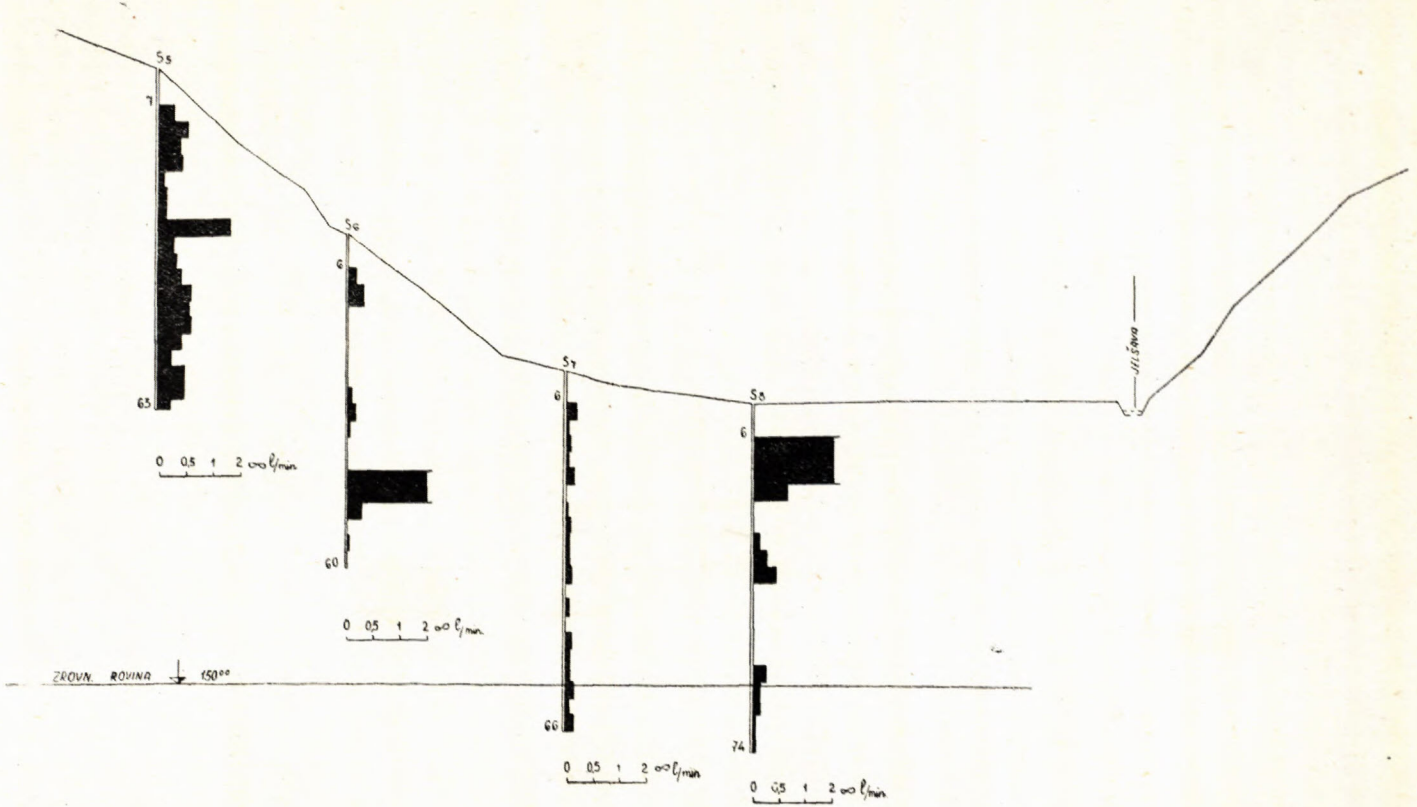


Vysvetlivky ku geologickému profilu II

1. humózna svahová hlina, 2. preplavená piesčitá hlina, 3. kamenitá sutina, 4. riečne štrky a piesky — alúvium, (5—6 spodný trias — meliatska séria), 5. červené bridlice a pieskovce, 6. tmavé až čierne ílovité bridlice, (7—9 karbón ?), 7. tektonicky podrvené vápence s kavernou, 8. kryštalické vápence so závalkami červených bridlíc, 9. hrubolavicovité biele kryštalické vápence.



Obr. 3. Meliata, profil I. Výsledky tlakových vodných skúšok v I. prof. špecifické straty vody v 1/min/1 bm, skúšky sa robili v 3 m etážach pri tlaku 6 atm.



Obr. 4. Meliata, profil II. Výsledky tlakových vodných skúšok v II. prof. špecifické straty vody v 1/min/1 bm, skúšky sa robili v 3 m etážach pri tlaku 6 atm.

údolia ca 250 m južne od projektovanej hrádze. Presný priebeh skrasovateného pásma nie je dosiaľ známy, možno však s istotou povedať, že skrasovatenie vápencov, ktoré vidno na povrchu a v sondách 4 a 6, nesiaha hlboko a vonkoncom nesiaha pod priehradný profil. Skrasovatenie postihlo len tie partie vápencového masívu (kóta 273), ktoré boli tektonicky podrvené a vyčnievajú nad okolité údolia. Dá sa to vysvetliť tak, že vápencový masív je dookola obklopený nepriepustnými verfénskymi vrstvami a krasová voda, ktorá preniká cez vápence, je prinútená v najnižšie položených miestach (krasový prameň v údolí Muráňa pri mlyne) vytekať do údolia. Aj keď v samých vápencoch by krasová voda mala možnosti prenikať až na bázu vápencového masívu, ako sa to obyčajne stáva v prírode, nemá kadiaľ z nej vytekať. Pre túto príčinu a v samom profile ešte aj preto, že vápence sú jednak znečistené ílovitými prímesami, jednak tektonické pukliny sú upchaté ílovito-piesčitými závalkami, krasové procesy sa v hĺbke vápencového masívu nerozvinuli.

Nebezpečenstvo pre priehradu znamená teda len únik vody okolo pravého krídla cez skrasovatené pásmo. Tomuto sa dá zabrániť dvojakým spôsobom: buď sa vybuduje tesniaca clona v predĺžení pravého krídla, alebo sa urobí plošná injektáž pravého vápencového svahu od styku s verfénom až po maximálnu kótu vzdutia. Plošná injektáž i kolmá tesniaca clona môžu byť kombinované z injekčných vrtov a betónových výplní krasových dutín. Presný priebeh skrasovatenia vápencov na pravom svahu treba zistiť podrobným mapovaním a ďalšou sondážou.

Záverom treba povedať o priehradnom mieste toľko, že hoci sa všade v Karpatoch vyhýbame projektovať priehrady na vápencových úžinách, pre meliatskú úžinu to neplatí. Je to jednak preto, že priehradný múr bude mať za podklad neporušené vápence, na ktoré môže projektant klásť staticky maximálne požiadavky, a jednak preto, že sú tu reálne a hospodársky únosné možnosti tesniacou clonou alebo plošnou injektážou zabrániť priesaku vody cez skrasovatené pásmo. Voda v nádrži sa tu bude stýkať s vápencami v dne a na pravom svahu asi na ploche 800 m^2, ktorú v najhoršom prípade možno celú plošne zainjektovať.

IV. Inžiniersko-geologické problémy vodnej nádrže

Voda v budúcom jazere sa bude stýkať predovšetkým s pliocénnymi a štvrtohornými pokryvnými útvarmi, v podloží ktorých striedavo vystupujú horniny verfénskych vrstiev a strednotriasových vápencov. Pliocénne a štvrtohorné štrky sa po napustení nádrže nasýtia vodou, pretože sú absolútne priepustné, no podložné nepriepustné verfénske vrstvy, ktoré tvoria skalný podklad väčšej časti nádrže, zabránia priesaku vody ďalej do bočných údolí. Synklinálny pruh strednotriasových vápencov, ktorý sa tiahne cez údolie Muráňa v okolí Liciniec, prechádza na západ až do údolia Turca. Keď predpokladáme, že tieto vápence sú skrasovatené až do svojho podložia, existuje tu teoreticky možnosť priesaku vody z me-

liatskej nádrže do údolia Turca, ktorého dno má nadmorskú výšku 215—220 m. Tieto vápence sú však zakryté okrem nepatrných odkryvov po celej dĺžke údolia Muráňa a jeho pravého svahu, kde by sa voda v nádrži mala s nimi stýkať, mocnou vrstvou pliocénnych hlinitých štrkov, svahových hlín, štrkov a preplavených hlín alúvia. Vrstva uvedených pokryvných útvarov, i keby vápence boli veľmi nepriaznivo uložené a skrasovatené, zabráni priesaku vody do bočného údolia Turca.

Priaznivo pôsobí, ak berieme do úvahy priesak vody do údolia Turca, tá okolnosť, že asi na kóte 290 pri ceste z Liciniec do Strelnice a medzi kótou 261—268 východne od Strelnice vystupujú pod vápencami nepriepustné súvrstvia permu a verfénu. To je dôkazom, že os synklinálneho pruhu vápencov nemusí ležať na vodnom predele medzi Muráňom a Turcom nižšie, ako je maximálna kóta vzdutej hladiny v nádrži. V tom prípade by bola aj pod vápencami celá nádrž obklopená vodotesnými permskými a hlavne verfénskymi vrstvami, čo vylučuje priesak vody do údolia Turca. Brehy budúcej nádrže sú stabilné a pri mapovaní neboli doteraz nikde zistené zosuny. Je však pravdepodobné, že tam, kde voda jazera bude podmývať brehy zložené z pliocénnych štrkov ležiacich na verfénе, dôjde k vytvoreniu menších zosunov.

Nakoniec treba ešte upozorniť na menšie skalné zrútenie, ktoré sa nachádza na ľavom brehu ca 70 m severne od profilu. Skalné zrútenie bolo zapríčinené podľa ústneho podania tamojších obyvatelov tým, že z dna doliny vyhĺbili krátku štôlničku (2 m), nad ktorou sa zrútila prečnievajúca skalná stena. Na prvý pohľad sa zdá, že ide o východ tektonicky porušeného pásma na styku vápencov a verfénu, no sonda, ktorá zachytila asi 80 m južnejšie práve tento styk, svedčí, že ide len o povrchové porušenie hornín, ktoré nijako nevplýva na uskutočnenie hrádze.

V. Stavebné hmoty

Pre uskutočnenie priehrady je potrebný predovšetkým materiál do betónu, vhodné štrky, piesky a stavebný kameň, pretože sa tu má vybudovať betónová gravitačná hrádza.

Materiál do betónu. Štrky a piesky do betónu poskytne poltárska štrková formácia zložená z valúnov bieleho kremeňa a kremencov premiešaných pieskom. Medzi štrkmi sa vyskytujú aj polohy čistých svetlých, jemno až hrubozrnných pieskov. Maximálna hrúbka formácie je 80—100 m. Ložisko štrku a piesku sa môže otvoriť hocikde v blízkosti staveniska, kde formácia vystupuje na povrch a nie je zakrytá mocnou hrúbkou štvrtohorných útvarov, najmä hlín. Najvhodnejšie miesto pre ťažbu štrku a piesku je územie medzi dolinkou a Berz pustou. V tomto priestore možno vrtným priestorom zaistiť dostatočnú zásobu štrkov a pieskov. Štrky bude treba premývať, pretože okrem valúnov a zrniek kremeňa

obsahujú hodne ílovitých a železitých prímesí. Štrky, ktoré sa nachádzajú v dne údolia, sú zložené z materiálu verfénskych vrstiev, kryštalických bridlíc a vápencov a sú silno znečistené ílovitými prímesami. Pre nevhodné zloženie ich ako materiál do betónu neodporúčam. Okrem prirodzeného štrku možno získavať v blízkom okolí priehradného miesta kvalitný drvený štrk, najmä hrubšie frakcie, z wettersteinských a guttensteinských vápencov.

Stavebný kameň. Lomový stavebný kameň, veľmi dobre opracovateľný pre rôzne účely, poskytnú početné vápencové lomy v okolí Liciniec, Hucína, južne od Meliaty a juhozápadne od Dolinky. Sú to guttensteinské a wettersteinské vápence, ktoré sa v okolí uvedených obcí ťažili predovšetkým na pálenie vápna a na miestne stavby. Lomy sú dnes väčšinou opustené. Pred začatím ťažby v niektorej z uvedených lokalít bude treba urobiť sondážny prieskum a vápence podrobiť technologickým skúškam.

21. V. 1956

Katedra inžinierskej geológie
geologicko-geografickej fakulty
Univerzity Komenského,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geol. sbor. V, 1—4. Bratislava.

Balogh K., 1950: Geologická mapa okolia Jelšavy. Hidrologiai közlöny, 1—2.

Bystrický J., 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy. Geol. sbor. V, 1—4. Bratislava.

Bystrický J., 1955: Príspevok ku stratigrafii juhoslovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 3. Bratislava.

Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG. Praha.

Kantor J., 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geol. práce, Zošit 41. Bratislava.

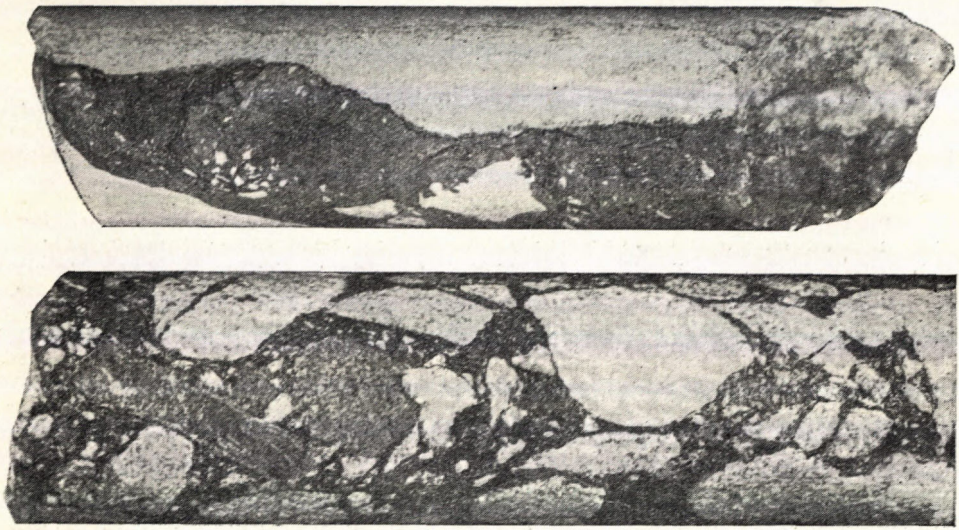
Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geol. sbor. V, 1—4. Bratislava.

Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihových. části Slovenského Krušnohoří. Carpatica I. Praha.

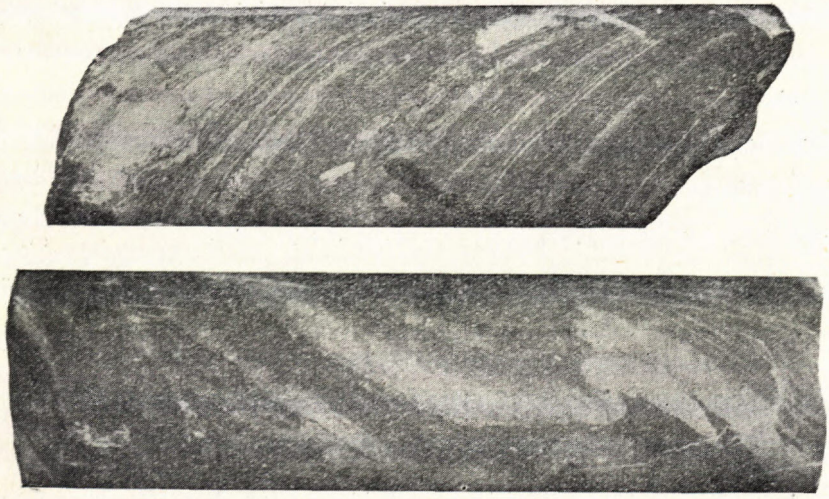
АРНОЛЬД НЕМЧОК

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ГИДРОЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА БЛИЗ дер. МЕЛИАТА

Для использования энергии р. Мурань и для регулирования ее стока предполагается соорудить водохранилище недалеко от дер. Мелиата, расположенной близ г. Плешивец. Максимальный уровень верхнего бьефа будет доходить до высоты 226 м над уровнем моря. Подпор будет высотой в 25 м. Широкая долина р. Мурань суживается здесь в двух местах. Первое сужение находится прибли-



Obr. 1. Vrtné jadrá kryštalických a vápencových brekcií (karbón ?). Výplň pukliny a tmel brekcie pochádza z červených ílov verfénskych bridlíc a pieskovcov. Vzorky z vrtu 8.



Obr. 2. Vrtné jadrá slienito-ílovitých červených bridlíc, ktoré tvoria vložky v kryštalických vápencoch (karbón ?). Vzorky z vrtu 1.

зительно на расстоянии 1,5 км от деревни Мелиата вверх по течению, второе — у самой деревни. Так как уклон русла реки небольшой, то, преградив широкую котловинообразную долину на одном их этих двух створов, можно получить обширное водовместилище. При инженерно-геологических исследованиях принимались во внимание главным образом эти две альтернативы, потому что из всех возможных стоворов в долине р. Мурань в экономическом отношении они являются самыми выгодными.

Краткий очерк геологического строения местности

В окрестностях места, где предполагается соорудить плотину, самой древней толщей является „мелиатская серия", представленная белыми кристаллическими известняками, красными кремнистыми сланцами и песчаниками, темносерыми до черных сланцами и сланцеватыми песчаниками. Возраст „мелиатской серии" точно еще не установлен. На „мелиатскую серию" налегает комплекс глинисто-песчанисто-мергелистых сланцев (сейсские слои) преимущественно серозеленого цвета. В верхней части нижнего триаса (кампиля) развиты мергелистые сланцы и сланцеватые известняки. Средний триас представлен гутенштейнскими известняками, доломитами и веттерштейнскими известняками. Все эти толщи покрыты плиоценовыми галечниками „полтарской формации" и четвертичными покровными отложениями.

Комплексы „мелиатской серии", нижнего и среднего триаса образуют здесь синклинальные и антиклинальные полосы, вытянутые в восточно-западном направлении. Их нарушают поперечные разломы. Плиоцен и четвертичные отложения лежат на более древних толщах горизонтально.

Инженерно-геологические исследования

Условия залегания пород и характеристика намеченного створа плотины. На участке, где предполагается построить плотину, скальное основание сложено кристаллическими известняками и слоями верфена. Граница между этими двумя толщами проходит по левому склону долины примерно на высоте 50 м над поймой. Плоскость стратиграфического контакта, скрытая на земной поверхности под мощным слоем осыпей склонов, простирается приблизительно с севера на юг и падает под углом 70° к востоку. Свежие кристаллические толстослоистые известняки скального основания представляют собой плотные, практически несжимаемые породы, которые по степени прочности относятся к III классу. Стены котлована могут быть вертикальными. Нужно считаться с тем, что при рытье котлована вероятно могут появиться карстовые воды, которые придется откачивать насосами.

Весьма неблагоприятными физико-техническими свойствами обладают закарстованные известняки на правом берегу. Важно отметить то, что в основании плотины они не будут находиться (см. профиль 1). Буровые скважины 1а, 2, 3 показали, что основание будущей бетонной плотины сложено свежими известняками, на которых хорошо будет строить.

О возможности фильтрации воды под основание и по бокам плотины

Произведенные путем нагнетания воды испытания (см. профили буровых скважин) и состояние кернов показывают, что ненарушенные известняки можно считать непроницаемыми. Некоторая водопроницаемость, обусловленная поверхностным выветриванием, существует максимум до глубины 18 м. Кроме того на глубине 24 м в буровой скважине № 2а и на глубине 88—91 м в буровой, № 1а были обнаружены тектонически нарушенные и, повидимому, сообщающиеся между собой участки (см. профиль № 1).

Приняв во внимание все эти факты, необходимо сделать вывод, что бетонное тело плотины должно быть заложено на свежих известняках, которые будут достигнуты, если поместить основание плотины приблизительно 10 м под дном долины, причем выемка склонов долины должна быть произведена в среднем на 5 м. Необходимо будет создать противофильтрационную завесу примерно до глубины 20 м и кроме того посредством цементации искусственно укрепить

до бóльшей глубины те участки, на которых — по данным бурения — залегают нарушенные породы.

После таких мероприятий известняки основания, для которых — как показали испытания на водопроницаемость — удельная утечка воды на один погонный метр скважины за пределами участков, пропускающих воду, составляет 0—0,5 л/мин, будут совершенно непроницаемыми. Противофильтрационную завесу необходимо будет расширить на левом склоне, к которому примыкает плотина, за контакт известняков с толщей верфенских сланцев. Буровая № 1 выявила значительную проницаемость (3—7 л/мин) до глубины 16 м; глубже, до дна скважины, удельная утечка воды колеблется от 0 до 0,4 л/мин. Это значит, что на левом склоне, к которому примыкает плотина, инъицированная завеса должна доходить приблизительно до 20 м глубины.

Направо от плотины находится упомянутая выше полоса закарстованных известняков, доходящая — по данным буровой № 4 — до 70 м глубины под поверхностью земли. Опасностью для плотины явится, следовательно, утечка воды на правой стороне. Предупредить это можно двумя способами: либо создать противофильтрационную завесу в продолжении правой стороны плотины, либо произвести инъекцию правого склона от контакта известняков с верфеном до максимальной высоты верхнего бьефа. Поверхностную инъекцию склона и вертикальную противофильтрационную завесу нужно будет создать, скомбинировав скважины, через которые будет произведена инъекция, с бетонным заполнением карстовых пустот. Чтобы оконтурить полосу закарстованных известняков на правом склоне, необходимо произвести детальное картирование и заложить дальнейшие буровые скважины.

Относительно намеченного створа плотины можно, в заключение, сказать следующее: хотя повсюду в Карпатах мы избегаем проектировать плотины в ущельях, прорезывающих известняки, в данном случае возможно отступление, так как, во-первых, фундаментом тела плотины будут ненарушенные известняки, которые статически удовлетворяют максимальным требованиям проектировщика, и, во-вторых, потому, что имеются реальные и экономически осуществимые возможности предупредить просачивание воды через полосу закарстованных пород, созданием противофильтрационной завесы или инъицированной плоскости. Площадь соприкосновения воды водохранилища с известняками на дне и на правом склоне долины будет равняться приблизительно 80 м^2; в худшем случае ее пришлось бы целиком инъицировать.

21. V. 1956

Кафедра инженерной геологии
факультета геолого-географических наук
университета им. Коменского,
Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

ARNOLD NEMČOK

INGENIEURGEOLOGISCHE UNTERSUCHUNG FÜR DIE TALSPERRE MELIATA

Zur Ausnützung des Laufes des Flusses Muráň und wegen der Regulation seines Abflusses soll in der Umgebung der Gemeinde Meliata bei Plešivec ein Staubecken erbaut werden. Die maximale Stauung soll auf der Kote 226 mit einer 25 m hohen Staumauer sein. Das breite Tal des Flusses Muráň verengt sich da an zwei Stellen. Die erste Verengung befindet sich cca 1,5 km flussaufwärts vor der Gemeinde Meliata, die zweite unmittelbar bei der Gemeinde. Im breiten, beckenförmigen Tal kann man durch die Absperrung der ersten, oder zweiten Talenge einen grossen Retentionsraum erwerben, da der Fluss ein kleines Gefälle besitzt. Die ingenieurgeologische Untersuchung hat sich auf die zwei angeführten Alternativen konzentriert, da sie von allen möglichen, zur Absperrung geeigneten Stellen im Muráň-Tal ökonomisch am vorteilhaftesten sind.

Allgemeiner Teil

Geologischer Bau des Gebietes

Das älteste Gebilde ist in der Umgebung des Sperrortes die „Meliata-Serie", die durch weisse, kristalline Kalksteine, rote, quarzige Schiefer und schieferige Sandsteine vertreten ist. Über der „Meliata-Serie" liegt ein Komplex von überwiegend graugrünen Ton-Sand-Mergelschiefern (Seis). Im oberen Teil der Untertrias (Campill) sind mergelige Schiefer und schieferige Kalksteine entwickelt. Die Mitteltrias wird durch Schollen Gutensteiner Kalksteine, Dolomite und Wettersteiner Kalksteine repräsentiert. Die erwähnte Unterlage wird durch pliozäne Schotter der „Poltárer Formation" und quartäre Überdeckungen bedeckt.

Die Komplexe der „Meliata-Serie" und der Unter- und Mitteltrias sind im Studierten Gebiete in synklinale und antiklinale O—W verlaufende Streifen geordnet, die durch Querbrüche gestört sind. Das Pliozän und Quartär liegt waagrecht auf den älteren Gebilden.

Ingenieurgeologischer Teil

Geologische Verhältnisse und Probleme des Sperrortes

Die Felsenunterlage am Sperrort bilden kristalline Kalksteine und Werfener Schichten. Die Grenze zwischen ihnen verläuft am linken Talhange cca 50 m von der Talaue. Die Kontaktfläche ist an der Oberfläche mit einer mächtigen Schichte von Abhangsschutt bedeckt und besitzt beiläufig ein N—S Streichen mit einem 70° Fallen nach Osten.

Gesunde, kristalline, bankige Kalksteine, die die Felsenunterlage bauen, sind feste Felsengesteine, die praktisch unpressbar sind und in die III. Klasse der Abbauwürdigkeit gehören. Die Wände der Baugrube können steil sein. Bei ihrer Vertiefung muss man mit dem Zufluss des Karstwassers rechnen, das man aus der Grube mit Pumpen schöpfen muss.

Sehr ungünstige physikalisch-technische Eigenschaften besitzen die verkarsteten Kalksteine am rechten Talhang. Für die Verwirklichung der Talsperre ist es wichtig, dass sie in der Unterlage der zukünftigen Staumauer nicht vorkommen (siehe Profil No 1). Wie man durch die Sonden No 1a, 2, 3 festgestellt hat, wird die Unterlage der Staumauer durch gesunde Kalksteine gebaut, die für die Betonstaumauer eine günstige Felsenunterlage bieten.

Möglichkeit der Infiltration unter den Fundamenten und um die Flügel der Talsperre

Die unversehrten Kalksteine kann man auf Grund der Wasserdruckproben (siehe Profile der Sonden, und des Zustandes der Bohrkerne für undurchlässig halten. Eine teilweise, durch die oberflächennahe Verwitterung verursachte Durchlässigkeit reicht maximal in die Tiefe von 18 m. Ausserdem wurden tektonisch gestörte Partien in der Sonde 2a in der Tiefe von 24 m und in der Sonde No 1a in der Tiefe von 88—91 m festgestellt, die wahrscheinlich miteinander zusammenhängen (siehe Profil No 1).

Aus den festgestellten Fakten folgt, dass der Betonkörper der Staumauer auf gesunden Kalksteinen gegründet werden muss, die man durch die Vertiefung des Fundamentes im Talgrunde durchschnittlich bis 10 m und auf den Talhängen cca 5 m unter der heutigen Oberfläche erreicht. Unter dem Fundamente muss man eine cca 20 m tiefe Dichtungshülle errichten und ausserdem die vereinzelten, durch Sondierung festgestellten, gestörten Partien abdichten.

Nach so einer Regelung wird die Kalksteinunterlage, die nach den Durchlässigkeitsproben, ausser den erwähnten durchlässigen Partien, einen spezifischen Wasserverlust auf 1 lfd. m der Bohrung 0—0,5 l/min. ausweist, volkommen wasserdicht sein. Die Injektionshülle wird man auf dem linken Flügel der Staumauer bis hinter den Kontakt der Kalksteine mit den Werfener

Schichten verlägern müssen. Die Sonde No 1 zeigte eine bedeutende Duchlässigkeit (3—7 l/min.) bis in die Tiefe von 16 m; weiter bis zu dem Boden der Sonde bewegt sich der spezifische Wasserverlust zwischen 0—0,4 l/min. Das bedeutet, dass die Injektionshülle in der Verlängerung des linken Flügels die Tiefe von cca 20 m haben soll.

In der Verlängerung des rechten Flügels der Staumauer befindet sich die erwähnte verkarstete Zone, die nach der Sonde No 4 bis 70 m unter die Oberfläche reicht.

Eine Gefahr für die Talsperre bedeutet also der Wasserverlust um den rechten Flügel. Diesen kann man auf zwei Weisen verhindern: Entweder wird eine Dichtungshülle in Verlängerung des rechten Flügels erbaut, oder wird eine Flächeninjektage des rechten, kalkigen Abhanges von dem Kontakt mit dem Werfen bis zu der maximalen Kote der Stauung durchgeführt. Die Flächeninjektage und die senkrechte Dichtungshülle werden aus den Injektionsbohrungen und Betonfüllung der Karsthöhlungen kombiniert. Der genaue Verlauf der Verkarstung der Kalksteine am rechten Talhang ist durch ausführliche Kartierung und weitere Sondierung festzustellen. Zum Schluss muss man über den Sperrort sagen, dass, obzwahr wir überall in den Karpathen die Talsperren in den kalksteinigen Talengen zu projektieren meiden, gilt es für die Meliata-Talenge nicht. Einerseits deshalb, dass die Staumauer als Unterlage unversehrte Kalksteine, auf die der Projektant statisch maximale Forderungen legen kann, hat und anderseits sind da reale und wirtschaftlich erträgliche Möglichkeiten vorhanden, durch eine Dichtungshülle oder durch die Flächeninjektionen ein Durchsickern der Wassers durch die verkarstete Zone zu verhindern. Das Wasser wird im Staubecken mit den Kalksteinen am Grunde und am rechten Talhange auf einer Fläche von cca 80 m^2 in Berührung kommen, die man im ärgsten Fall im ganzen Ausmasse mittels Flächeninjektionen abdichten kann.

21. V. 1956

Katheder für Ingenieurgeologie
der Fakultät der geologisch-geographischen
Wissenschaften an Komenský's Universität,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

EMIL KOŠECKÝ

NIEKOĽKO PRÍKLADOV POUŽITIA GEOELEKTRICKEJ METÓDY PRI RIEŠENÍ ÚLOH STAVEBNEJ GEOLÓGIE

(Ruské a nemecké resumé)

Intenzívnejšie zavádzanie geoelektrických prieskumných metód do praxe nie je u nás starého dáta. Obdobie rekonštrukcie a výstavby po druhej svetovej vojne kládlo zvýšené požiadavky na množstvo i kvalitu geologicko-prieskumných prác. Ukázala sa potreba tieto práce nielen urýchliť, ale aj skvalitniť a zhospodárniť. To sa mohlo docieliť len zavádzaním nových prieskumných metód do geologického prieskumu. Takýmito metódami boli predovšetkým metódy aplikovanej geofyziky, najmä metódy geoelektrické. Spočiatku aplikácia geoelektrických metód u nás mala viac výskumný ako prieskumný charakter a docielené výsledky často pre neúplnosť údajov, častejšie pre nedostatok skúseností, neviedli ku geologickým uzáverom. Dnešné naše práce, zamerané na konkrétne úlohy, čím ďalej tým viac a lepšie slúžia praxi ako podklady k úspornejšiemu projektovaniu vrtných prác aj ako podklady a doplnky geologických správ a posudkov.

V tomto referáte, ktorého cieľom je poinformovať čitateľa, chcem poukázať na niekoľkých príkladoch použitia geoelektrického prieskumu pre potreby stavebnej praxe na význam i ekonomickú stránku tohto druhu geoelektrického prieskumu.

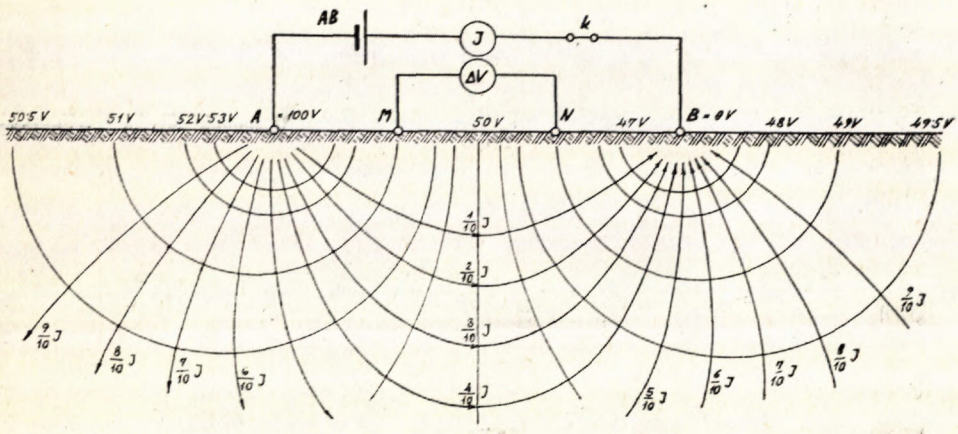
Vysvetlenie pojmov

Z teórie elektrického prúdového poľa, ktorá je už dostatočne známa, obmedzím sa len na vysvetlenie niektorých základných pojmov, ktoré budú pre menej zainteresovaného čitateľa potrebné k pochopeniu predložených faktov.

Geoelektrickým prieskumom odporovou metódou nazývame meranie zdanlivého špecifického elektrického odporu geologického vodiča a jeho geologickú interpretáciu. Geologickým vodičom rozumieme zeminy a horniny v ich prirodzenom usporiadaní pod zemským povrchom.

Zdanlivý špecifický elektrický odpor je veličina závislá od špecifických elektric-

kých odporov hornín, od geologických tvarov a veľkostí nehomogenít (vrstiev, intrúzií a pod.) v tej časti geologického vodiča, kde konáme merania. Prívlastok „elektrický" pri špecifickom odpore nebudem ďalej uvádzať, pretože sa to bude rozumieť samo sebou. Meranie zmien zdanlivého špecifického odporu konáme najčastejšie na zemskom povrchu buď smerom do hĺbky geologického vodiča alebo pozdĺž terénneho profilu. V prvom prípade hovoríme o geoelektrickom odporovom sondovaní, v druhom o geoelektrickom odporovom profilovaní. Zmeny odporu v geologickom vodiči sa určitým zákonitým spôsobom prejavia na krivke zdanlivého špecifického odporu. Meracia sústava je v princípe vyobrazená na obr. 1.



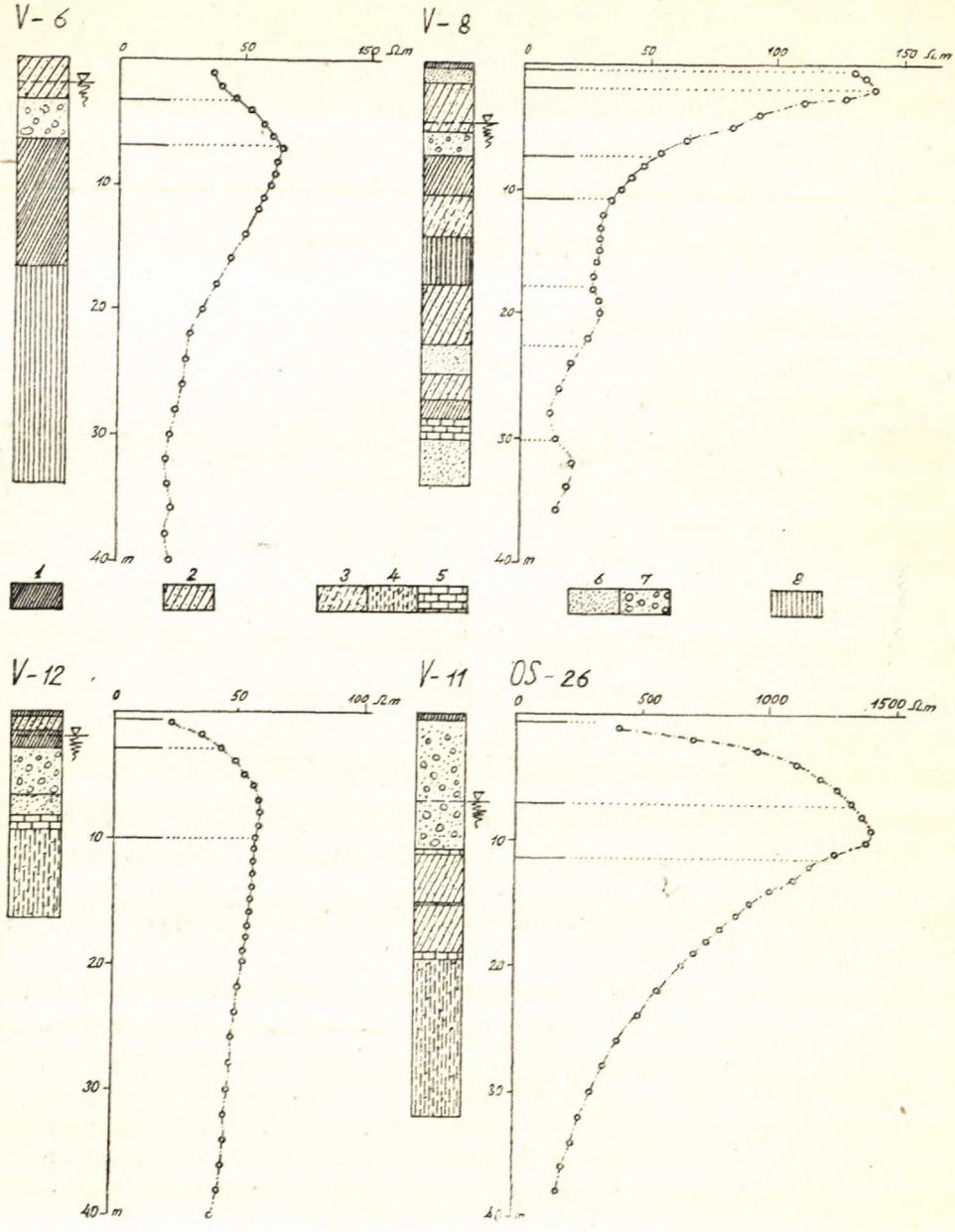
Obr. 1.

Elektródami *A* a *B* privádzame do zeme zo zdroja rovnosmerný elektrický prúd o intenzite *I*. Medzi elektródami *M* a *N* meriame potenciálny spád ΔV vytvorený prechodom elektrického prúdu vodičom. Z oboch meraných veličín $(I, \Delta V)$ a známych vzdialeností medzi elektródami stanovíme zdanlivý špecifický odpor výpočtom.

Pozorovanie zmien zdanlivého špecifického odporu smerom do hĺbky docielime postupným zväčšovaním vzdialeností elektród od niektorého pevného bodu na povrchu ako stredu.

Odporové profilovanie je skúmanie zmien zdanlivého špecifického odporu pri stálych vzdialenostiach medzi elektródami (v rovnakom objeme geologického vodiča), ale nad rôznymi miestami terénneho profilu. Vzdialenosti medzi elektródami i krok (vzdialenosť, o ktorú po každom meraní prenesieme celú sústavu) volíme podľa účelu prieskumu.

Kruhové odporové mapovanie je meranie zmien zdanlivého odporu v kruhu. Meranie konáme na jednom mieste povrchu v tomže objeme geologického vodiča. ale pri rôznom azimute.


V-6
V-8
V-12
V-11
OS-26
0
50
100
150 Ωm
500
1000
1500 Ωm
10
20
30
40 m
1
2
3
4
5
6
7
8

Obr. 2.

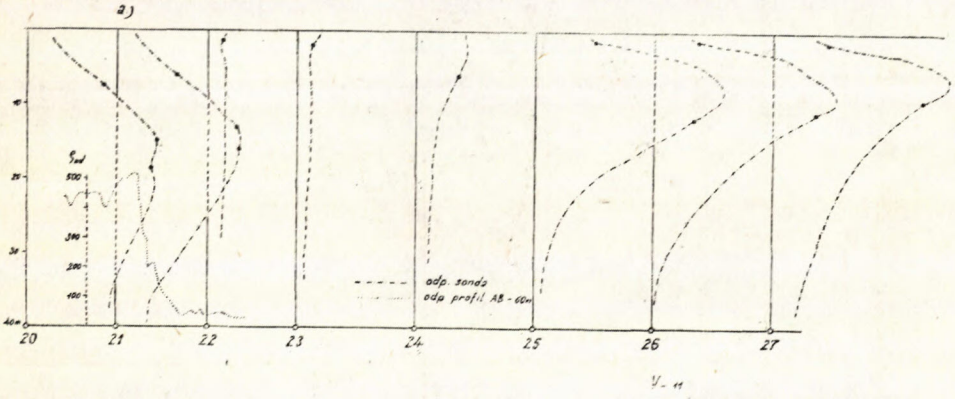
Príklady z praxe

1. Z meraní na ľavom brehu Dunaja, ktorých účelom bolo spresniť geologické profily, uvádzam niektoré orientačné odporové krivky. Odporové krivky na obr. 2 boli urobené v bezprostrednej blízkosti oporných vrtov. Pôdomechanické vyhodnotenie týchto vrtov je graficky znázornené vedľa odporových kriviek. Vysvetlivky k znázorneným zeminám sú tieto: 1 — hlina, ornica, 2 — piesčitá hlina, 3 — hlinitý piesok, 4 — ílnatý piesok, 5 — pieskovec, 6 — piesok, 7 — štrk, 8 — ílnatá hlina.

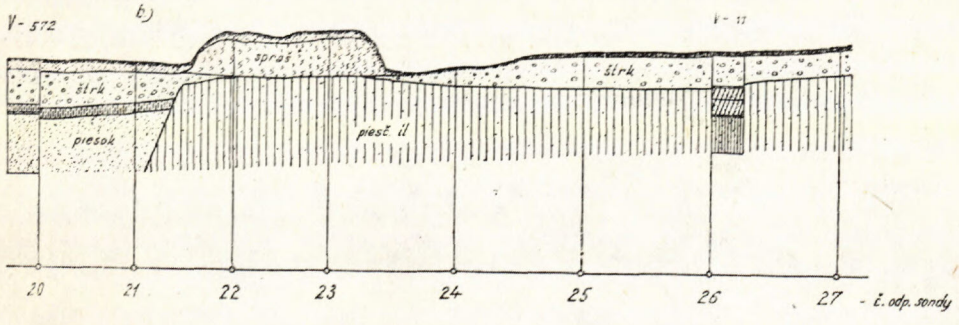
Bolo zrejmé, že takéto detailné rozlíšenie zemín nebude geoelektrickým prieskumom umožnené. Ukázali sa však možnosti dobre rozlíšiť priepustnejšie štrky a piesky od menej priepustných ílov a hlín. Na uvedených krivkách sa prvé prejavujú vyšším špecifickým odporom ako druhé.

Príklad geologického vyhodnotenia odporových meraní na jednom z profilov je na obr. 3.

Odporové krivky na obr. 3a sme vyhodnotili porovnávaním s krivkami vypočítanými. Odporový profil medzi krivkami 20—23 (AB = 30 m, krok 10 m)

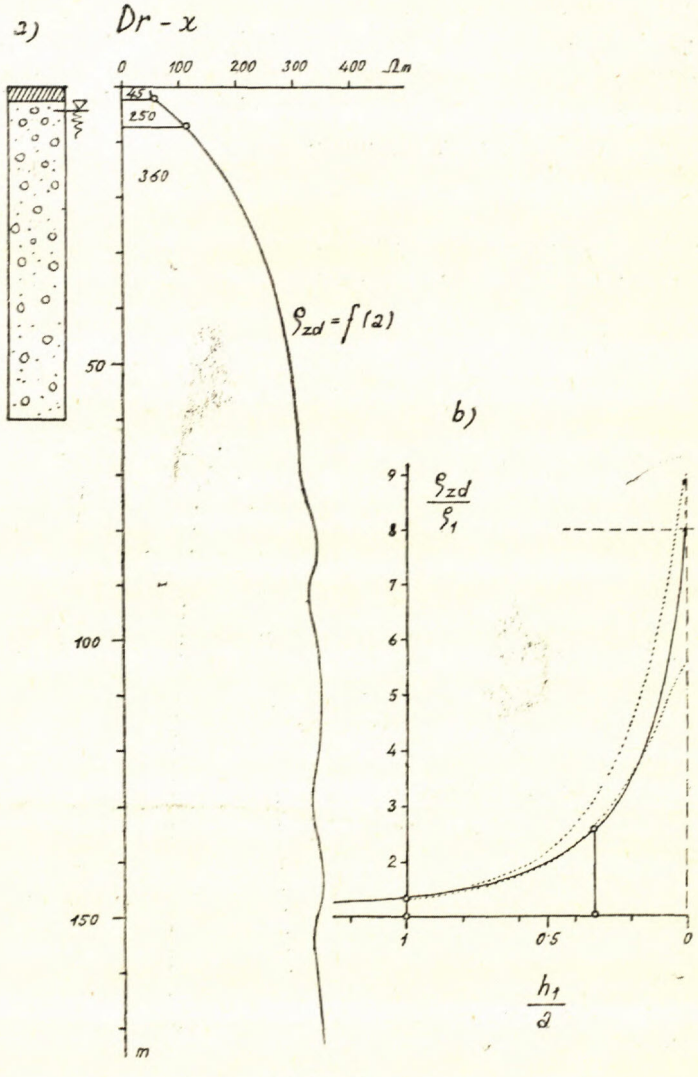


Obr. 3a.



Obr. 3b.

bol zmeraný pre vymedzenie vodivejšej časti geologického profilu. Porovnávaním obrázkov 3a a 3b vidíme, že na odporových sondách 22 a 23 úplne chýba prejav vrstvy štrku. Je, pravda, možné, že štrková vrstva pod sprašou nevykliňuje, ale vzhľadom k nadloží nadobúda malú mocnosť, čo podľa teórie elektrického prúdového poľa stačí na potlačenie jej prejavu. Spodná časť kriviek 20—21 blíži sa hodnotám špecifického odporu 150—200 ohm m, kým spodná časť kriviek 22—27 nadobúda hodnotu špecifického odporu 20—30 ohm m. Toto bolo geolo-

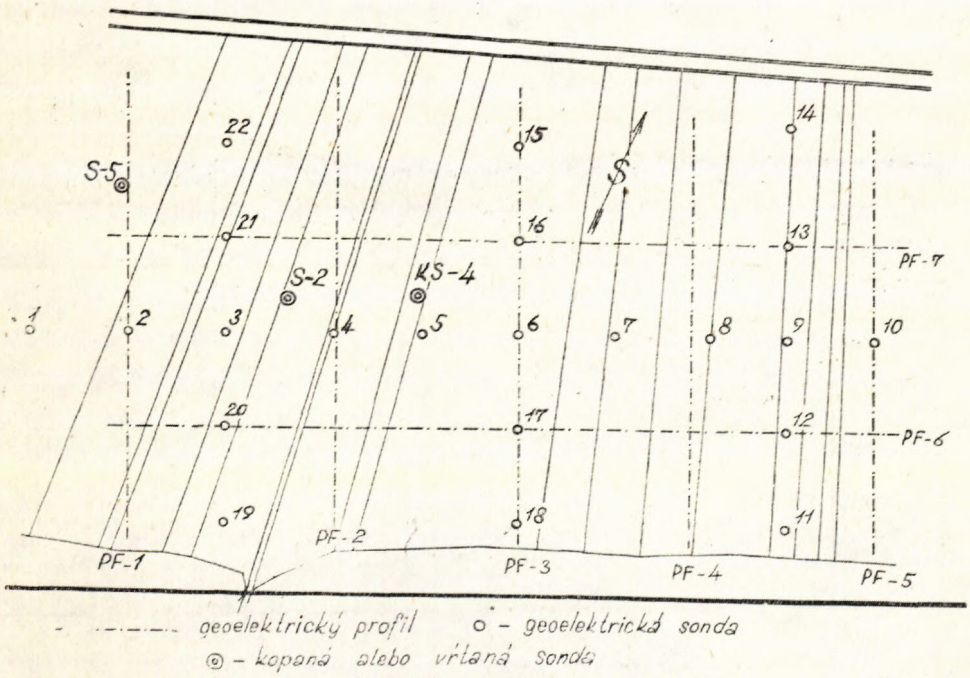


Obr. 2.

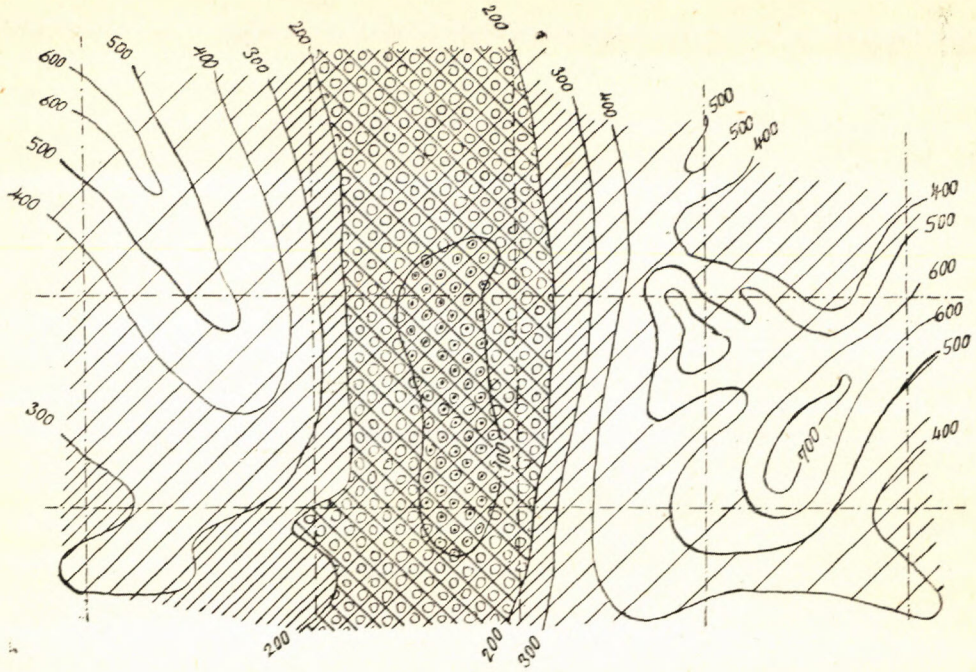
gicky vyhodnotené ako na obr. 3b. Geologický profil na tomto obrázku bol zostrojený podľa údajov vrtov V-572, V-11 a údajov odporových meraní na obr. 3a.

2. Odporovú krivku na obr. 4 som zmeral pri vrte pri Dobrohošti, na ktorom sa mal uskutočniť čerpací pokus. Vrt urobili v dunajských štrkoch už do hĺbky 60 m. Odporovým sondovaním sa mala zistiť hĺbka neogénneho ílu, v ktorej mal byť vrt ukončený. Odporová krivka s maximálnym rozpätím napájacích elektród AB = 525 m (čo pre Wennerovo usporiadanie elektród odpovedá hĺbke merania 175 m) poskytla takýto obraz: Pod 2,5 m mocnou vrstvou špecifického odporu 45 ohm m je vrstva mocnosti 7,5 m špecifického odporu 250 ohm m a ďalej mocná vrstva špecifického odporu 360 ohm m. Geologicky možno špecifický odpor 45 ohm m prisúdiť hline a špecifické odpory 250 ohm m (vyšší stupeň mineralizácie podzemnej vody) a 360 ohm m štrku. V zpráve o meraní vylúčil som existenciu mocnej vrstvy ílu, pripustil som možnosť výskytu tenkej vrstvy ílu do meranej hĺbky. Vo vrte sa pokračovalo a podľa ústneho dopytu bol výsledok odporového sondovania potvrdený.

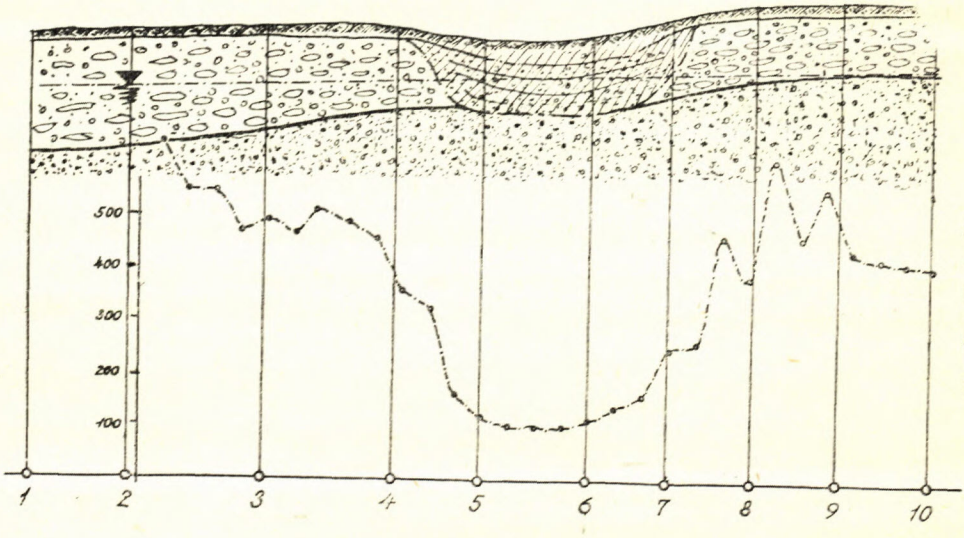
3. Odporové merania v Hričove som urobil pre prieskum základovej pôdy pre projektované budovy. Vrtné práce ručnou vrtnou súpravou A—50 ∅ 10,5″ boli znemožnené vrstvou hrubého štrku (valúny 30—40 cm) neznámej mocnosti. Predmetné územie bolo podrobne geoelektricky preskúmané sieťou odporových profilov



Obr. 5.


600
500
400
300
200
600
500
400
300
200
200
300
400
500
500
400
400
500
600
600
500
400
300
200
200
300

Obr. 6.

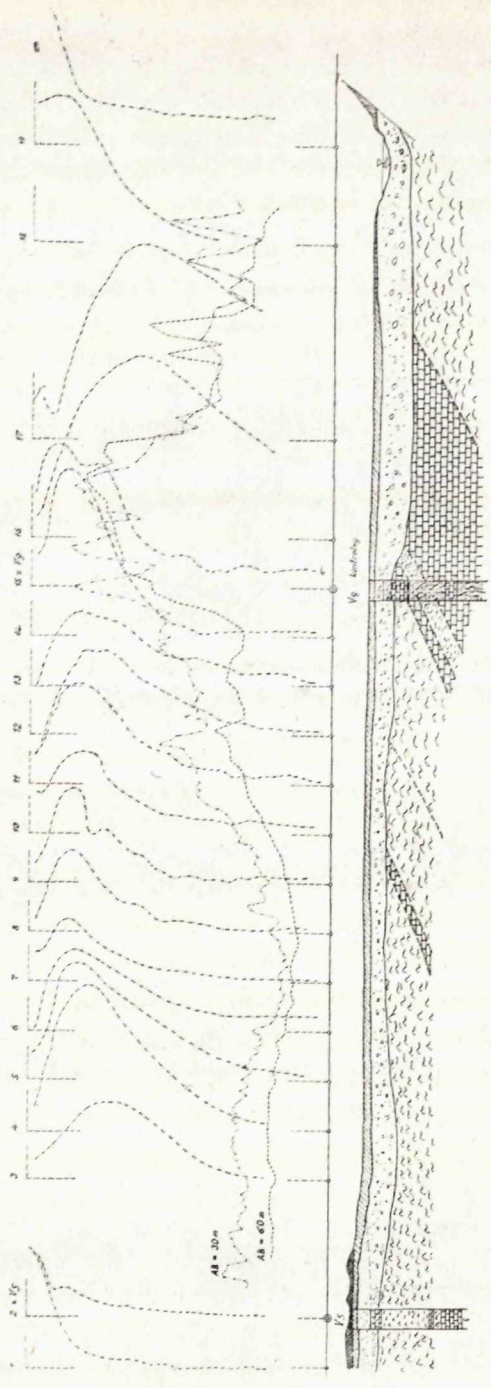

500
400
300
200
100
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Obr. 7.

a sond. Výsledkom bola mapa izočiar zdanlivého odporu pre AB = = 45 m a geofyzikálne-geologický profil. Náčrt situácie odporových sond a profilov je na obr. 5. Mapa izočiar zdanlivého špecifického odporu je na obr. 6. Geofyzikálne-geologický profil je na obr. 7. V mape izočiar zdanlivého špecifického odporu je nápadný pás nízkeho odporu, tiahnúci sa priečne skúmaným územím. Ukázalo sa, že tu išlo o staré zanesené riečne koryto Váhu, na ktoré by bez odporových meraní nebol projektant vôbec upozornený.

4. Geologický profil na obr. 8 je z údolia Hrona. Bol zostrojený podľa údajov vrtu V—5 a výsledkov geoelektrických meraní, ktoré sú vyobrazené v hornej časti obrázku.

Geoelektrické merania sme tu úspešne vykonali na ploche ca 5 km^2. Ich cieľom bolo doplniť geologický prieskum k projektu údolnej priehrady. Išlo najmä o podrobné preskúmanie miesta založenia priehrady a ochrannej hrádze (celková dĺžka ca 7 km) a o zistenie kubatúry stavebných hmôt v inundačnom území. Geofyzikálne merania predchádzali, sprevádzali i nasledovali vrtné práce, ktoré už v tom čase prevyšovali čísla 2000 bm odvrtu a 80 vrtov. Uvádzam ich preto, že i tento zdanlivo vysoký počet vrtov bol celkom malý pre dostatočné poznanie geologických pomerov v skúmanom území a ďalej preto, že takto lepšie vynikne hospodárska stránka veci.



Obr. 8.

Tak napríklad unikla pozornosti (nebola navŕtaná) mocná vrstva andezitu v andezitovom tufe pod projektovaným priehradným múrom. Bola zistená až geoelektrickým meraním. Táto vrstva sa prejavila na geoelektrických profiloch i sondách (pozri hornú časť obr. 8) stúpnutím zdanlivého špecifického odporu. Že ide o andezit, bolo púhym predpokladom dovtedy, kým sa neurobil kontrolný vrt V—9. Tento vrt potvrdil nielen geoelektrické výsledky, ale aj správnosť ich geologickej interpretácie.

Geologické vyhodnotenie vrtov:

V—5 — oporný		V—9 — kontrolný	
0,00— 0,60 m	navážka	0,00— 0,30 m	ornica
0,60— 1,50 m	čierna organická hlina	0,30— 1,50 m	ílovito piesčité bahno
1,50— 4,70 m	hnedý ílovitý piesok	1,50— 2,00 m	sľudnatý piesok
4,70— 4,90 m	čierne bahno s organickými zvyškami	2,00— 3,50 m	hlinitý štrko-piesok
4,90— 8,25 m	zvetraný andezit	3,50— 5,10 m	andezit silne porušený
8,25—17,20 m	tufové aglomeráty	5,10—10,00 m	tmavošedý andezit
17,20—20,00 m	hnedočervený andezitový tuf	10,00—19,00 m	andezit silne porušený
20,00—21,10 m	andezit	19,00—22,00 m	andezit
21,10—23,25 m	tufové aglomeráty	22,00—30,00 m	andezit silne porušený
23,25—30,00 m	andezit		

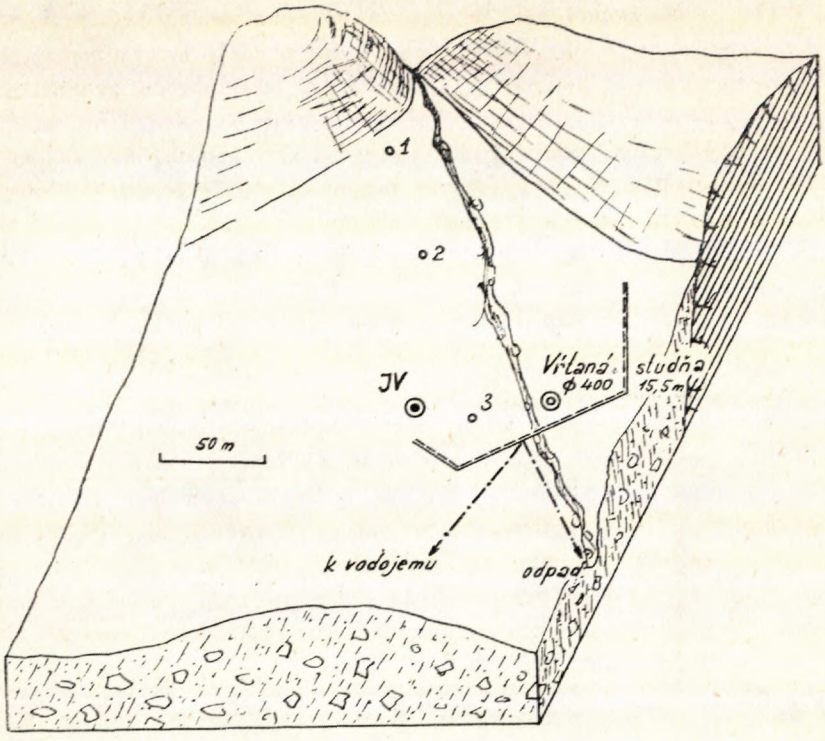
5. Zaujímavý a zvláštny prípad merania som mal na dejekčnom kuželi pri Lipovci. Mal som za úlohu preskúmať povrch skalného podložia navŕtaného od 11,4—15,5 m. Išlo tu o zachytenie vody Kozinského potoka pre zásobovanie stavby pitnou vodou. Ručný vrt, ktorým bol skalný podklad navŕtaný, je v situácii na obr. 9 označený ako studňa Fi 400, 15,5 m tesne pri potoku. Bol na ňom urobený aj čerpací pokus.

Vrtné údaje (podľa zprávy hydrologického odd. ÚSG v Žiline):

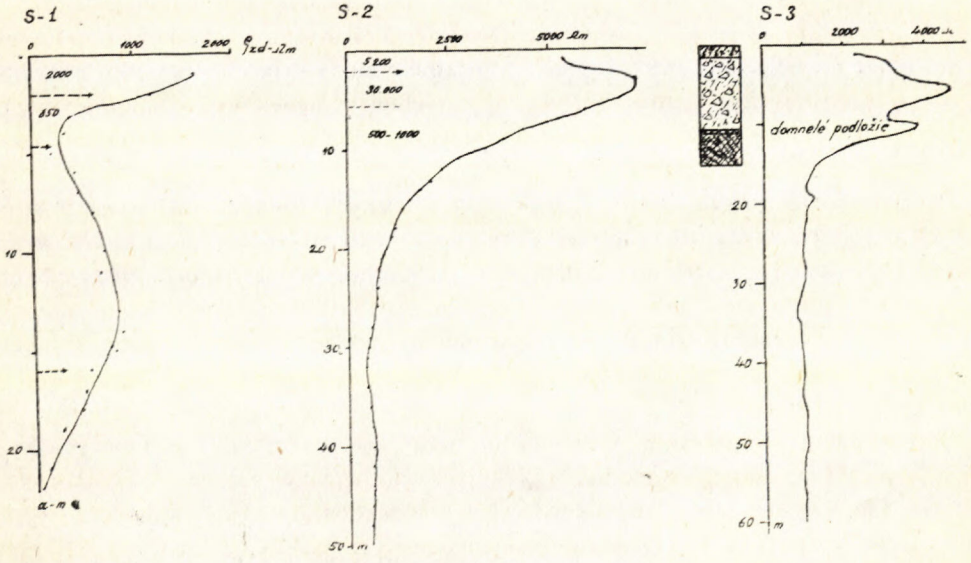
0,0— 0,3 m piesčitá hlina, sutina
0,3—10,7 m žulové balvany
10,7—11,0 m žula
11,0—11,4 m žulové balvany
11,4—15,5 m žula

Hladina podzemnej vody dňa 28. IX. 1954 — 0,3 m.

Podľa uvedených údajov mali tu byť ideálne podmienky k prieskumu odporovou metódou: jednoduché úložné pomery, zvodnená sutina na pevnom nezvodnenom podloží. Po vykonaní orientačných meraní, ktoré sú graficky znázornené na obr. 10, bol som v rozpakoch, ako ich vyhodnotiť.


1
2
JV
3
Vrtaná
ϕ 400
studňa
15,5 m
50 m
k vodojemu
odpad

Obr. 9.


S-1
S-2
S-3
doinelé podložie

Obr. 10.

Geoelektrické sondy do hĺbky ca 50 m neumožňovali rozlíšiť pevné podložie od sutinového nadložia. Vysoký odpor v hornej časti krivky mohol prislúchať len suchej nezvodnenej časti sutiny. Odpor, ktorý by odpovedal zvodnenej časti sutiny sa už do konca krivky nezmenil. Pevné skalné podložie, ktoré sa malo prejaviť stúpaním odporu v spodnej časti krivky, na krivkách chýbalo. Bol tu teda zrejmý nesúhlas geoelektrických a vrtných údajov. Ďalšie geoelektrické merania nemali zmyslu, a preto som ich predčasne ukončil.

V zpráve Ústavu stavebnej geológie v Žiline som podal toto vysvetlenie: „Úloha geoelektrickým prieskumom nemohla byť vyriešená preto, že vrtom zistené skalné podložie sa geoelektricky nijako neprejavuje. Príčiny môžu byť dve:

1. skalné podložie je silne porušené a čo do elektrickej vodivosti sa nelíši od sutinového nadložia,
2. skalné podložie sa v udanej hĺbke nenachádza a vrtný údaj je nesprávny."

Najmä pochybnosť o správnosti vrtného údaja sa hlavnému inžinierovi ÚSG zdala nezmyslom. Ukázalo sa však, že podobné smelé uzávery nemusia byť nezmyslom. Kontrolný jadrový vrt, označený v situácii ako JV 50 m, do 50 m nenarazil na skalné podložie a tak potvrdil môj uzáver. Nemalo zmysel vŕtať ďalej, pretože namiesto betónovej clony bolo by treba postaviť prinajmenej priehradu. To by, pravda, pre zachytenie pitnej vody bolo nerentabilné. Domnelý skalný podklad mohol byť navŕtaný balvan.

Záver

V závere chcem poukázať na hospodárnosť geologického prieskumu geoelektrickými metódami. Aj keď v uvedených príkladoch išlo len o prieskum odporovou metódou, výsledky možno rozšíriť aj na ostatné metódy geoelektrického prieskumu. Hospodárnosť týchto metód spočíva v ich rýchlej a lacnej prevádzke. Tak napr. prieskum v údolnej nive Hrona bol urobený za jeden mesiac jednou poľnou šesťčlenovou skupinou (2 technici, 4 pomocníci). Za ten čas geofyzikálne zmerali 3500 m geoelektrických profilov a 96 geoelektrických sond na ploche ca 5 km^2. Reálne náklady na túto prácu sa približne rovnali nákladom na 100 bm vrtu. Keď geoelektrický prieskum predchádza vrtné práce, môže usporiť viac vrtných prác, než koľko stojí sám. Navyše zostávajú výsledky geoelektrických meraní, ktoré môžu geológovi preukázať cenné služby nielen pri interpretácii vrtných prác, ale aj ako východiskový a doplnkový materiál k vyhotoveniu geologických podkladov.

Akou mierou prispievajú geofyzikálne merania k obohateniu geologických výsledkov, vidíme najlepšie na uvedených príkladoch. Stačí zamyslieť sa nad škodami, ktoré by vznikli z akýchkoľvek príčin zanedbaním geofyzikálne zistených a neskôr overených skutočností (príklady z Hričova, Zvolena, Lipovca), aby sme správne ocenili geofyzikálne výsledky. Pritom treba pamätať na to, že geofy-

zikálne práce nemajú za cieľ nahradiť niektoré geologicko-prieskumné práce. Ich cieľom je tieto práce doplniť a podľa možnosti zhospodárniť.

28. VIII. 1956

Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves

ЭМИЛЬ КОШЕЦКИЙ

НЕСКОЛЬКО ПРИМЕРОВ ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МЕТОДА РАЗВЕДКИ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

В предлагаемой работе прежде всего разъясняются некоторые положения теории поля электрического тока, затем дается пять примеров применения одного из методов геоэлектроразведки — метода сопротивления — для целей инженерной геологии и, в заключение, рассматривается какую экономию дает при геологической разведке применение электрического метода. Приводимые из разных частей наши страны примеры являются оригинальными; они иллюстрированы чертежами, показывающими как интерпретированы геологически графические изображения результатов измерений.

28. VIII. 1956

Восточно-Словацкая разведка руд,
Спишка Нова Весь

Перевод со словацкого В. Андрусовой

EINIGE BEISPIELE ÜBER DIE ANWENDUNG DER GEOELEKTRISCHEN METHODE BEI DER LÖSUNG INGINIEURGEOLOGISCHER AUFGABEN

Die vorgelegte Arbeit enthält: Die Erläuterung einiger Begriffe aus der Theorie des Stromfeldes, fünf Beispiele von Benützung der geoelektrischen Widerstandsmethode bei der Lösung der ingenieurgeologischen Aufgaben und zum Schluss die Auswertung der Ökonomie der geologischen Forschung mittels geoelektrischer Methoden. Die Beispiele aus verschiedenen Teilen unseres Gebietes wurden durch den Autor gelöst und mit gezeichneten Bildern ausgestattet, um die geologische Interpretation der Messungsergebnisse in graphischer Darstellung hervorzuheben.

28. VIII. 1956

Ostslowakische Erzforschung,
Spišská Nová Ves

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

ZDENĚK PÁCAL

POLAROGRAFICKÉ METHODY V GEOCHEMICKÉ PROSPEKCI

(Ruské a německé resumé)

Povrchové geochemické vyhledávání skrytých ložisek rud (metalometrie) používá chemických method k stanovení positivních anomálií v obsazích rudních prvků na profilech eluviálních hlin, rostlin nebo v tekoucích a pramenitých vodách. V blízkosti ložiska dosahují totiž koncentrace rudních prvků v půdách mnohonásobně vyšších hodnot (na př. u olova je až stonásobné obohacení; u Ni, Zn a Cu řadově desetinásobné) oproti průměrnému obsahu nad nezrudněnými horninami (3, 4). V literatuře bylo popsáno již mnoho method (1, 2), a proto zde upozorním pouze na modifikaci polarografických method pro analysy hlin při metalometrických výzkumech i v provozu.

Dosud pro tyto účely byly popsány především kolorimetrické methody jako nejjednodušší a pro semikvantitativní vyhodnocení dostačující. Hlavní jejich výhoda spočívá v tom, že lze pracovat přímo v terénu s jednoduchou polní laboratoří. Denní normu na osobu udává americký U. S. Geol. Survey (1954 na př. pro dithizonovou methodu na zinek nebo pro součet těžkých kovů — 100 stanovení; olovo, měď — 60 stanovení; chromatograficky nikl, měď — 100 stanovení; kolorimetrická methoda s rhodanidem a $SnCl_2$ pro wolfram a molybden — 40 stanovení denně). Druhý směr, aplikovaný především v SSSR, používá pro masové seriové analysy hlavně spektrochemické methody (logaritmický sektor). Semikvantitativně jsou vyhodnocena velká množství vzorků na několik rudních prvků zároveň, čímž se kompensují relativně vyšší náklady a z hlediska geochemického dostaneme více podkladů pro další hodnocení tím, že můžeme sestavit najednou metalometrické mapy pro více rudních prvků. Rentability laboratoře se dosahuje zpracováním 100—200 vzorků denně (v některých laboratořích se pracuje na tři směny).

Při zkoušce prospekčních method na hlinách v blízkosti Pb—Zn žil u Stříbra (západní Čechy) jsem vyzkoušel polarografickou methodu a domnívám se, že

splňuje podmínky, které požadujeme pro tyto práce — rychlost, jednoduchost a dostatečnou přesnost stanovení stop kovů. Polarografickou methodu jsem použil také proto, že mnohé naše závody mají k disposici polarograf, nikoliv spektrograf, a vzorky na spektrální analysy museli zasílat jinému podniku.

Olovo v půdách jsem stanovil modifikovanou hydroxylaminovou methodou (4) původně popsanou R. Strublem (1938) na stanovení malých množství uranu. Methoda se osvědčila, a proto jsme zkoušeli polarografické methody i na jiné barevné kovy. Z. Votavová vyzkoušela při diplomové práci methodu s $NH_3 + NH_4Cl$ na stanovení niklu v půdách nad niklovým ložiskem v Křemži (5). Podobně se tato amoniakální methoda osvědčila na stanovení mědi a zinku (případně kadmia) v půdách u Ardova (metasomatické Pb—Zn ložisko v jihoslovenských triasových vápencích).

Vlastní polarografické methody představují aplikaci poměrně známých postupů. Novinkou je však interpretace výsledku analys, neboť při geochemické prospekci nejsou tak důležité absolutní jako spíše *relativní hodnoty* koncentrace rudních prvků. Jelikož rozhodují především rozdíly v koncentraci rudních prvků v půdách, doporučil jsem při stanovení olova v hlinách na lokalitě Stříbro (4) vynášeti při geochemickém vyhodnocování půdních profilů přímo extrapolovanou výšku polarografických vln v mm, aniž bychom museli porovnávati vzorky se standardem o známém obsahu olova. Můžeme si totiž dovolit pro tyto účely při stejné navážce a stejném pracovním postupu přepočítat výšku vln na citlivost reduktoru 1/1. Na lokalitě Stříbro se pohybovaly hodnoty extrapolované výšky polarografických vln mezi 26 mm a 800 mm. Při větším rozsahu metalometrických prací (řádově stovky až tisíce vzorků z jedné lokality) polarografujeme kvantitativně (se standardem) jen ty vzorky, které nám představují positivní anomálie, t. j. zřetelně svým obsahem vystupují nad normální průměr ostatních hlin (v uvedeném případě hodnoty nad 300 mm). Také v plošných metalometrických mapách můžeme vynášet pro sestavení isoanomal (spojnice míst stejných koncentrací rudních prvků) výšky polarografických vln místo koncentrací. Provádíme-li kvantitativní polarografické hodnocení ve známém slova smyslu jen u prvků s mnohonásobně vyšším obsahem, ušetříme si práci s přípravou a kalibrací standardů pro nejmenší množství hledaného prvku, která nebývá vždy jednoduchá. Na př. na lokalitě Stříbro (4), kde jsem zjistil obsahy v hlinách od 0,008 % do 0,12 % Pb, připravíme kalibrační roztoky pouze pro rozmezí koncentrací 0,05—0,25 % Pb. Opětné polarografování vzorků s enormní koncentrací rudního prvku nám zároveň představuje při vhodně volených podmínkách kontrolní analysu.

Další možnost zvýšení rentability polarografických method pro *tyto účely* je urychlení známých analytických postupů částečným snížením přesnosti analys, což vyvolá námitky některých analytiků, ale pro požadavky metalometrické praxe je úplně únosné. Jak jsem již dříve zdůraznil, sledujeme zde především relativní, nikoliv absolutní rozdíly. K tomu je třeba, aby podobný materiál (hlíny z jedné

lokality) byl zpracován naprosto stejným způsobem. Při tom nevadí, jestliže na př. při rozkladu jihočeských půd z Ni ložiska u Křemže nepatrná část obsaženého niklu se při rozkladu kyselinou nepřevede do roztoku třeba proto, že se jedná o nikl pevně vázaný v mřížce těžce rozložitelných silikátů. Pokud jsou všechny vzorky zpracovány stejným postupem, není nutné odpařovati kyselý roztok do sucha nebo snad vzorek taviti, čímž se celá operace několikanásobně prodlužuje, neboť při *stejném zpracování* všech vzorků nepřesahuje relativní chyba ve výsledku 20—30 % (při relativním porovnávání vzorků, jak bylo uvedeno výše), což při nalezených koncentracích od 0,004 % Ni u nezrudněné části po 0,45 % v půdě nad ložiskem lze zanedbat. Ve světovém měřítku se používá tohoto způsobu „částečné extrakce" (rozkladu) rudního vzorku z půd při kolorimetrii a není důvodu, proč by měl být odmítnut při polarografických methodách.

Urychlení analytických postupů spočívá hlavně v tom, že vzorky neodpařujeme s kyselinami do sucha a dále, že můžeme zanedbat ztráty vzniklé na př. absorbcí ve sraženině hydroxydů železa při alkalisaci roztoku amoniakem (methoda $NH_3 + NH_4Cl$), takže nemusíme hydroxydy rozpouštět a znovu srážet. Ušetří se časově velmi mnoho, neboť tyto části postupu představují většinou převážný díl času z celé analysy, i když v seriové práci se toto zdržení částečně dá vyrovnati. Při amoniakální methodě stanovení niklu musíme dbáti na možnou přítomnost kobaltu, která však zde je vítána pro zhodnocení rud. V Ni rudách z Křemže je podíl kobaltu vůči niklu malý a chceme-li přece jen přesněji vyjádřit vyhodnocení polarografických prací pro metalometrii, můžeme vynášet v profilech hodnoty součtu Ni + Co při čemž se rozumí, že kobalt tvoří jen zlomek vypočtených hodnot. Podobně se při metalometrii stanovuje kolorimetricky s dithizonem součet barevných kovů (Cu, Pb, Zn a j.) v půdě, což představuje cenný prospekční znak. Přes uvedené úpravy a zjednodušení zůstává polarografické stanovení Cu, Pb, Zn, Cd při prospekci stále mnohem přesnější a spolehlivější než analysy provedené kolorimetricky nebo spektrochemicky.

Možné použití navrhovaných polarografických method u nás — na polymetalických ložiskách ČSR při geologickém výzkumu i na podnicích rudného průzkumu.

16. VII. 1956

Ústřední ústav geologický,
Praha

LITERATÚRA. — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

1. Geochimičeskije metody poiskov rudnych mestoroždenij. (Sborník překladů). Moskva 1954.
2. J. W. Harbaugh: Geochemical prospecting abstracts through June 1952. Geol. Survey Bull. 1000-A, Washington 1953.
3. Z. Pácal: Geochemické vyhledávání ložisek. Zkrác. překlad článku Mineral Inform. Service 6, 3, 1953. Věstník ÚÚG 29, 1954, 39.

4. Z. P á c a l : Některé poznatky získané při studiu geochemických prospekčních method. Věstník ÚÚG, 29, 1954, 125.
5. Z. V o t a v o v á : Použití geochemických prospekčních method na ložisku niklu u Křemže v jižních Čechách (dipl. práce, VŠCHT Praha 1956).

ЗДЕНЕК ПАЦАЛ

О ПРИМЕНЕНИИ ПОЛЯРОГРАФИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКЕ

Автор сообщает о применении полярографических методов при геохимической разведке руд свинца и цинка. Он пользовался видоизмененным гидроксиламиновым методом, разработанным первоначально Штрублем (1938) для выявления незначительных количеств урана. Примененный метод сопоставляется с иными методами анализа.

16. VII. 1956

Центральный научно-исследовательский геологический институт, Прага

Перевод с чешского В. Андрусовой

ZDENĚK PÁCAL

POLAROGRAPHISCHE METHODEN IN DER GEOCHEMISCHEN PROSPEKTION

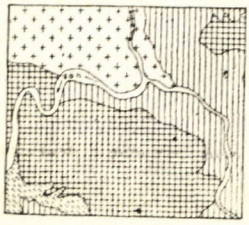
Der Autor berichtet über die Anwendung polarographisch-analytischen Methoden bei der geochemischen Prospektion auf Pb—Zn Vererzungen. Es wurde eine modifizierte Hydroxylamin-Methode, die ursprünglich durch S t r u b l (1938) für geringe Uran-Gehalte ausgearbeitet wurde, benützt. Die Methode wird mit anderen Analysenmethoden verglichen.

16. VII. 1956

Geologisches Zentralinstitut, Praha

OPRAVA

k práci Jána Bystrického: Príspevok ku geológii Veľkej Fatry, uverejnenej v Geologických prácach, Zprávach 8, rok 1956, str. 39, obr. 1. Tektonická skiza Veľkej a Malej Fatry.



Obrázok vystrihnite a vlepte do skize.

GEOLOGICKE PRACE

Zprávy 10

neperiodická edícia Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina č. 1

Vydalo Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied,
Bratislava 1957

Hlavná redaktorka dr. Edita Brestenská

Tajomník redakcie dr. Blahoslav Vaculík

Redaktor publikácie dr. Ján Šmigáň

Technický redaktor Jaroslav Krejzla

301-03. Daň 5 %. P. č. 548. Náklad 1150 výtlačkov. Papier 221—01, 70×100, 80 g
PH 8,35, AH 15,47, VH 15,50. C-HSV/1-24841/56-46. A-85.502

Cena brož. Kčs 18,10

56/III-3