GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 8

1956

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

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: Poznámka 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 juž. 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.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 8

1956

SLOVENSKÁ AKADÉMIA VIED, BRATISLAVA

1 B 19 c

Geologický ústav Dionýza Štúra - Knižnica

2360/1956

OBSAH

1. Roth Zdeněk: Geologie Humenského pohoří na východním Slovensku . . . 5
2. Bystrický Ján: Príspevok ku geológii Veľkej Fatry 36
3. Bergfest Arpád—Böhmer Miloslav: Poznámky k Szádeczkého teórii kryštalinity hornín 65
4. Polák Stanislav: Relikty intrastratifikačných korugácií v metamorfovaných pezinských pyritových zrudneniach 78
5. Schwartzová Soňa—Schwartz Jozef: O niektorých zvláštnostiach oxydačnej zóny nandrážskeho ložiska 88
6. Máška Miroslav: Některé problémy metalogenese a hledání rudných ložisek v Spišsko-gemerském rudohoří 95
7. Kamenický Jakub: Zpráva o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalinika Považského Inovca 110
8. Maheľ Michal: Nové nálezy skamenelín vo verfénskych vrstvách na južnom svahu Nízkych Tatier 125
9. Ilavský Ján: Predbežné výsledky detailného geologického mapovania okolia Smolníka 134
10. Ilavský Ján: Geológia a genéza pyritového ložiska Smolník 141
11. Ilavský Ján: Ortutnaté ložiská v Nižnej Slanej 146
12. Ilavský Ján—Pecho Jozef—Priechodská Zora: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny 151
13. Priechodská Zora: Predbežná zpráva o geologických pomeroch širšej oblasti Hozelca 162
14. Slávik Ján: Poznámky k základným vulkanicko-tektonickým problémom strednej časti vulkanického pohoria Vihorlat na východnom Slovensku 168
15. Zorkovský Belo: Výskyt tufitickej brekcie v neokóme Malej Fatry, juhovýchodne od obce Varín 180
16. Grenar A—Kotásek J.: Výskyt křemitých porfyrů ve werfenu chočského příkrovu na SSV od Poník 187

СОДЕРЖАНИЕ

1. Рот Зденек: Геология Гуменских гор Восточной Словакии 22
2. Быстрицкий Ян: К геологии массива Велька Фатра 55
3. Бергфест Арпад — Бемер Милослав: Заметки к теории Садецкого о кристалличности пород 76
4. Полак Станислав: Реликты межпластовой гофрировки (ряби) в метаморфизованных пиритсодержащих породах окрестностей сел. Пезинок 83
5. Шварцева Соня — Шварц Йозеф: О некоторых особенностях зоны окисления нандражского месторождения 92
6. Машка Мирослав: Некоторые проблемы металлогенеза и поисков рудных месторождений в Спишско-Гемерских Рудных горах 107
7. Каменицкий Якуб: Отчет о геологических исследованиях и картировании в северной части кристаллического массива Поважский Иновец 119
8. Магель Михал: Новые находки ископаемых в верфенских слоях на южном склоне Низких Татр 130
9. Илавский Ян: Предварительные результаты детального геологического картирования, произведенного в окрестностях сел. Смольник 138

10. Илавский Ян: Геология и генезис пиритового месторождения близ сел. Смолник 145
11. Илавский Ян: Месторождение ртути близ сел. Нижна Слана 150
12. Илавский Ян — Пехо Йозеф — Приеходска Зора: К геологии и тектонике флиша Спишской котловины 159
13. Приеходска Зора: Предварительное сообщение о геологических исследованиях, произведенных в области Гозелец 166
14. Славик Ян: Заметки к основным вулканическо-тектоническим проблемам центральной части вулканических гор Вигорлат в восточной Словакии . . 178
15. Зорковский Бело: Месторождения туффитовой брекчии в неокоме гор Малая Фатра, на юго-восток от сел. Варин 184
16. Гренар А. — Котасек Й.: Месторождение кварцевых порфиров в верфенских слоях хочского покрова ССВ от сел. Поники 187

INHALT

1. Roth Zdeněk: Geologie des Humenné-Gebirges in der Ostslowakei 29
2. Bystrický Ján: Beitrag zur Geologie der Grossen Fatra 60
3. Bergfest Arpád—Böhmer Miloslav: Bemerkungen zur Szádecky's Theorie der Gesteinkristallinität 77
4. Polák Stanislav: Relikte intrastratifikationeller Korrugationen in den metamorphierten Pyritvererzung bei Pezinok 85
5. Schwartzová Soňa—Schwartz Jozef: Über die Oxydationszone der Cu-Lagerstätte bei Nandráž 93
6. Máška Miroslav: Einige Probleme der Metalogenese und der Prospektion nach Erzlagerstätten im Zips-Gömörer Erzgebirge 108
7. Kamenický Jakub: Bericht über die geologische Forschung und Kartierung im nördlichen Teil des Kristallinikums des Gebirges Považský Inovec . . . 122
8. Maheľ Michal: Neue Versteinerungsfunde in den werfener Schichten am südlichen Abhang der Niederen Tatra 131
9. Ilavský Ján: Vorläufige Ergebnisse der detailierten geologischen Kartierung der Umgebung von Smolník 139
10. Ilavský Ján: Geologie und Genese der Pyritlagerstätte Smolník 145
11. Ilavský Ján: Quecksilberlagerstätten in Nižná Slaná 150
12. Ilavský Ján—Pecho Jozef—Priechodská Zora: Bemerkungen zur Geologie und Tektonik des Flysches im Zipser Becken 161
13. Priechodská Zora: Vorläufiger Bericht über geologische Verhältnisse des weiteren Gebietes von Hozelec 167
14. Slávik Ján: Bemerkungen zu den vulkanisch-tektonischen Grundproblemen des mittleren Teiles des vulkanischen Gebirges Vihorlat in der Ostslowakei . . 179
15. Zorkovský Belo: Vorkommen einer tuffitischen Breccie im Neokom der Kleinen Fatra, südöstlich der Ortschaft Varín 185
16. Grenar A.—Kotásek J.: Vorkommen der Quarzporphyre im Werfen des Choč-Deckens NNO von der Gemeinde Poniky 187

ZDENĚK ROTH

GEOLOGIE HUMENSKÉHO POHOŘÍ NA VÝCHODNÍM SLOVENSKU

(Mapa, ruské a německé resumé)

Humenské pohoří vystupuje nápadně jako pásmo mesozoických hornin na jih a jihozápad od Humenného na východním Slovensku. Nazval je tímto jménem C. M. Paul (1869, str. 266). Jeho geologickou odlišnost od okolí seznal Beudant (1818). Jeho příslušnost k mesozoiku uvádí F. v. Hauer (1858, 1859), který na základě nálezu brachiopodů a mlžů rozeznal bezpečně v jeho souvrstvích *rhaet* (kössenské vrstvy) (Hauer 1858, str. 97; 1859, str. 410—411). V ostatních horninách se domníval spatřovat dachsteinský vápenec, který kladl k juře (l. c., str. 413, 433). „Dachsteinský vápenec" Hauerův je ve skutečnosti souborem vápenců a dolomitů starších i mladších, jak postupně ukazovaly výzkumy Paulovy (1869, 1870), Andrusovovy a Matějkovy (1929) i moje (Roth 1940). Skutečně jurské vápence Hauerovy, doložené nálezem aptycha, které Paulovi (1870, str. 234) zcela unikly, zjistili nově teprve Ivan — Matějka — Roth (1949) a potvrdil pozdější výzkum jako *liasové* vápence vysokotatranského vývoje (Leško 1955, str. 377).

Pestré vrstvy, které Hauer (1859, str. 410) odhadoval nejprve jako werfenské vrstvy spodního triasu, na základě nálezu rhaetské fauny v jejich nadloží pak za *rhaet*, jsou od doby Paulovy (1869, str. 267; 1870b, str. 236) považovány nesporně za karpatský keuper *(svrchní trias)*.

Asi deset let po Hauerovi se tímto terénem zabýval Paul (1869, str. 266, 267; 1870a, 1870b). Poznatky získané Hauerem značně rozšířil a prohloubil. Označil výskyty mesozoika, vystupující na jih od Hanušovců, a mesozoikum u Podčičvy, na něž upozornil Hauer (1859, str. 410), za přímé západní pokračování Humenského pohoří (Paul, 1870, str. 228). Teprve nejnovější vrtný výzkum (Seneš — Leško, 1954) ukázal, že toto mesozoické pásmo pokračuje pod neogenem i k východu do okolí Sejkova.

Paul paleontologicky doložil v Humenském pohoří *lias* v grestenském vývoji (1870, str. 229, 235, 238) podle přítomnosti typických mlžů, doložil

spodní křídu podle přítomnosti inoceramů, belemnitů, ježovek a střední křídu *(svrchní gault)* podle přítomnosti ammonita (l. c., str. 233, 235, 240). Určení tohoto ammonita revisí potvrdil Andrusov (in Andrusov—Matějka, 1929, str. 349). Jde o *Mortoniceras inflatum* (Sow.). K juře správně řadil Paul růžový krinoidový vápenec (l. c., str. 239), který zjistil při cestě na jih až jihozápad od hradu Jasenova (l. c., str. 233). K juře počítal i rohovcové vápence, které pozoroval v souvislém pásmu na severním svahu Humenského pohoří na jih od Jasenova a na jih od Chlmce (l. c., str. 233, 235, 239). Na pravém břehu Laborce, kde tyto vápence tvoří rovněž některé severní svahy pohoří, Paul podobně jako Andrusov a Matějka (1929, str. 348) těchto vápenců nepozoroval. Jde o vápence *vyšší jury až neokomu*, jak první správně ukázal Strömpl (1909). Nálezem nummulitů na Hůrce u Jasenova Paul (1870b, str. 232, 240) doložil příslušnost slepenců popsaných na sever od Humenského pohoří již Beudantem (1818) a Hauerem (1859, str. 433) k *eocénu*. Označil je jako súľovské slepence a zpřesnil tak jak původní Hauerův odhad geologického stáří, tak jeho faciální přirovnání (Hauer, 1859, str. 433).

Paul provedl výzkum Humenského pohoří v pěti profilech podél řeky a podél cest vedoucích přes pohoří. Na základě tohoto výzkumu došel k závěru, že Humenské pohoří je tvořeno triasovými, jurskými a křídovými horninami v antiklinálním, ne zcela pravidelném uložení, které vzniklo vrásněním (Faltenbildung) pravděpodobně ve starších třetihorách (Paul, 1870b, str. 236).

Paul zjistil přítomnost dolomitu v Humenském pohoří (l. c., str. 229, 236), kdežto Hauer (1859) uváděl dolomitický vápenec jen od Podčičvy (l. c., str. 410). Paul také pokládal již část dolomitů za dolomity *triasové* (l. c., str. 230, 236), část jich považoval za dolomity *vyššího liasu* (l. c., str. 239), tvořící vložky v jeho (Paul, l. c., str. 230, 238) „brekovském vápenci" (Barkokalk). Liasové stáří brekovského vápence převzal bez dokladů (l. c., str. 239) na základě umělých stratigrafických konstrukcí v zásadě od Hauera (1859, str. 409, 410), který jej k liasu počítal jako „dachsteinský vápenec".

Spolu s dolomity a některými vápenci zahrnoval Paul v pojmu „brekovský vápenec" také zastřené výchozy keuperu, jak ukazují jednak některé jím uváděné kvarcitické vložky v „brekovském vápenci" (l. c., str. 239), jednak srovnání Paulových popisů tur (l. c., str. 228—235) s výsledky novějších geologických výzkumů (mapa Roth 1938).

Podle novějších názorů (Uhlig, 1903, str. 789, Strömpl, 1909, Andrusov—Matějka, 1929, Roth, 1940) odpovídají Paulovy „brekovské" vápence a dolomity z největší části *střednímu triasu* (v malé míře *svrchnímu triasu)* a *svrchní juře* až *neokomu*. Jejich triasovou pří-

slušnost naznačil Uhlig (1903, str. 789) a rozdělil je zásadně správně Strömpl (1909). Proto označení „brekovský vápenec" v jakémkoli smyslu považuji ve shodě s Andrusovem a Matějkou (1929), str. 349) za neudržitelné (Roth, 1940, str. 112).

Paul (1869, str. 266; 1870b, str. 241) rozborem výslovně zdůraznil, že mesozoikum Humenského pohoří se nepodobá ani mesozoiku vnitřního pásma bradlového, do jehož směru jinak celkem přesně padá, ani mesozoiku gemeridnímu. Došel k závěru, že serie se nejvíce podobá mesozoickým seriím na severním svahu Vysokých Tater a v Malé Fatře (l. c., str. 242). Tento názor Paulův diskutoval Uhlig (1890, 1903) a po podrobném rozboru a specifikaci se k němu vrátil Andrusov (1926) a potvrdili jej Andrusov a Matějka (1929, str. 347, 349).

Uhlig (1890, str. 783, 812; 1903, str. 789) počítal na rozdíl od Paula mesozoikum Humenského pohoří („Klippengebirge von Homonna") k vnitřnímu bradlovému pásmu Karpat. Při tom opomíjel Paulovo oprávněné spojování mesozoika Humenského pohoří s drobnějšími výskyty vápenců od Pavlovců (na jih od Hanušovců) a Podčičvy (Paul 1870b, str. 228) a spojoval je se známými tehdy výskyty hornin vnitřního bradlového pásma na sever od Hanušovců.

Uhlig se dopustil zařaděním mesozoika Humenského pohoří do vnitřního bradlového pásma chyby, jak bylo doloženo především Andrusovem a Matějkou (1929), kteří rozborem dokázali příslušnost mesozoika Humenského pohoří k subtatriku (l. c., str. 349), později pak dodatečným stanovením průběhu hornin vlastního vnitřního bradlového pásma Matějkou a Leškem (1953) mezi Hanušovci a Humenným.

Uhlig (1903, str. 789, poznámka pod čarou) upozornil, že Paulův „brekovský vápenec" nepatří *liasu*, nýbrž spíše *triasu*. Uvádí to bez dokladů a odvozuje z toho závěr, že Paulem předpokládaná (l. c., str. 236) antiklinální stavba Humenského pohoří je pochybná.

Zpřesnění představy o geologické stavbě Humenského pohoří značí práce Strömplova (1909), kterou jsem, bohužel, mohl studovat jen ve velmi stručném výtahu, který mi laskavě věnoval přítel dr. L. Urbánek.

Tato práce obsahuje řadu geologických profilů, které stratigrafickým pojetím jsou značným pokrokem proti práci Paulově. Mimo to obsahuje jednoduchou geologickou mapu, od mapy Paulovy značně odchylnou, s novými správnými a cennými prvky.

Profily se geologicky jeví v dobrém souhlasu s mým mapováním z let 1937—1938, zvláště profil podél pravého břehu Laborce (l. c., str. 243, obr. 2) a profil severním svahem Krivošťanky (551,7).

Srovnávané profily jsou stratigraficky značně podrobnější než k práci připojená geologická mapa (l. c., str. 245, obr. 3). Správně odlišují *triasové* vápence s triasovitými dolomity, karpatský keuper, kössenské vrstvy *(rhaet)*, *lias* (grestenské vrstvy). Dále odlišují

dogger a *malm, tithon* a *neokom, svrchní křídu, eocén, paleogen.* Poněvadž nemám k disposici, jak uvedeno, text Strömplovy zprávy, nejsou mi u některých uvedených členů známy ani přesné charakteristiky ani kriteria jejich vzájemného rozlišování.

Strömpl oddělil jako *dogger* s *malmem* spodnější část slinitých vápenců v nadloží grestenských vrstev, vyšší část oddělil jako *tithon* a *neokom.* Vůči Paulovi je Strömplovo dělení s hlediska novějších výzkumů správnější.

Svrchní křídu odlišil Strömpl (1909) přibližně podle předpokladů Paulových (1870b, str. 235, 240), který v odkryté mesozoické serii u Chlmce spatřoval i *cenoman* a *senon* (púchovské vrstvy).

Pokud jde o vymezování *eocénu* a *paleogenu,* přinášejí Strömplovy profily a mapa nové rozdělení správné i s dnešního hlediska. Paleogen je od mesozoika Humenského pohoří na jih asi oddělen zlomem (viz i Roth 1940, str. 114). Po tektonické stránce potvrzuje Strömpl stanovisko Uhligovo (1903), str. 789), že stavba mesozoika Humenského pohoří není pouhou složitější antiklinálou, jak si to představoval v prvém přiblížení Paul (1870b, str. 236).

Strömpl (1909) v profilech a v mapě dokládá asymetrickou stavbu pohoří a v mapě (l. c., str. 245) znázorňuje rysy příčné tektoniky, které byly podrobněji doloženy pozdějším mapováním (Roth 1937—1938). Povaha těchto příčných poruch není však tak jednoduchá, jak by bylo možno se domnívat podle Strömplovy mapy.

Strömplova práce, která podstatně zdokonalila názor na stavbu mesozoika Humenského pohoří, zůstala v čs. geologické literatuře neznáma, takže i pozdější práce vycházely z daleko méně dokonalých znalostí Paulových (1870) a z představ Uhligových (1903).

První z československých geologů se dotkl problému Humenského pohoří Andrusov (1926, str. 338). Řadil je tektonicky k vnitřnímu bradlovému pásmu, stratigraficky je připojoval ve shodě s Paulem (1870b, str. 241) k subtatranským seriím Slovenska.

Podrobněji se Andrusov k tomuto problému vrátil s Matějkou ve společné studii (Andrusov — Matějka, 1929). Na základě lithologickém přirovnávají vápence a slíny vrchu se zříceninou brekovského hradu k *neokomu* križňanské serie subtatranské, bělavé vápence v čočkách v jejich podloží k *tithonu* (l. c., str. 348). O rohovcových vápencích se ani v profilu na pravém břehu Laborce ani z profilu na jihu od Jasenova (kde je uváděl Paul 1870b) nezmiňují.

Konstatují, že kromě *spodního liasu* (grestenské vrstvy) jurské vrstvy v studovaném profilu chybějí. Vykládají jejich nedostatek tím, že jsou vytaženy, poněvadž medzi *tithonem* a grestenskými vrstvami v tomto profilu usuzují na abnormální styk (l. c., str. 348). V tom se odlišují svým názorem od Strömpla (1909).

V triasových horninách zjišťují přítomnost *anisského* guttensteinského vápence a chočského dolomitu.

Tímto litho.ogicko-stratigrafickým rozborem zjišťují přítomnost serie krížňanské a předpokládají přítomnost vyšší serie subtatranské.

Také na jižním svahu pohoří uvádějí na rozdíl ode všech předešlých pracovníků v několika pruzích *keuper* a *rhaet* (l. c., str. 349). Závěr jejich práce potvrzuje v podstatě názor Paulův (1870b, str. 241), že mesozoikum Humenského pohoří nelze počítat k vnitřnímu brad.ovému pásmu (Andrusov — Matějka, 1929, str. 349). Okolní paleogen podle složení přirovnávají k paleogenu súľovskému a podhalanskému (l. c., str. 349). Celkové vyklenutí horstva, které Paul (1870b, str. 236) označoval jako paleogenní, označují Andrusov — Matějka (1929, str. 349) jako pooligocenní.

K podrobnému geologickému výzkumu mesozoika Humenského pohoří došlo v letech 1937—1938. V roce 1937 jsem začal v západní části mapovat pod vedením D. Andrusova (Kettner — Andrusov — Roth, 1938). V roce 1938 jsem mapování vlastního pohoří dokončil (Roth, 1940). Uzavření Karlovy university okupanty mi zabránilo ve zpracování výsledků.

V roce 1949 jsme podnikli na obvodu Humenského pohoří několik společných tur s A. Matějkou a Ľ. Ivanem a naším cílem bylo hlavně poznání *paleogenu* a *neogenu* v okolí mesozoického pohoří. Při těchto společných turách byly znovu objeveny a proti Hauerovi rozhojněny výskyty mesozoika, vystupující v údolí Ptavy na jih od Humenného, které původně zčásti popsal Hauer (1859) a které později podrobněji prozkoumal a jako útržky vysokotatranského mesozoika popsal Lešku (1955, str. 377), který se zabývá moderně a podrobněji i okolními mladšími útvary a geomorfologií kraje.

POPIS GEOLOGICKÝCH POMĚRŮ

1. Mesozoikum

A. Stratigrafie

Střední trias. Nejstarším členem mesozoika Humenského pohoří je, jak se domníváme podle lithologických analogií, tmavošedý až černý vápenec bíle žilkovaný kalcitem (*vápenec guttensteinského typu* podle Andrusova a Matějky (1929), který je v mocných lavicích zastoupen na př. u severního konce obce Krivošťan. Klademe jej k anisu.

Původně byl spolu s ostatními vápenci a dolomity tohoto pohoří shrnut Hauerem (1859) jako dachsteinský vápenec a kladen s nimi do liasu. Paul (1869) oddělil od tohoto

nesourodého celku část dolomitu jako „triasový dolomit" a zbytek vápenců a dolomitů (místy i s polohami keuperu) označil jako *„brekovský vápenec" (Barkokalk)*, který kladl nadále do liasu. Pojem brekovského vápence pak rozšířil Uhlig (1891, str. 436, 437) i na vápence mesozoického ostrova ružbašského. Později Uhlig (1903) soudil, že v Humenském pohoří obsahuje i brekovský vápenec ještě trias. Strömpl (1909) zúžil pojem brekovského vápence na náš guttensteinský vápenec. Kettner—Andrusov—Roth (1938) užili označení „brekovský vápenec" naopak pro nejmladší (neokomské) vápence ze souboru takto původně označeného Paulem. Proto lépe od tohoto termínu upustit (Andrusov—Matějka, 1929, Roth, 1940).

Původní mocnost guttensteinského vápence činí v tomto pohoří aspoň několik desítek metrů. Často je tektonicky pozměněna vytažením nebo nadutím.

Směrem do nadloží přechází guttensteinský vápenec do světle šedého vápence nepříliš velké mocnosti. Pak následuje, zdá se, slabší poloha šedého dolomitu a nad ní opět šedý vápenec, v němž byly na severním svahu Krivošťanky (551,7) vzácně zjištěny tu a tam rohovce (Roth, 1940). Světlý vápenec a vápenec s ojedinělými rohovci by mohly být považovány za ekvivalenty vápence *wettersteinského* a *reiflingského*. Tyto vápence a dolomity lze klást k ladinu.

Tyto vápence a dolomity, často silně drcené a vzájemně prohnětené, tvoří i ostrůvky mesozoika v zsz. pokračování Humenského pohoří mezi Podčičvou a Ruským Kazimírem (Lešku, 1953, str. 19) a dále k západu až k Hanušovcům (Hauer, 1859, Paul, 1870b, Seneš—Lešku, 1954). Tvoří také hlavní hřeben Humenského pohoří a širší průběžné pásmo na jeho jižním svahu mezi Krivošťany a Oreským a byly nejnověji zastiženy vrty i pod neogenem u Sejkova (Seneš—Lešku, 1954). Starší horniny než střední trias nejsou v Humenském pohoří známy.

V tomto souvrství je založen lom Spojených vápenek, n. p., u zastávky Brekov, 1 km na severozápad od k. 237. V jižní stěně lomu je odkryt severní okraj pásma šedého dolomitu. Tento dolomit se netěží. Lom jdoucí od dolomitu k severu je rozdělen ve dvě části, mezi nimiž je ponechávána přes 5 m mocná, přibližně svislá poloha silně tektonicky porušeného bělavého dolomitu. Na jih od této dolomitové přepážky je těženo asi 15 m široké pásmo vápence, na sever od ní je těženo asi 40 m široké pásmo. Vápenec je tmavošedý a šedý, bíle žilkovaný.

Podle chemických analys provedených doc. dr. Noskem z Prahy roku 1937 obsahuje průměrný vzorek střednotriasového vápence v odkryvech údolí Laborce a na Viničné hoře 0,12—0,26 % vlhkosti do 120 °C; 1,39—4,34 % nerozpustného zbytku; 41,71—43,16 % CO_2; 52,60—54,69 % CaO; 0,23—0,40 % MgO; 0,15—0,44 %; 0,10—0,21 % Fe_2O_3.

Vagonový vzorek z lomu Spojených vápenek, n. p. analysovaný laboratoří cementáren v Ladcích, obsahoval 2,56 % SiO_2; 42,86 % ztráta žíháním; 48,06 % CaO; 5,26 % MgO; 0,62 % Al_2O_3; 0,26 % Fe_2O_3 (Kettner—Andrusov—Roth, 1938).

Svrchní trias. Již Paul (1869) pokládal za trias *světlý dolomit*, který vystupuje v podloží karpatského keuperu. Mocnost tohoto dolomitu dosahuje asi 100 m. V jeho nejvyšších polohách místy najdeme asi 0,5 m mocnou polohu *bělošedého nebo šedohnědého křemence*. Ve východní části pohoří

na jih od Chlmce a na západ od Porubky je nad dolomitem vyvinuta asi 3 m mocná poloha čistého *bílého, částečně organogenního vápence.* Ve střední a v západní části pohoří je tento vápenec vyvinut jen ojediněle. Pozoroval jsem jej na př. v sedle asi 0,5 km na západ od hradu Brekova.

Nad tímto dolomitem přichází v mocnosti pravděpodobně větší než 100 m souvrství *karpatského keuperu.* Hauer (1859) toto souvrství pokládal za werfenské vrstvy a za rhaet. Paul (1869) je označil jako keuper. Jsou to *nevápnité břidličné jílovce, šedavě zelené, fialově červené, žlutavé i černé, s vložkami hrubozrnných žlutých nebo šedých křemenců,* na přechodu k podložnímu dolomitu pak s *lávkami bílého dolomitu.*

Jako příklad popíši tyto vrstvy v lomu ležícím asi 0,6 km na vjv. od Hudcovců na patě severního svahu vrchu Orlová (274), založeném ve výchoze od oblasti mesozoika Humenského pohoří, již odloučeném paleogenem v západním pokračování pohoří.

V lomu se těží silně tektonicky drcený šedý, bohatě bíle žilkovaný vápenec (střední trias). Ve východní části lomu je odkryto asi 5 m mocné souvrství keuperu, které na vápenci leží s tektonickým stykem. Jsou to šedavě zelené břidličné jílovce v polohách mocných 5—20 cm, oddělených navzájem lávkami bílého dolomitu, mocnými kolem 20 cm. V nadložní části tohoto souvrství dolomit převládá a tvoří i silnější polohu. V ssuti na stráni na východ od lomu se povalují kusy hrubozrnných, rezavě (řídce a drobně) skvrnitých světlých keuperských kvarcitů. V příkopu, který omezuje pastviny, které jsou v úžlabince při lomu, proti sousednímu lesíku ležícímu západněji, jsou vykopány fialově červené nevápnité břidličné jílovce keuperu. Dále k východu následuje paleogen, odkrytý dalším lomem za úžlabinkou. Jsou to dole hrubé basální brekcie z úlomků triasových a neokomských hornin o průměru až 20 cm. Tmel jejich je písčitovápnitý. Výše leží lavice drobnozrnného slepence s valounky vápence, dolomitu, tmavých jílovců, se slabou příměsí drobných valounků křemene. Uprostřed lomu je silně porušená poloha jemně písčitého hlinitého jílovce.

Nejméně porušený vrstevní sled svrchního triasu lze předpokládat ve východní části pohoří v západním okolí Porubky.

Rhaet. V nadloží keuperu vystupují v mocnosti nanejvýš několika metrů neprůběžné polohy, tvořené *tmavošedým slinitým, slabě písčitým, tence lavicovitým vápencem až lumachellou,* přeplněnou skořápkami brachiopodů, mlžů a korály. Tyto vrstvy podle typické fauny popsal jako *kössenské vrstvy* již Hauer (1859). To, že místy nejsou zastoupeny, lze vykládat s Uhligem (1891, str. 428) jako primární bočné zastoupení této facie vrstvami vyššími.

Nejznámější výskyty rhaetu *(kössenských vrstev)* v této oblasti jsou v severní části pohoří, a to v údolí Laborce, na jeho levém a pravém břehu. Nejpodrobnější jejich popis podává Paul (1870b).

Na pravém břehu Laborce popisuje a zobrazuje (l. c., str. 228, 229) výskyt takto: „Jižně pod tímto vrchem (t. j. pod vrchem se zříceninou brekovského hradu) je úžlabina, jejímž středem vede až k silnici (t. j. k silnici Stráž-

ske—Brekov) vodní rýha. V této rýze vystupují v malé mocnosti červené, černé a zelenavé, drobně lupenité břidlice (Mergelschiefer), střídající se s pevnými lavicemi kvarcitů. Jejich vrstvy padají pod vrch se zříceninou.

Prohlížíme-li pozorně přímé nadloží těchto vrstev mezi rýhou a skalním hřbetem, na němž je zřícenina, shledáváme, že slíny a křemence nejsou přímo na styku s bíle žilkovaným vápencem (t. j. vápencem hradního vrchu), nýbrž jsou od něho odděleny jinými útvary, které tu mají velmi malou mocnost a vycházejí jen místy na severním okraji vodní rýhy.

Nad slíny a kvarcity nacházíme při výstupu vodní rýhou, prohlížíme-li pravou stranu, nejdříve šedé slinité vápence s četnými vyvětralými skořápkami mollusků, mezi nimiž lze rozeznat *Plicatula intusstriata* E m m r. (t. j. *Dimyopsis intusstriata* E m m r. — Z. R.) a *Terebratula gregaria* S u e s s, takže tyto slinité vápence představují s jistotou všeobecně známý obzor kössenských vrstev (zona *Avicula contorta*).

Mezi tímto kössenským vápencem a bíle žilkovaným vápencem vrchu se zříceninou se konečně vkládá, zde jen na málo místech zřetelný, žlutavě šedý, křemenem bohatý krinoidový vápenec, obsahující četné nezřetelné zbytky mlžů."

V letech 1937—1949 byly odkryvy v této rokličce značně horší. Vedle grestenských pískovců, jemně až hrubě zrnitých, šedých, silně vápnitých, organogenních (s krinoidy, brachiopody a j.), se v ssuti nacházely malé úlomky deskovitého tmavošedého vápence s četnými skořápkami živočichů, bíle žilkovaného, slabě písčitého (rhaet).

Ze zkamenělin zjištěných H a u e r e m (1859, str. 410, 411) v *kössenských vrstvách* na pravém i na levém břehu Laborce svědčí pro rhaet *Cyrtina austriaca* S u e s s, *Dimyopsis intusstriata* E m m r., *Ostrea (Lopha) haidingeriana* E m m r. (názvy a stratigrafická příslušnost revidovány podle D i e n e r 1923, D i e n e r — K u t a s s y 1931).

P a u l (1869, str. 267, 269) uvádí ze stejných dvou lokalit znovu *Ostrea (Lopha) haidingeriana* E m m r., svědčící o rhaetském stáří. Z okolí hradu Jasenova z těchto vrstev uvádí P a u l (1870b, str. 233, 238) *Modiola minuta* G o l d f. rhaetského stáří.

Spodní lias. V nadloží rhaetských vrstev vystupuje v původní mocnosti až kolem 100 m souvrství *jemně až hrubě zrnitých, šedých, silně vápnitých organodetritických* (krinoidi, brachiopodi, ojediněle rostra belemnitů) *pískovců až písčitých vápenců s vložkami tmavošedých a šedozelených slínů.* P a u l (1870) první označil tyto vrstvy jako *vrstvy grestenské.*

Vyšší lias. V nadloží grestenských vrstev je na některých místech zastoupen *růžový krinoidový vápenec,* který na jih od Jasenova pozoroval již

Paul (1870b), a který jsem srovnal (Roth, 1940) s *hierlatzkou facií liasu* (Matějka — Andrusov, 1931, str. 70). Jeho mocnost je nejvýše několik metrů.

Dogger-apt. Vyšší oddíly jury jsou buď spojeny s vyšším souvrstvím, jak soudil původně Hauer (1859) a Paul (1869, 1870), později Strömpl (1909) a já (1940), od nichž je nelze ani lithologicky ani paleontologicky zatím oddělit, nebo chybějí, jak soudili Andrusov — Matějka (1929) a Kettner — Andrusov — Roth (1938). Lithologický vývoj spíše nasvědčuje prvnímu výkladu.

Souvrství, které podle našeho předpokladu (ve shodě s Andrusovem, 1936, str. 8) zastupuje dogger, malm, valangin, hauteriv barrem a apt, lze členit lithologicky ve tři pododdíly.

1. Na spodu jsou *žlutavě až zelenavě světle šedé třišťnaté, poněkud slinité vápence, bíle žilkované, tence lavicovité i masivní s malými peckami nebo drobnými čočkami, někdy i velkými shluky šedého rohovce, hnědožlutě větrajícího.* Zjištěny byly roku 1937 (Kettner — Andrusov — Roth, 1938).

2. Střední pododdíl souvrství je poměrně slabé mocnosti. Tvoří jej *slinité hlíznaté vápence bez rohovců* (podobné vápencům spodního oddílu) v tenkých lávkách, někdy však také vápence méně slinité v lavicích mocných až 50 cm. Je pravděpodobné, že z tohoto pododdílu pochází *Hibolites subfusiformis* Raspail, kterého uvádí Paul (1870b, str. 233, 235) na jih od Jasenova. Nasvědčuje neokomskému stáří (Bülow — Trummer, 1920).

Podle chemického rozboru doc. dr. Noska z Prahy obsahuje průměrný vzorek vápence odebraný na vrchu k. 285 (400 m na jih od západního konce obce Brekova) toto:

1. spodní pododdíl (s rohovci): vlhkost do 120 °C 0,52 %; CO_2 36,79 %; nerozpustný zbytek 13,73 %; CaO 45,76 %; MgO 0,81 %; Al_2O_3 1,42 %; Fe_2O_3 0,82 %.

2. Vyšší pododdíl (bez rohovců): vlhkost do 120 °C 0,25 %; CO_2 40,72 %; nerozpustný zbytek 5,76 %; CaO 51,53 %; MgO 0,32 %; Al_2O_3 0,92 %; Fe_2O_3 0,33 % (Kettner — Andrusov — Roth, 1938).

3. Nejvýše jsou *tmavošedé, celistvé až jemně zrnité vápence s nejasně naznačenou vrstevnatostí. Obsahují značné množství nepravidelných čoček černého rohovce.* Jsou to aspoň z části vápence, které pozoroval Paul (1870b) na jih od Jasenova a Chlmce a počítal je k juře. Na západ od Laborce byly zjištěny teprve v roce 1937 (Kettner — Andrusov — Roth, 1938). Vystupují v západní části pohoří na hranici s břidličným oddílem (vyšším) jen místy.

Podle chemického rozboru doc. dr. Noska z Prahy obsahuje tento vápenec z vrchu k. 285 (asi 400 m na jih od západního konce obce Brekova) v průměrném vzorku vlhkost

do 120 °C 0,21 %; nerozpustný zbytek 16,31 %; CO_2 36,29 %; CaO 45,95 %; MgO 0,21 %; Al_2O_3 0,74 %; Fe_2O_3 0,26 %. Podle rozboru provozní laboratoře cementárny v Ladcích jiný průměrný vzorek téhož vápence ze stejné lokality obsahoval: SiO_2 17,2 %; ztráta žíháním 37,36 %; CaO 41,22 %; MgO 0,90 %; Al_2O_3 2,07 %; Fe_2O_3 1,23 %. Z téže laboratoře a ze stejné lokality vagonový vzorek tohoto vápence obsahoval 22,58 % SiO_2; ztráta žíháním 33,54 %; CaO 41,54 %; MgO 0,40 %; Al_2O_3 0,93 %; Fe_2O_3 0,49 % (Kettner—Andrusov—Roth, 1938).

Mocnost starších dvou pododdílů obnáší kolem 150 m, mocnost nejvyššího pododdílu až 50 m (Kettner—Andrusov—Roth, 1938).

Ve vápencích jsem našel ojediněle rostra belemnitů a v nejvyšším jejich pododdílu poměrně pěkně zachované úlomky ježovek.

Podle Andrusova a Matějky (1929) připomínají některé typy vápenců z těchto vrstev tithonské vápence mesozoika centrálních Karpat.

Alb-cenoman?: V nadloží vápencového oddílu vystupuje souvrství břidličných jílovců slinitých, mocné pravděpodobně přes 500 m. Je s vápencovým souvrstvím spojeno přechody. Jsou to *tmavošedé slinité jílovce, světle žlutavě šedě a zelenavě šedě větrající, pevné, velmi jemně slabě slídnaté a písčité, ploše lasturnatě odlučné.* Písčitosti do nadloží, jak se zdá, přibývá. I ve spodnějších částech obsahují *ojedinělé slabé vložky šedých vápnitých pískovců,* kterých do nadloží přibývá. Vyšší polohy těchto vrstev popisuje Paul (1870b) a zvláště podrobně Leško (1955).

Paul (1870b, str. 235) označuje tyto vrstvy v nadloží rohovcových vápenců jako *„Inoceramenmergel"* a rozděluje je na tři oddíly. Spodní oddíl tvoří lupenité slinité břidlice, střední obsahuje modrošedé, drobivě zvětrávající vápnité pískovce s hieroglyfy, četnými drobnými gastropody a rostlinnou sečkou. Nejvyšší oddíl podle Paula tvoří opět břidličné slinité jílovce. Ve vyšších částech spodního oddílu těchto vrstev našel *Mortoniceras inflatum* (Sow.) (viz i Andrusov—Matějka, 1929), který svědčí o svrchnoalbském stáří těchto vrstev.

Podrobně toto souvrství popisuje Leško (1955, str. 375). Také on rozeznává spodní oddíl břidličný a vyšší oddíl pískovcový. O vyšším oddíle břidličném se však nezmiňuje. To ukazuje, že Paul znal pravděpodobně jen nejspodnější, přechodní část vyššího oddílu. Leško (l. c.) zdůrazňuje, že se ve vyšších polohách objevuje i vývoj slepencový a pískovcový, slepence zvláště na východ a jihovýchod od Jasenova.

Objevují se lavice vápnitých brekciovitých pískovcových slepenců s valouny až do velikosti hlavy. Valouny jsou většinou dokonale oválený. Tvoří je aplitická albitická žula, pyroxenický diorit a epidiorit a porfyrický mikrogranit. Z metamorfovaných hornin obsahují silně přeměněné porfyrity a metamorfované (kontaktně) pískovce. Pak obsahují triasové vápence a dolomity, neokomské vápence, písčité vápence liasu, jurské červené vápence, černé rohovce a kvarcitické pískovce. Ojediněle se vyskytují i jiné horniny (Leško, 1955, str. 376).

Podle popisu slepencového materiálu soudím, že slepencový materiál kromě neznámého dnes krystalinika (asi tatridního) poskytlo zvláště mesozoikum subtatrika Humenského pohoří. Podle souvrství můžeme soudit, že pískovcovým a slepencovým vývojem je tu zakončován mesozoický sedimentační cyklus subtatranské serie.

Poněvadž Paul (1870b), jak potvrdil Andrusov (in Andrusov—Matějka, 1929) a Leško (1955), našel *Mortoniceras inflatum* (Sow.) jako vůdčí zkamenělinu vyššího gaultu ve vyšších vrstvách spodního oddílu tohoto souvrství, možno i spodnější polohy slinitých jílovců pokládat pravděpodobně za alb (viz i Andrusov, 1936, str. 8).

Paul (1870) předpokládal, že silně písčitý oddíl souvrství patří již do svrchní křídy. Tento předpoklad není doložen. Přijali jej Uhlig (1903), Strömpl (1909), nepřijali jej Andrusov—Matějka (1929), Roth (1940) ani Leško (1955).

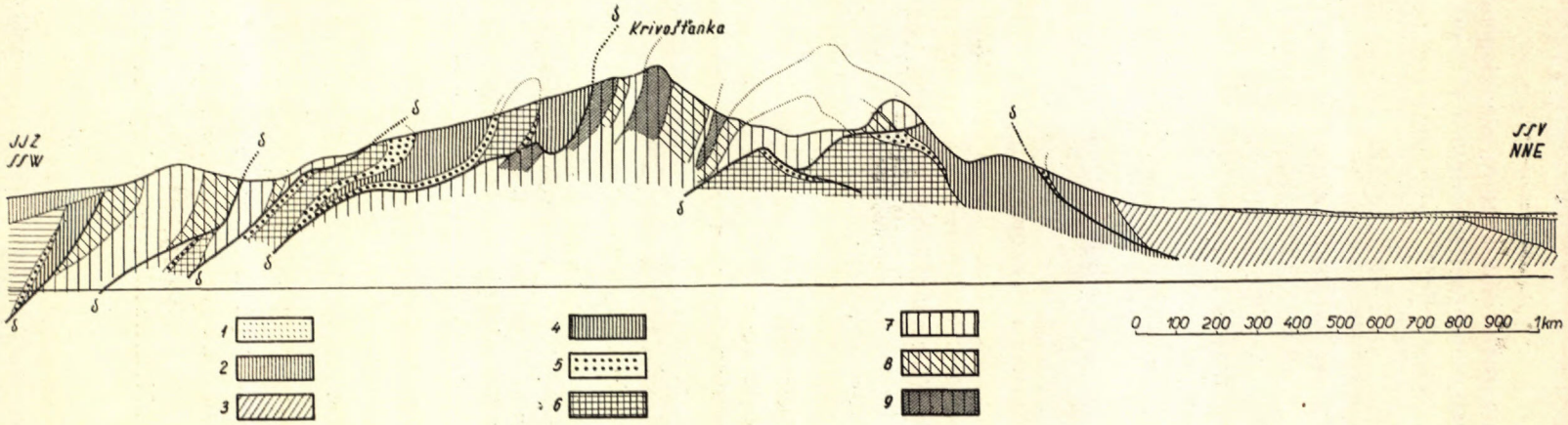
Poněvadž na západním konci obce Brekova na jižním svahu k. 218 byly pozorovány Ivanem, Matějkou a Rothem v roce 1949 (Matějka—Roth, 1949) červené slinité jílovce s kalcitovými žilkami, připomínající vrstvy cenomanské (Leško, 1955, str. 381), ev. senonské púchovské vrstvy, soudíme podle vývoje, že vrstvy v nadloží gaultu mohou představovat nanejvýš nejspodnější části svrchní křídy, t. j. nanejvýš cenoman.

Protože nejvyšší vrstvy tohoto sedimentačního cyklu obsahují, jak ukázal Leško (1955), v hojné míře již trosky jeho starších členů a bezprostředně pod nimi byl nalezen *Mortoniceras inflatum* (Sow.) jako charakteristická zkamenělina svrchního gaultu, můžeme oprávněně soudit, že koncem gaultu došlo k intensivním pohybům, výzdvihu a rozrušování hornin Humenského pohoří *(subhercynská fáze,* viz Matějka—Andrusov, 1931, str. 22).

Podle chemického rozboru doc. dr. Noska z Prahy obsahují slinité jílovce spodního oddílu tohoto souvrství (analysovány průměrné vzorky ze tří kopaných sond na jižním svahu u západního konce obce Brekova) vlhkost do 120 °C 2,20—7,78 %; CO_2 9,95—17,00 %; SiO_2 35,81—48,24 %; CaO 11,45—20,87 %; MgO 0,58—1,47 %; Al_2O_3 10,42—13,28 %; Fe_2O_3 5,80—9,63 %; $Na_2O + K_2O$ 1,48—5,66 %; SO_3 0,03—0,12 % (Kettner—Andrusov—Roth, 1938).

B. Stratigraficko-tektonická příslušnost mesozoických serií a tektonická stavba mesozoika Humenského pohoří

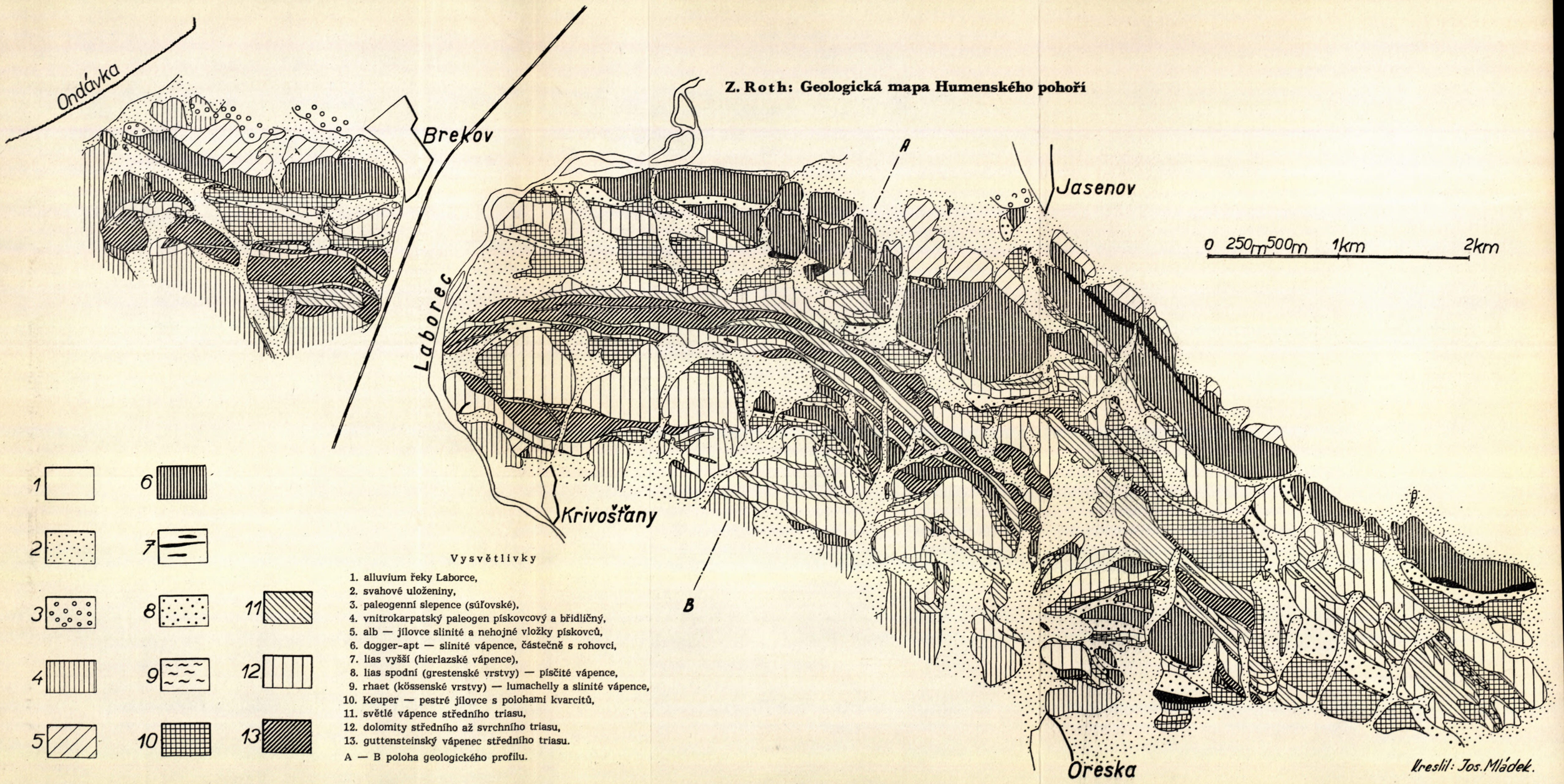
Paul (1869, str. 266) první doložil rozdílnost tohoto vývoje mesozoika od mesozoika vnitřního bradlového pásma. Později (Paul, 1870, str. 241) jasně ukázal shodu této mesozoické serie s mesozoikem severního svahu Vysokých Tater. Uvedl také, s kterými jinými výskyty, pokud vycházejí na povrch, nutno mesozoikum Humenského pohoří spojovat. Tyto jeho zá-



Geologický profil Humenským pohořím

Vysvětlivky: 1. kvartér, 2. paleogen, 3. alb, 4. dogger- apt, 5. lias a rhaet, 6. keuper, 7. střední trias, souborně, případně střednotriasový dolomit, 8. střednotriasový světlý vápenec, 9. střednotriasový guttensteinský vápenec.

Z. Roth: Geologická mapa Humenského pohoří



věry byly řadou badatelů od roku 1929 do roku 1955 potvrzeny a doplněny. Uhlig, přestože se o tuto shodu sám opíral (l. c., 1866, str. 147; 1891), uchýlil se od názorů Paulových (Uhlig, 1903). Jeho závěry byly později vyvráceny. Převedeme-li Paulovo zjištění do moderní terminologie, patří mesozoikum Humenského pohoří k subtatranským seriím (Andrusov—Matějka, 1929). Typicky je v něm zastoupena *serie križňanská* (Andrusov, 1936). Svrchní trias až gault (cenoman?) mesozoika Humenského pohoří má všechny její charakteristické znaky, jak je uvádějí Matějka a Andrusov (1931, str. 61, 62), t. j. má nejvyšší trias kontinentální nebo lagunární (projev *starokimmerské* fáze — Stille, 1953), po něm následuje mořská transgrese s detritickým vývojem rhaetu a spodního liasu, dogger a malm v hlubokomořském vývoji a terrigenní vyšší apt a alb. Nejstarším typickým jejím členem je karpatský keuper. V jeho podloží vystupuje dolomit, který byl s keuperem spojován bez pochyb již od Paula (1869). V nadloží keuperu pokračuje serie do svrchního gaultu.

Zabírá tedy nepochybná križňanská serie v této oblasti svrchní trias až svrchní gault (částečně snad i cenoman). O středním triasu mesozoika Humenského pohoří vyslovili Andrusov a Matějka (1929, str. 348) názor, že náleží některému vyššímu subtatranskému příkrovu. Kettner—Andrusov—Roth (1938) jej řadili k *chočskému příkrovu.* Sám (Roth, 1940, str. 112) jsem se později vrátil k původnímu opatrnějšímu názoru Andrusova a Matějky (1929), neboť jsem soudil, že žádný z charakteristických členů chočské serie není v mesozoiku Humenského pohoří typicky zastoupen.

Přihlédneme-li k okolnosti, že nepochybná spodní subtatranská serie (križňanská serie) je zastoupena svrchním triasem až střední křídou, vyšší subtatranská serie, jak tu bývá udávána, pak středním triasem, musíme zkoumat ještě další možnost, a to tu, zda tento střední trias není sám součástí křižňanské serie. Svědčí pro to úzký vztah středního triasu k vyššímu triasu na sv. svahu Krivošťanky (551,7) a zákonité spojení jeho výskytů spíše s keuperem než s vysokými stratigrafickými členy križňanské serie (viz mapu).

Důvodem k doposud běžnému výkladu stavby Humenského pohoří byly Andrusovovi a Matějkovi (1929) spíše důvody tektonické než stratigraficko-faciální. Přesněji jimi uvedeny nejsou.

V prospěch přítomnosti *vyšší subtatranské serie* mluví podle výše uvedeného popisu tyto okolnosti: 1. přechod nejvyšších částí vápence guttensteinského typu do světlého vápence, který by bylo možno pokládat za zastoupení wettersteinského vápence (viz Andrusov, 1943, str. 32), a 2. zjištění přítomnosti světlých rohovců ve stopách v tomto světlém vápenci, které naznačují facii reiflingskou.

Vzhledem k tomu, že spodní trias zastoupen není, střední trias nemá jasných typických členů chočské serie, k nimž zvláště by bylo možno počítat dobře vyvinuté reiflingské vápence, a svrchní trias známe v mesozoiku Humenského pohoří jen v jediném vývoji, při čemž vývoj svrchního triasu, typický pro chočskou serii, nejen v Humenském pohoří, ale i v jeho západním a východním pokračování zcela chybí, nelze výklad Andrusova a Matějky (1929) pokládat za jistý. Při silném tektonickém porušení všech členů serie a jejich vzájemného vztahu nelze ani tektonická pozorování pokládat za rozhodující. Na možnost nového výkladu lze soudit i z jiných faktů (viz výše) a oblastí (Maheľ, 1955, str. 10).

Geologické profily mesozoikem Humenského pohoří otiskl první Paul (1869, str. 268). Podobné profily otiskl v poněkud pozměněné úpravě později znovu (Paul, 1870b, str. 228, 230). První z obou redakcí profilů je zvláště u profilu na pravém břehu Laborce původnější. Změny a vynechávky, které ukazuje jeho druhé vydání proti prvnímu, vyjadřují nejen prohloubení znalostí Paulových, ale i jeho rozpaky nad povahou a složením brekovského vápence.

Další profily podal Strömpl (1909). Je to devět profilů, které jsou stratigraficky daleko podrobnější než profily Paulovy. Jejich tektonická náplň je však slabší než u Paula. Zaznamenávají vrstevní sled, nepodávají však (až na ojedinělé rysy) výklad tektonické stavby Humenského pohoří.

Dva profily na základě podrobného výzkumu provedli Roth a Andrusov v roce 1938 (Kettner — Andrusov — Roth, 1938). Byly otištěny Andrusovem (1943, str. 64). Tyto profily tektonickým pojetím odpovídají výsledkům nového výzkumu s výhradou výše uvedené možnosti, že ty části, které jsou v nich naznačeny jako součást chočského příkrovu, jsou možná středním triasem serie križňanské.

Poněvadž však oba profily jinak podávají dobrou představu o úložných poměrech mesozoika, nepovažuji za nutné při nejistotě výkladu je opravovat nebo znovu přetiskovat. Nový výklad znázorňuje profil na str. 16.

Jak ukazuje připojená mapa a jak naznačují i předeslané (str. 9) úvahy, týkající se stratigraficko-tektonické příslušnosti středního triasu, je stavba mesozoika Humenského pohoří značně složitá. Jejím hlavním rysem je bohatá *tektonika podélná.* Vedle zvrásnění stupňovaného až do *vrás k severu překocených* (na severním, ale i na jižním svahu horstva) *a ponořených* pozorujeme i bohatou tektoniku *podélných zlomů.* Vyvíjí se v některých případech z vrásové stavby redukcí středních ramen vrás. Takové rysy má zvláště stavba jižního svahu pohoří. Zlomy tohoto typu považujeme za zlomy druhého řádu.

Hlavní podélné zlomy nemají takový charakter. Jejich přechod do vrás nepozorujeme. Nejvýznamnější podélný zlom je ten, podle něhož se na své

jižní straně stýká střednotriasové ústřední pásmo pohoří svými různými členy s liasem, keuperem, neokomem až albem ležícím jižněji. Tento zlom dělí pohoří v jižní a severní část. Střednotriasová až svrchnotriasová dolomitová a vápencová pásma v severním svahu pohoří činí dojem jádra překocené antiklinály, které je v západní polovině pohoří tvořeno jen dolomitem, ve východní polovině pohoří také světlým vápencem, který je s dolomitem úzce spojen. Existenci překoceného antiklinálního ohybu ukazuje profil na pravém břehu Laborce (dolomit asi 200 m na jihovýchod od zříceniny hradu Brekova) (Andrusov, 1943, str. 64*) a výchozy na západ od Porubky.

Mapa ukazuje, že tato jádra jsou někdy dalekosáhle odloučena od okolí. Přítomností rozsáhlejších výskytů světlého vápence připomínají poněkud tato jádra vlastní střednotriasové pásmo, které je v ose pohoří. Místy s ním také zřetelně přímo souvisí (na př. na severovýchodě od Krivošťanky 551,7). V těchto dolomiticko-vápencových jádrech nebyl však nikde zjištěn guttensteinský vápenec.

Severní okraj pohoří v šířce 0,5—1,5 km tvoří čtyři přesunuté šupiny tvořené triasem až albem, z nichž každá je na jihu odťata podélným zlomem.

Ve východní třetině pohoří pozorujeme *příčné deformace* stavby, na něž ve své mapě upozornil již Strömpl (1909). Jsou však složitější povahy, než předpokládal, jen východnější z obou má aspoň v jižní své části ráz příčného zlomu. O jejich charakteru viz i Roth (1940).

Kromě uvedených ostrůvků mesozoických hornin na jihu od Hanušovců, mezi Ruským Kazimírem a Podčičvou a mesozoika zjištěného vrtbou u Sejkova v podloží pannonu Senešem (Seneš — Lešku, 1954), jsou nejbližšími výskyty subtatrika, s nimiž lze mesozoikum Humenského pohoří srovnávat, jednak v pohoří Branisku (Rösing, 1949), jednak v okolí Ružbachů (Uhlig, 1886, 1891) a na severním svahu Vysokých Tater (Passendorfer, 1951).

2. Třetihory

Mesozoikum Humenského pohoří je obklopeno paleogenními horninami. Tímto paleogenem se stručně zabýval nejprve Beudant (1818), pak Hauer (1859), po něm zvláště Paul (1869, 1870), který paleogen na jihu od Humenského pohoří považoval původně za *neogen*. Nálezem nummulitů v súľovských slepencích na sever od Humenského pohoří stanovil Paul (1870b) jejich paleogenní stáří. Andrusov a Matějka (1929) mluvili v okolí Humenského pohoří o paleogenu súľovském a podhalanském, který

* V profilu otištěném Andrusovem (l. c.) je dolomit jádra antiklinály omylem zakreslen černě jako keuper.

je v obvyklém, t. j. angulárně diskordantním poměru k mesozoiku. Ivan, Matějka a Roth (1949) učinili další nález nummulitů na jižním okraji paleogenního souvrství na severozápad od hradu Brekova. Podrobně se paleogenními vrstvami na severním a jižním úpatí Humenského pohoří nejnověji zabýval Leško (1953, 1955), z části společně s Matějkou (Matějka — Leško, 1953).

Leško (1955, str. 381—385) uvádí v centrálně karpatském paleogenu v okolí Humenského pohoří naspodu *súľovské slepence, které mají tu a tam na své basi čočky světle šedých organogenních vápenců a do nadloží přecházejí do flyšovitých vrstev podhalanského paleogenu.* Spočívají na nejvyšších členech mesozoika Humenského pohoří diskordantně. Valouny slepenců jsou podle Leška (l. c.) výhradně vápencové a dolomitické z hornin subtatrika a vysokotatranské serie. Nummulity, které Leško zjistil v organogenních vápencích, nebyly, podobně jako ostatní nálezy, dosud paleontologicky určovány.

Otázkami paleogenní tektoniky se zabýval i Strömpl (1909), který v profilech naznačuje, že podle jižního okraje Humenského pohoří probíhá zlom. Totéž soudím já (Roth, 1940, str. 114). Pevných dokladů dosud není. Matějka a Leško (1953, str. 142) dokládají zbytky transgredujících středně až hrubě zrnitých pískovců s drobnými nummulity na jižním svahu Humenského pohoří u Krivošťan a Oreského. Intensivní tektonické porušení paleogenu na sever od Humenského pohoří jsem konstatoval roku 1940. Jde o popaleogenní (pooligocenní) tektoniku, jak ji označili Andrusov a Matějka (1929) a Leško (1953, 1955).

Severovýchodně od Humenského pohoří zjistil Čechovič a Leško (mapa in Leško, 1955) u Modré n. Cirochou mořský neogen (Leško, 1955, str. 388, 398). Podezření o existenci zbytků neogenních vrstev při západním ukončení Humenského pohoří jsem vyslovil roku 1940 (l. c., str. 113). Neogen předpokládaný Paulem na jižním úpatí pohoří u Krivošťan (Paul, 1869) nebyl potvrzen.

3. Čtvrtohory

Paul (1869, str. 277) uvádí čtvrtohorní terasu tvořenou andesitovým štěrkem pokrytým hlinou. Podrobněji se čtvrtohorními uloženinami zabýval Leško (1955, str. 390, 391). Kromě teras studoval v této oblasti *náplavové kužele, eluviální a svahové hlíny, ssutě a sesuvy.* V těsném okolí Humenského pohoří stručně popisuji čtvrtohorní uloženiny (Roth, 1940, str. 113, 114). Geomorfologickými poměry tohoto pohoří se speciálně zabýval Strömpl (1909), text jeho práce mi však nebyl přístupný. Dotkl jsem se jich také (Roth, 1940) a zvláště usuzuji na antecedentní přemáhání mla-

dého zdvihu Humenského pohoří řekou Laborcem. Zmiňuji se také o jeskyních, které později podrobněji popisuje T o m č í k (1950, 1950a). Tyto jeskyně („Artajama") jsou vytvořeny ve vápenci guttensteinského typu na pravém svahu údolí Laborce.

12. IV. 1956

Ústřední ústav geologický,
Praha

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

A n d r u s o v D., 1926, O sigmoidálních ohybech pásma bradlového mezi Oravou a Kysucou. Věstník SGÚ, II, 334, Praha.
— 1936, Subtatranské příkrovy západních Karpat. Carpatica, Praha.
— 1943, Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda, Bratislava.
A n d r u s o v D., M a t ě j k a A., 1929, O humenském „útesu". Věstník SGÚ, V, 347, Praha.
A n d r u s o v D., viz M a t ě j k a A.
— viz K e t t n e r R.
B e u d a n t, 1818, Voyage minéralogique et géologique en Hongrie. Paris.
B ü l o w — T r u m m e r E., 1920, *Cephalopoda dibranchiata. Fossilium catalogus*, Berlin.
D i e n e r C., 1920, *Brachiopoda triadica.* Fossilium Catalogus, Berlin.
D i e n e r C., 1923, *Lamellibranchiata triadica.* Fossilium catalogus, Berlin.
D i e n e r C., K u t a s s y A., 1931, *Lamellibranchiata triadica.* Fossilium catalogus, Berlin.
H a u e r F., 1858, (Zpráva IV. sekce.) Verhandl. d. k. k. geol. RA, 1858, 97, Wien.
H a u e r F., R i c h t h o f e n F., 1859, Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme in nordöstlichen Ungarn. Jhrb. d. k. k. geol. RA, Bd. X, 399, Wien.
I v a n Ľ., M a t ě j k a A., R o t h Z., 1949, Zpráva o přehledném geologickém výzkumu východoslovenského neogenu a jeho okolí. Archiv ÚÚG, Praha (rukopis).
K e t t n e r R., A n d r u s o v D., R o t h Z., 1938, Geologické dobrozdání o výskytu hornin vhodných pro výrobu portlandského cementu u Brekova na Slovensku. Archiv ÚÚG, Praha (rukopis).
K u t a s s y A., viz D i e n e r C.
M a h e ľ M., 1955, Úvahy o príkrovovej stavbe Centrálnych západných Karpát. Geologické práce, Zprávy 3, 3, Bratislava.
M a t ě j k a A., A n d r u s o v D., 1931, Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna SGÚ, sv. 13 A, 19, Praha.
M a t ě j k a A., L e š k o B., 1954, Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východním Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. Geologický sborník SAV, IV, 137, Bratislava.
M a t ě j k a A., viz I v a n Ľ.
L e š k o B., Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. Geologický sborník SAV, IV, 373, Bratislava.
L e š k o B., 1953, Vplyv geologickej stavby na vodnú sieť Laborca. Geologický sborník SAV, III, 45, Bratislava.
L e š k o B., 1954, Zprávy o geologickom výskume terénu Vranov—Strážske—Oreské. Geologické práce, Zprávy 1, 93, Bratislava.
L e š k o B., 1955, Geologická stavba územia medzi Vranovom a Strážskym. Geologický sborník SAV, IV, 18, Bratislava.

Leško B., viz Matějka A.
Leško B., viz Seneš J.
Passendorfer E., 1951, (Stati o mesozoiku subtatrika Vys. Tater.) Regionalna geologia Polski. T. I., Kraków.
Paul C. M., 1869, Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Saróser- und Zempliner Comitates. Jhrb. d. k. k. geol. RA, XIX, 265, Wien.
Paul C. M., 1870, Geologische Karte des nördlichen Zempliner und Ungher Comitates. Verhandl. d. k. k. geol. RA, 1870, 8, Wien.
Paul C. M., 1870a, Die Gliederung des Kalkgebirges von Homonna im Zempliner Comitate. Verhandl. d. k. k. geol. RA, 1870, 64, Wien.
Paul C. M., 1870b, Das Gebirge von Homonna. Jhrb. d. k. k. geol. RA, XX, 227, Wien.
Richthofen F., viz Hauer F.
Rösing F., 1949, Die geologischen Verhältnisse des Braniskogebirges der Čierna Hora (Karpathen). Ztschr. d. d. geol. Ges., Jhrg. 99, 8, Berlin.
Roth Z., 1940, Předběžná zpráva o geologických výzkumech v Humenském pohoří na východním Slovensku. Carpatica I, sv. 2, ř. B, č. 6, Praha.
Roth Z., viz Ivan Ľ.
Roth Z., viz Kettner R.
Seneš J., Leško B., 1954, (Závěrečná zpráva o výsledcích základního výzkumu na východním Slovensku.) Uhoľný prieskum, Turčianske Teplice, Geofond, Bratislava.
Stille H., 1953, Der geotektonische Werdegang der Karpathen. Beihefte zum geol. Jahrbuch, H. 8, Hannover.
Strömpl G., 1909, A zemplénmegyei szirthegység morfológiája. (Morfologie zemplínského bradlového pohoří.) Földrajzi Közlemények, 1909, Budapest.
Tomčík P., 1950, Brekovská jaskyňa na východnom Slovensku. Čs. kras, 3, 135, Brno.
Tomčík P., 1950, Geologické zloženie Brekovskej jaskyne a jej okolia. Čs. kras, 3, Brno.
Uhlig V., 1886, Über das Gebiet von Rauschenbach. Verhandl. d. k. k. geol. RA, 1886, 147, Wien.
Uhlig V., 1890, Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Theil, Jhrb. d. k. k. geol. RA, XL, 559, Wien.
Uhlig V., 1891, Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den Karpathen, III. Theil. Das Inselgebirge von Rauschenbach. Jhrb. d. k. k. geol. RA, XLI, 423, Wien.
Uhlig V., 1903, Bau und Bild der Karpathen. Wien.

ЗДЕНЕК РОТ

ГЕОЛОГИЯ ГУМЕНСКИХ ГОР ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

Гуменские горы, возвышающиеся к югу и юго-западу от г. Гуменне в Восточной Словакии, сложены зоной мезозойских пород. Бёдан (1818) отметил, что в геологическом отношении они отличаются от окружающих их образований. К мезозою их приурочил Гауэр (1858, 1859). Десять лет спустя исследования в этом районе производил Пауль (1869, 1870a, 1870b), который собрал много новых данных. Он пришел к заключению, что мезозой, выходы которого находятся к югу от сел. Ганушовце близ сел. Подчичва, — они были отмечены Гауэром (1859) — представляет собой прямое продолжение мезозойской толщи Гуменских гор. Произведенные недавно буровые работы показали (Сенеш — Лешко, 1954), что эта зона мезозоя продолжается к востоку под неогеном.

Пауль изучил пять разрезов вдоль реки и вдоль дорог, ведущих через Гуменские горы, и пришел к заключению, что этот массив сложен триасовыми, юрскими и меловыми слоями, образующими не совсем правильную антиклиналь, которая возникла вероятно в результате процессов сладкообразования в нижнетретичное время.

Основываясь на всех сделанных наблюдениях, Пауль (1869, 1870) пришел к выводу, что мезозой Гуменских гор не походит ни на мезозой внутренней зоны клипп (и это несмотря на то, что их направления совпадают), ни на гемеридный мезозой. Он отметил также, что больше всего сходства гуменский мезозой имеет с мезозойскими сериями, находящимися на северном склоне Высоких Татр и в Малой Фатре.

Улиг (1880, 1903) — в противоположность Паулю — относил мезозой Гуменских гор к внутренней зоне карпатских клипп. Это ошибочное мнение было позднее опровергнуто Андрусовым и Матейкой (1929), которые доказали, что мезозой Гуменских гор принадлежит субтатранской зоне.

Более точное представление о геологическом строении Гуменских гор принесла работа Штрёмпля (1909). В ней дан целый ряд геологических разрезов, на которых стратиграфические условия представлены более правильно, чем раньше, что уже является большим шагом вперед. Приложенная к работе геологическая карта, которая значительно отличается от карты Пауля, содержит много новых ценных данных.

Андрусов (1926) был первым чехословацким геологом, занявшимся проблемой Гуменских гор. В тектоническом отношении он относил эту область к внутренней зоне клипп, в стратиграфическом — так же как и Пауль (1870) — к субтатранским сериям. Детальнее он изучал эту проблему вместе с Матейкой (Андрусов—Матейка, 1929). На основании литолого-стратиграфических данных эти авторы установили, что здесь представлен крижнянский покров; наличие высшей субтатранской серии они считали возможным.

Детальное геологическое исследование Гуменских гор было предпринято в 1937—1938 гг. В 1937 году я начал картировать западную часть массива под руководством Д. Андрусова (Кеттнер—Андрусов—Рот, 1938). В 1938 году я закончил картирование (Рот, 1940), но не успел обработать материал и опубликовать результаты, так как Карлов университет был закрыт в 1939 году немецкими оккупантами.

В 1949 году мы предприняли вместе с Матейкой и Иваном обследование окраин Гуменских гор, главной целью которого было изучение палеогена и неогена. Мы разыскали обнажения мезозоя, описанные Гауэром (1859), и обнаружили много других в долине р. Птава к югу от г. Гуменне. Лешко (1955), который подробно изучал молодые отложения и геоморфологию этой области, детально обследовал эти выходы мезозоя и описал их как останцы высокотатранской серии.

Описание геологических условий

1. Мезозой

А. Стратиграфия

Средний триас. Самым старшим членом мезозойской толщи Гуменских гор является толстослоистый темносерый или черный известняк с белыми жилками кальцита (по Андрусову и Матейке — известняк гутенштейнского типа). Я считаю его анизийским.

Сперва этот известняк был отнесен Гауэром (1859) вместе с другими известняками и доломитами Гуменских гор к дахштейнскому известняку лейасового возраста. Затем Пауль (1869) отделил от этих разнородных слоев „триасовый доломит", а остальные известняки и доломиты (местами с пластами кейпера) назвал „брековским

известняком" (Barkokalk), представляющим лейас. Это название Улиг (1891) распространил на известняки мезозойского острова близ сел. Ружбахи. Позднее (l. c. 1903) он считал, что в брековском известняке заключены и слои триаса. Штрёмпль (1909) сузил понятие „брековский известняк" на объем нашего гутенштейнского известняка. Напротив, Кеттнер—Андрусов—Рот (1938) употребляли название „брековский известняк" для обозначения самых молодых (неокомовых) известняков комплекса, которому Пауль дал это название. Во избежание недоразумений лучше вовсе отказаться от этого термина (Андрусов—Матейка, 1929, Рот, 1940).

Нормальная мощность гутенштейнского известняка составляет здесь по крайней мере несколько десятков метров; она, однако, часто изменена вследствие тектонического вытяжения или вздутия.

По направлению кверху гутенштейнский известняк переходит в светлосерый, не очень мощный известняк; выше лежит серый доломит небольшой мощности, затем опять серый известняк, в котором изредка встречаются кремни (Рот, 1940). Этот последний можно было бы считать эквивалентом веттерштейнских и рейфлингских известняков. Светлый известняк я отношу к ладину.

Описанные известняки и доломиты появляются за пределами нашей карты в виде островков в продолжении Гуменских гор к ЗСЗ (Лешко, 1953) к сел. Ганушовце (Гауэр, 1859, Пауль, 1870, Сенеш—Лешко, 1954). Они слагают главный хребет Гуменского массива и широкую сплошную зону на южном склоне между селениями Кривоштяны и Ореске; недавно дальше к востоку они были вскрыты буровыми скважинами под неогеном (Сенеш—Лешко, 1954).

Верхний триас. Уже в свое время Пауль (1869) относил к триасу светлый доломит, выступающий в основании карпатского кейпера. Мощность доломита достигает 100 м. В самых верхних слоях местами наблюдается горизонт белосерого или серокоричневого кварцита мощностью около 0,5 м. Над доломитом иногда развиты слои чисто белого, отчасти органогенного известняка нескольких метров мощности. В средней и западной частях массива этот известняк развит лишь местами.

На доломит налегает толща карпатского кейпера, мощность которого, повидимому, превышает 100 м (Пауль, 1869). Представлена она неизвестковыми сланцеватыми аргиллитами серовато-зеленого, фиолетовокрасного, желтоватого или черного цвета; содержит прослои грубозернистых желтых и серых кварцитов, а на переходе к подстилающему доломиту — пласты белого доломита.

Рэт. Над кейпером наблюдаются темносерые, мергелистые, слегка песчанистые, тонкослоистые известняки, заключающие множество раковинок брахиопод и моллюсков и кораллы. Мощность их едва достигает нескольких метров, сплошных горизонтов они не образуют. Принимая во внимание их типичную фауну, Гауэр (1859) описал их как кёссенские слои.

Окаменелости, найденные Гауэром (1859) на правом и левом берегах р. Лаборец, говорят в пользу рэтского возраста этих слоев. Это *Cyrtina austriaca* Suess, *Dimyopsis intustriata* Emmr., *Ostrea (Lopha) haidingeriana* Emmr. (названия и стратиграфическое положение проверены по Динеру 1923 и Динеру—Кутасси 1931). Пауль (1869) также отмечает *Ostrea (Lopha) haidingeriana* Emmr. на этих местонахождениях, а из окрестностей замка Ясенов (Пауль 1870 b) приводит вид *Modiola minuta* Goldf. рэтского возраста.

Нижний лейас. Над рэтом лежит примерно 100-метровая толща тонко- и грубозернистых, серых, сильно известковистых песчаников и песчанистых известняков, переполненных детритом (криноидеи, брахиоподы, единичные ростры белемнитов) и заключающих прослои темносерых и серозеленых мергелей. Пауль (1870 b) назвал эти слои грестенскими.

Верхний лейас. Над грестенскими слоями в некоторых местах наблюдается розовый криноидный известняк. Так, например, он был отмечен Паулем (1870 b) к югу от сел. Ясенова. Я приравниваю его (Рот, 1940) гирлацкой фации лейаса (Матейка — — Андрусов, 1931). Максимальная мощность его всего несколько метров.

Доггер — апт. Верхние слои юры либо составляют один комплекс с вышележащей свитой, от которой их пока не удалось ни литологически, ни палеонтологически отделить — так предполагали Гауэр (1859) и Пауль (1869, 1870), позднее Штрёмпль (1909) и я сам (1940), — либо вообще отсутствуют, как думали Андрусов—Матейка (1929) и Кеттнер—Рот (1938). Литологическое развитие говорит скорее в пользу первого предположения.

Толщу, в которой, по нашему мнению, представлены слои от доггера до апта, можно литологически разделить на три части.

1. Нижняя часть сложена светлыми желтовато- или зеленовато-серыми тонкослоистыми или трещиноватыми, слегка мергелистыми известняками с белыми прожилками; в этих известняках заключены маленькие желваки или линзочки, а иногда и стяжения бо́льших размеров, состоящие из кремня, серый цвет которого под влиянием выветривания становится бурожелтым.

2. Средняя часть образована узловатыми мергелистыми известняками без кремней, пласты которых не достигают большой мощности (50 см — исключение). По всей вероятности *Hibolites subfusiformis* Raspail, найденный южнее сел. Ясенова, которого цитирует Пауль (1870), происходит из этих слоев. Эта окаменелость документирует неокомский возраст толщи (Бюлов—Труммер, 1920).

3. Верхняя часть серии представлена темносерыми компактными или тонкозернистыми известняками с неясной слоистостью. В них довольно много черных кремнистых конкреций, имеющих вид неправильных линзочек. Эти известняки (или по крайней мере некоторые их слои) были отмечены Паулем (1870 b) южнее селений Ясенова и Хлмец и отнесены к юре. Их присутствие к западу от р. Лаборец было констатировано лишь в 1937 году (Кеттнер—Андрусов—Рот, 1938). Мощность двух первых свит составляет около 150 м, мощность верхней до 50 м (Кеттнер—Андрусов—Рот, 1938).

В известняках мне удалось обнаружить единичные ростры белемнитов, в самых верхних слоях — довольно хорошо сохранившиеся обломки морских ежей.

Альб-сеноман? Над серией известняков лежит толща сланцеватых мергелистых аргиллитов, мощность которых, вероятно, превышает 500 м. Переход между ними и известняками осуществляется очень быстро. Аргиллиты мергелистые, цвета темно-серого, переходящего в светлый желтовато-серый или зеленовато-серый при выветривании; они очень плотные, слегка слюдистые (слюда в виде тончайших чешуек) и песчанистые, с плоским раковистым изломом. Кверху песчанистость, повидимому увеличивается. В нижних слоях также наблюдаются единичные тонкие прослои серых известковистых песчаников; по направлению к кровле их количество увеличивается. Верхние слои этой толщи описаны Паулем (1870 b) и особенно подробно Лешко (1955). Лешко различает нижние сланцеватые слои и верхние песчанистые. Паулю, повидимому, была известна лишь нижняя часть толщи и самые нижние, переходные слои верхней части. Лешко (l. c.) подчеркивает, что в верхних горизонтах бывают развиты конгломераты (особенно к востоку и юго-востоку от сел. Ясенова) и песчаники. Иногда появляются пласты известковых, брекчиевидных, песчанистых конгломератов с валунами величиной с голову.

Валуны по большей части хорошо окатаны. Состоят они из альбитового гранита аплитовой структуры, из пироксенового диорита и эпидиорита, из порфировидного микрогранита. Из метаморфических пород представлены сильно измененные порфириты

и метаморфизованные (контактно) песчаники. Кроме того встречаются валуны из триасовых известняков и доломитов, неокомских известняков, песчанистых известняков лейаса, красных юрских известняков, черных кремней и кварцито-песчаников. Изредка попадаются и другие породы (Лешко, 1955).

Судя по составу конгломерата, материал, из которого образовывались валуны — за исключением сложенных ныне in situ неизвестными кристаллическими породами — поставлялся главным образом породами субтатранских серий Гуменских гор. Песчаники и конгломераты были, вероятно, отложениями, закончившими мезозойский осадкообразовательный цикл субтатранской серии.

Mortoniceras inflatum (Sow.), найденная Паулем (1870) и Лешко (1955) в верхах нижней части этой толщи — определение вида было подтверждено Андрусовым (in Андрусов—Матейка, 1929) — является руководящим ископаемым верхнего гольта; это дает основание считать нижележащие мергелистые аргиллиты за альб (см. Андрусов, 1936).

Пауль (1870 b) предполагал, что сильно песчанистые слои этой толщи должны быть отнесены к верхнему мелу. К этому, ничем не документированному, предположению позднее присоединились Улиг (1903) и Штрёмпль (1909), не присоединились Андрусов—Матейка (1929), Рот (1940), Лешко (1955). Теперь я считаю, что верхи нижней части комплекса не могут представлять слои, лежащие выше низов верхнего мела, т. е. выше сеномана.

Так как верхние слои, относящиеся еще к этому осадкообразовательному циклу, содержат в большом количестве элементы разрушенных пород нижележащих членов толщи, и непосредственно под ними была найдена характерная окаменелость верхнего гольта, есть все основания предполагать, что в конце гольта произошли интенсивные тектонические движения, поднятие Гуменского массива и разрушение слагающих его пород (субгерцинская фаза).

Б. Стратиграфическо-тектоническая принадлежность мезозойских осадочных серий и тектоническое строение мезозоя Гуменских гор

В переложении на современную терминологию выводы, сделанные Паулем (1869, 1870), сводятся к тому, что мезозой Гуменских гор принадлежит субтатранским сериям. Типично представлена в нем крижнянская серия (Андрусов, 1936, Андрусов—Матейка, 1929), сложенная слоями от верхнего триаса до гольта (сеномана?). Самый нижний типичный член серии представлен карпатским кейпером. Его подстилает доломит, причленение которого к кейперу не вызывает сомнения уже со времен Пауля (1869). На кейпер налегает серия, представленная всеми отложениями до верхнего гольта включительно.

Следовательно в описываемой области слои от верхнего триаса до верхнего гольта (м. б. отчасти и сеномана) принадлежат несомненно крижнянской серии. Что касается среднего триаса, который тоже представлен в Гуменских горах, Андрусов и Матейка (1929) высказали предположение, что он может относиться и к какому-нибудь высшему субтатранскому покрову. Кеттнер—Андрусов—Рот (1938) приурочили его к хочскому покрову. Позднее я (Рот, 1940) вернулся к первоначальному, более осторожному, мнению Андрусова и Матейки (1929). так как увидел, что в мезозое Гуменских гор не встречается ни одного характерного члена хочской серии.

Если мы обратим внимание на то, что в серии, которая является несомненно нижней субтатранской (крижнянской), представлены все отложения от верхнего триаса до

среднего мела, то необходимо учесть и другую возможность, а именно, что средний мел мог бы относиться к крижнянской серии.

В пользу предположения, что здесь имеется высшая субтатранская серия, говорят следующие факты: 1. переход верхней части известняка гутенштейнского типа в светлый известняк, который мог бы представлять веттерштейнский (см. Андрусов, 1943), 2. наличие следов светлых кремней в том светлом известняке, который напоминает рейфлингскую фацию.

Учитывая тот факт, что нижний триас вообще не представлен здесь, что средний триас не являет типичных признаков хочской серии (одним из них можно было бы, например, считать хорошее развитие рейфлингских известняков) и что верхний триас известен лишь в одной фации (типичного для хочской серии развития верхнего триаса не наблюдается), нельзя безоговорочно принять мнение Андрусова и Матейки (1929). На возможность иного объяснения указывают и некоторые новые наблюдения, сделанные в этой области (Магель 195).

Два профиля, составленные в 1938 году Ротом и Андрусовым на основании детального исследования области (Кеттнер—Андрусов—Рот, 1938), были опубликованы Андрусовым в 1943 году. Если сделать оговорку, что та часть, которая на профилях отнесена к хочскому покрову, представляет собой, может быть, средний триас крижнянской серии, то в остальном их тектоническая концепция соответствует результатам новых исследований. Так как оба профиля дают в общем правильное представление об условиях залегания мезозоя, я не считаю нужным снова печатать их.

Из прилагаемой карты и из того, что было сказано о стратиграфическо-тектонической принадлежности среднего триаса, видно, что строение мезозоя Гуменских гор сложное. Отличительной чертой являются сильные тектонические нарушения, преимущественно продольные. Наряду со складками различной степени крутизны, до опрокинутых (на северном и южном склонах) и ныряющих (на северном склоне) включительно, наблюдаются продольные разломы. Иногда они развиваются из складок в результате вытяжения их средней части (на южном склоне). Однако крупные продольные разломы имеют иной характер, перехода в складки у них не наблюдается. Вдоль самого мощного продольного разлома различные члены среднетриасовой центральной зоны массива приходят на южной стороне в соприкосновение с серией, заключающей слои от лейаса до альба, которая расположена южнее. Этот разлом разделяет массив на две части — южную и северную.

Среднетриасовые известняковые и доломитовые зоны, выступающие на северном склоне массива, производят впечатление ядра опрокинутой антиклинали. В западной части массива это ядро образовано доломитом, к которому в восточной части присоединяется светлый известняк. Положение антиклинального ядра явствует из разреза вдоль правого берега р. Лаборец (примерно в 200 м к ЮВ от замка Бредов доломит плавает на грестенских слоях) (см. Андрусов, 1943). Северный край массива образован чешуями из разных слоев — от триаса до альба. С южной стороны каждая из этих чешуй ограничена продольной дислокацией. В восточной части массива наблюдаются две поперечных дислокации (Штрёмпль, 1909, Рот, 1904).

Было уже сказано, что к ЗСЗ от Гуменских гор обнаружены островки мезозоя, а дальше к ВЮВ мезозой был констатирован под панноном. Другие ближайшие выходы субтатранской серии находятся в горах Браниско (Рёсинг, 1949), в окрестностях сел. Ружбахи (Улиг, 1886, 1891) и на северном склоне Высоких Татр (Пассендорфер, 1951).

2. Третичные отложения

Палеоген, залегающий в окрестностях мезозойского массива, был предметом изучения со стороны Гауэра (1859) и Паула (1869, 1870). Находка нуммулитов в суловских конгломератах к северу от Гуменских гор позволила Паулю установить палеогеновый возраст изучаемых слоев. Андрусов и Матейка (1929) сопоставляли эти отложения с подгаланским флишем и суловским палеогеном. На свое основание палеогеновые слои налегают несогласно.

В последнее время третичные отложения детально изучали Лешко (1953, 1955) и Матейка (in Матейка—Лешко, 1953). Послепалеогеновой тектоникой занимался Штрёмпль (1909); по его мнению у южного подножия гор проходит разлом. Этот взгляд разделяю и я (Рот, 1940). Достоверно это, однако, не установлено. На южном склоне гор Матейка и Лешко (l. c.) отмечают остатки трансгредирующего палеогена.

Никаких отложений неогена вокруг массива не обнаружено.

3. Четвертичные отложения

В пределах исследованной территории наблюдаются террасы р. Лаборец (Паул ь. 1869, Лешко, 1955), конусы выноса, элювиальные суглинки и суглинки склонов, осыпи и оползни (Лешко, 1955, Рот, 1940). Геоморфологией Гуменских гор специально занимался Штрёмпль (1909). Внимание ей уделял и Рот (1940), который высказал предположение, что долина р. Лаборец, прорезывающая возвышенность, является антецедентной. О пещерах, находящихся в долине р. Лаборец близ замка Бреков, упоминает Рот (1904); детальное описание их дано Томчиком (1905). Образовались эти подземные пустоты в гутенштейнском известняке.

12. IV. 1956

Центральный научно-исследовательский геологический институт,
Прага

Перевод с чешского В. Андрусовой

Геологическая карта Гуменских гор

Объяснение условных знаков

1. аллювий р. Лаборец. — 2. отложения склонов. — 3. палеогеновые конгломераты (суловские). — 4. внутрикарпатский палеоген, состоящий из песчаников и слапцев. — 5. альб — мергелистые аргиллиты с немногочисленными прослойками песчаников. — 6. доггер-апт — мергелистые известняки, часть из них с кремнями. — 7. верхний лейас (грестенские слои). — 8. нижний лейас (грестенские слои) — песчанистые известняки. — 9. рэт (кёссенские слои) — люмахеллы и мергелистые известняки. — 10. кейпер — пестрые аргиллиты с горизонтами кварцитов. — 11. светлые известняки среднего триаса. — 12. доломиты среднего и верхнего триаса. — 13. гутенштейнский известняк среднего триаса. — А-В — линия геологического разреза.

Геологический разрез Гуменскими горами

Объяснение условных знаков

1. четвертичные отложения. — 2. палеоген. — 3. альб. — 4. доггер-апт. — 5. лейас и рэт. — 6. кейпер. — 7. средний триас воообще, иногда среднетриасовый доломит. — 8. среднетриасовый светлый известняк. — 9. среднетриасовый гутенштейнский известняк.

ZDENĚK ROTH

GEOLOGIE DES HUMENNÉ-GEBIRGES IN DER OSTSLOWAKEI

Das Humenné-Gebirge tritt auffallend als eine Zone mesozoischer Gesteine südlich und südwestlich von der Stadt Humenné in der Ostslowakei auf. Seine geologische Unterschiedlichkeit von der Umgebung hat Beudant (1818) erkannt. Seine Angehörigkeit zum Mesozoikum gibt Hauer (1858, 1859) an. Zehn Jahre später hat sich mit diesem Terrain Paul (1869, 1870a, 1870b) befasst, der die Erkenntnisse bedeutend verbreitet und vertieft hat. Er hat das südlich von Hanušovce, bei der Gemeinde Podčičva auftretende Mesozoikum, auf das Hauer (1859) aufmerksam machte, für direkte westliche Fortsetzung des Humenné-Gebirges bezeichnet. Die neuesten Bohrungsforschungen (Seneš—Lešku, 1954) haben gezeigt, dass diese mesozoische Zone unter dem Neogen in östlicher Richtung fortsetzt.

Paul hat die Forschung des Humenné-Gebirges in fünf Profilen längs des Flusses und längs der über das Gebirge führenden Wege durchgeführt. Auf Grund dessen ist er zum Abschluss gekommen, dass das Humenné-Gebirge durch triadische, jurassische und kretazische Gesteine in antiklinaler, nicht vollkommen regelmässiger Lagerung, die wahrscheinlich im älteren Tertiär durch Faltung entstanden ist, gebildet wird.

Paul (1869, 1870) ist durch die Analyse zur Überzeugung gekommen, dass das Mesozoikum des Humenné-Gebirges weder dem Mesozoikum der inneren Klippenzone, in deren Richtung es sonst fällt, noch dem gemeriden Mesozoikum ähnlich ist. Er hat betont, dass es den mesozoischen Serien am nördlichen Abhang der Hohen Tatra und in der Kleinen Fatra ähnlich ist.

Uhlig (1890, 1903) hat, zum Unterschied von Paul, das Mesozoikum des Humenné-Gebirges zur inneren Klippenzone der Karpathen gezählt. Dadurch hat er einen Fehler begangen, wie es später durch Andrusov und Matějka (1929), die durch Analyse die Zugehörigkeit des Mesozoikums des Humenné-Gebirges zum Subtatrikum nachgewiesen haben, konstatiert wurde.

Strömpels (1909) Arbeit bedeutet eine Präzisierung der Vorstellung über den geologischen Bau des Humenné-Gebirges. Diese Arbeit enthält eine Reihe geologischer Profile, die durch ihre stratigraphische Auffassung einen bedeutenden Fortschritt bedeuten. Sie enthält eine einfache, von der Paulschen bedeutend abweichende geologische Karte mit wertvollen Elementen.

Als erster hat sich von den tschechoslowakischen Geologen Andrusov (1926) mit dem Problem des Humenné-Gebirges befasst. Er hat es zur inneren Klippenzone eingereiht und stratigraphisch, wie Paul (1870) zu den subtatrischen Serien der Slowakei zugegliedert. Ausführlicher ist er mit Matějka zu diesem Probleme in einer gemeinsamen Studie (Andrusov—Matějka, 1929) zurückgekehrt. Durch lithologisch-stratigraphische Analyse stellen sie die Anwesenheit der Krížna-Serie fest und setzen sie die Anwesenheit der höheren subtatrischen Serie voraus.

Eine ausführliche geologische Untersuchung des Mesozoikums des Humenné-Gebirges wurde im Jahre 1937—1938 durchgeführt. Im Jahre 1937 habe ich unter der Leitung D. Andrusovs (Kettner—Andrusov—Roth, 1938) die Kartierung des westlichen Teiles begonnen. Im Jahre 1938 habe ich die Kartierung des eigentlichen Gebirges beendet (Roth, 1940). Das Zusperren der Karls Universität durch die Okkupanten im Jahre 1939 hat mir das Bearbeiten und Publizieren verwehrt.

Im Jahre 1949 haben wir mit Matějka und Ivan gemeinsame Touren an der Peripherie des Humenné-Gebirges unternommen mit dem Ziel, uns hauptsächlich mit dem Paläogen und Neogen bekannt zu machen. Es wurden neu entdeckt und gegen Hauer

vermehrt Mesozoikumvorkommen, die im Tal der Ptava südlich von Humenné auftreten. Ursprünglich wurden sie durch Hauer (1859) beschrieben und später durch Leško (1955), der sich modern mit den jüngeren Gebilden und der Geomorphologie der Gegend befasst, ausführlicher untersucht und als Abrisse des hochtatrischen Mesozoikums beschrieben.

Beschreibung der geologischen Verhältnisse

1. Mesozoikum

A. Stratigraphie

Mitteltrias. Das älteste mesozoische Glied des Humenné-Gebirges bildet ein grobbankiger, dunkelgrauer bis schwarzer Kalkstein mit weissen Aderchen (Guttensteiner Kalk nach Andrusov und Matějka, 1929). Wir reihen ihn dem Anis zu.

Ursprünglich wurde er mit den übrigen Kalken und Dolomiten dieses Gebirges durch Hauer (1859) als Dachsteiner Kalk zusammengefasst und in Lias gelegt. Paul (1869) hat von diesem unebenbürtigen Komplex den „triadischen Dolomit" abgesondert und den Rest der Kalke und Dolomite (stellenweise auch mit Keuperlagen) „Barkokalk" (Lias) bezeichnet. Den Begriff des Barkokalkes erweiterte dann Uhlig (1891) auch auf die Kalke der mesozoischen Ružbacher Insel. Später (l. c. 1903) meinte er, dass im Barkokalk des Humenné-Gebirges auch Trias enthalten ist. Strömpl (1909) hat den Begriff „Barkokalk" auf unseren Guttensteiner Kalk reduziert. Kettner—Andrusov—Roth (1938) bezeichneten im Gegenteil als Barkokalk die jüngsten Neokomkalke aus dem durch Paul so ursprünglich bezeichneten Komplexe. Deshalb wird es besser sein diesen Termin nicht mehr zu benützen (Andrusov—Matějka, 1929, Roth, 1940).

Die ursprüngliche Mächtigkeit des Guttensteiner Kalkes beträgt in diesem Gebirge wenigstens einige Zehner Meter. Oft ist sie tektonisch durch Auswalzung oder Anschwellen geändert.

In das Hangende übergeht der Guttensteiner Kalk in einen nicht sehr mächtigen lichtgrauen Kalk. Dann folgt eine schwächere Lage grauer Dolomite, dann wiederum grauer Kalk, in welchem hie und da selten Hornsteine festgestellt wurden (Roth, 1940). Den lichten Kalk mit vereinzelten Hornsteinen könnte man als Äquivalent des Wetterstein- und Reiflinger Kalkes betrachten. Der lichte Kalk und Dolomit wird analog zum Ladin gelegt.

Diese Kalke und Dolomite bilden auch mesozoische Inselchen in der westnordwestlichen Fortsetzung des Humenné-Gebirges ausser dem Bereiche der beigefügten Karte (Leško, 1953) bis zur Gemeinde Hanušovce (Hauer, 1859, Paul, 1870, Seneš, Leško, 1954). Sie bilden den Hauptkamm des Humenné-Gebirges, eine breitere, ununterbrochene Zone auf dem südlichen Abhange zwischen den Gemeinden Krivošťany und Oreské und wurden neuestens durch Bohrungen auch östlicher unter dem Neogen angetroffen (Seneš—Leško, 1954).

Obertrias. Schon Paul (1869) hat den lichten Dolomit, der im Liegenden des karpathischen Keupers auftritt, für Trias gehalten. Die Mächtigkeit dieses Dolomites erreicht cca 100 m. In seinen höchsten Lagen findet man stellenweise einen cca 0,5 m mächtigen weisgrauen oder graubraunen Quarzit. Über dem Dolomite pflegt eine einige Meter mächtige Lage eines reinen, weissen, teilweise organogenen Kalkes entwickelt zu sein. Im mittleren und westlichen Teil des Gebirges ist dieser Kalk nur vereinzelt entwickelt.

Über dem Dolomite kommt Karpathenkeuper in einem, wahrscheinlich mehr als 100 m mächtigen Schichtenkomplex vor (Paul, 1869). Es handelt sich um kalklose, schieferige, graugrüne, lilarote, gelbliche und schwarze Tonschiefer mit Einlagen grobkörniger, gelber

oder grauer Quarzite am Übergange zum liegenden Dolomite, welcher Bänke weisser Dolomite enthält.

Rhät. Im Hangenden des Keupers treten in höchstens einige Meter mächtigen, nicht ununterbrochenen Lagen dunkelgraue, mergelige, schwach sandige, dünnbankige, mit Schalen von Brachiopoden, Muscheln und Korallen überfüllte Kalke auf. Diese Schichten hat Hauer (1859) nach der typischen Fauna als Kössener Schichten beschrieben.

Von den durch Hauer (1859) festgestellten Versteinerungen am rechten und linken Ufer des Flusses Laborec zeugen für Rhät: *Cyrtina austriaca* Suess., *Dimyopsis intusstriata* Emmr., *Ostrea (Lopha) haidingeriana* Emmr. (die Benennungen und stratigraphische Angehörigkeit wurden nach Diener, 1923, Diener—Kutassy, 1931 revidiert). Paul (1869) führt aus denselben Lokalitäten wiederum *Ostrea (Lopha) haidingeriana* Emmr. und aus der Umgebung der Burg Jasenovo (Paul, 1870b) die rhätische *Modiola minuta* Goldf. an.

Unterlias. Im Hangenden tritt in ursprünglicher Mächtigkeit von cca 100 m ein Schichtenkomplex fein- bis grobkörniger, grauer, stark kalkiger, organodetritischer (Crinoiden, Brachiopoden, vereinzelt Rostren von Belemnite) Sandsteine bis sandiger Kalke mit Einlagen dunkelgrauer und graugrüner Mergel, auf. Paul (1870b) hat diese Schichten als Grestener Schichten bezeichnet.

Oberlias. Im Hangenden der Grestener Schichten ist auf einigen Stellen rosenfarbiger, krinoider Kalk vertreten, welchen südlich von Jasenov Paul (1870b) beobachtet hat und welchen ich (Roth, 1940) mit der Hierlatz-Fazies des Lias (Matějka—Andrusov, 1931) verglichen habe. Seine Mächtigkeit beträgt höchstens einige Meter.

Dogger-Apt. Die oberen Abteilungen des Juras sind entweder mit dem oberen Schichtenkomplex verbunden, wie ursprünglich Hauer (1859), Paul (1869, 1870), später Strömpl (1909) und ich (1940) vermutet haben, von denen man sie vorläufig weder lithologisch, noch paläontologisch absondern kann, oder sie fehlen, wie Andrusov—Matějka (1929) und Kettner—Andrusov—Roth (1938) meinten. Die lithologische Entwicklung spricht eher für die erste Alternative.

Den Schichtenkomplex, welchen unserer Voraussetzung nach der Dogger bis Apt vertretet, kann man lithologisch in drei Unterabteilungen gliedern.

1. Unten sind gelblich bis grünlich lichtgraue zerschellte, etwas mergelige, weiss geaderte, dünnbankige und auch massive Kalke mit kleinen Kernen, oder feinen Linsen, nachmal auch mit grossen Anhäufungen grauer, braungelb verwitternder Hornsteine.

2. Mittlere Unterabteilung bilden mergelige (der unteren Abteilung ähnliche) hornsteinlose Knollenkalke in dünnen Bänken (ausnahmsweise bis 50 cm). Es ist wahrscheinlich, dass aus dieser Unterabteilung der *Hibolites subfusiformis* Raspail, welchen Paul (1870b) südlich von Jasenov anführt, stammt. Er bezeugt das Neokomalter (Bülow—Trummer, 1920).

3. Am höchsten sind dunkelgraue, kompakte bis feinkörnige, undeutlich geschichtete Kalke entwickelt. Sie enthalten beträchtliche Menge schwarzer Hornsteine in unregelmässigen Linsen. Es sind wenigstens teilweise Kalke, die Paul (1870b) südlich vom Jasenov und Chlmec beobachtet und zum Jura gerechnet hat. Westlich vom Laborec wurden sie erst im Jahre 1937 (Kettner—Andrusov—Roth, 1938) festgestellt.

Die Mächtigkeit der älteren zwei Unterabteilungen beträgt cca 150 m, der obersten Unterabteilung bis 50 m (Kettner—Andrusov—Roth, 1938).

In den Kalken habe ich vereinzelt Belemniten-Rostren und in der obersten Unterabteilung verhältnismässig schön erhaltene Bruchstücke von Seeigeln gefunden.

Alb-Cenoman? Im Hangenden der Kalkabteilung tritt ein wahrscheinlich über 500 m mächtiger Schichtenkomplex schieferig-mergeliger Tonschiefer auf. Er ist mit dem Kalk-

schichtenkomplexe durch einen kurzen Übergang verbunden. Es handelt sich um dunkelgraue, lichtgelbgraulich und grüngraulich verwitternde, feste, sehr feine, schwach glimmerige und sandige, flach muschelförmig absonderbare, mergelige Tonschiefer. Wie es scheint, nimmt der Sandgehalt ins Hangende zu. Auch in den unteren Teilen enthalten sie vereinzelt schwache Einlagen grauer, kalkiger Sandsteine. Die oberen Schichtenlagen beschreibt Paul (1870b) und ausführlich Leško (1955). Leško unterscheidet eine untere schieferige und obere sandsteinige Abteilung. Paul hat wahrscheinlich nur die untere Abteilung und den untersten Übergangsteil der oberen Abteilung gekannt. Leško (l. c.) betont, dass in den oberen Teilen auch eine Konglomerat- und Sandsteinentwicklung erscheint, die erste besonders östlich und südöstlich von der Burg Jasenov. Es erscheinen Bänke kalkiger, brekziöser, sandiger Konglomerate mit bis kopfgrossen Rollsteinen.

Die Rollsteine sind meistens vollkommen abgerundet. Sie werden durch aplitisch-albitischen Granit, pyroxenischen Diorit und Epidiorit und porphyrischen Mikrogranit gebildet. Von den metamorphierten Gesteinen enthalten sie stark umgewandelte Porphyrite und (kontakt) metamorphierte Sandsteine. Weiter enthalten sie triadische Kalke und Dolomite, neokome Kalke, sandige Liaskalke, rote Jurakalke, schwarze Hornsteine und quarzitische Sandsteine. Vereinzelt kommen auch andere Gesteine vor (Leško, 1955).

Nach der Beschreibung des Konglomeratmaterials urteile ich, dass es ausser von dem heutzutage unbekannten (wahrscheinlich tatriden) Kristallinikum, besonders vom subtatrischen Mesozoikum des Humenné-Gebirges geliefert wurde. Mit der Sandstein- und Konglomeratenwicklung wird wohl der mesozoische Sedimentationszyklus der subtatrischen Serie beendet.

Da Paul (1870), wie Andrusov (in Andrusov—Matějka, 1929) und Leško (1955) bestätigten, den *Mortoniceras inflatum* (Sow.) als leitende Versteinerung des oberen Gaults in den oberen Schichten der unteren Abteilung dieses Schichtenkomplexes gefunden hat, kann man auch die unteren Lagen der mergeligen Tonschiefer für Alb halten (siehe auch Andrusov, 1936).

Paul (1870b) setzte voraus, dass die stark sandige Abteilung des Schichtenkomplexes zur Oberkreide gehört. Diese Voraussetzung ist nicht nachgewiesen. Sie wurde durch Uhlig (1903), Strömpl (1909) angenommen, aber durch Andrusov—Matějka (1929), Roth (1940), so wie auch Leško (1955) nicht angenommen. Wir denken, dass die Schichten im Hangenden der unteren Abteilung höchstens die untersten Teile der Oberkreide, d. h. höchstens Cenoman, repräsentieren können.

Da die höchsten Schichten dieses Sedimentationszyklus im grossen Masse Trümmer seiner älteren Glieder enthalten und unmittelbar unter ihnen eine charakteristische Versteinerung des Oberen Gaults gefunden wurde, kann man berechtigt meinen, dass es am Ende des Gaults zu intensiven Bewegungen, Hebungen und Zerstörungen der Gesteine des Humenné-Gebirges (subherzynische Phase) gekommen ist.

B. Stratigraphisch-tektonische Angehörigkeit der mesozoischen sedimentären Serien und tektonischer Bau des Mesozoikums des Humenné-Gebirges

Wenn man Pauls (1869, 1870) Ergebnisse in die moderne Terminologie übersetzt, gehört das Mesozoikum des Humenné-Gebirges zu den subtatrischen Serien. Die Krížna-Serie ist in ihm typisch vertreten (Andrusov, 1936, Andrusov—Matějka, 1929). Die Obertrias bis Gault (Cenoman?) des Humenné-Gebirges hat alle ihre charakteristischen Zeichen. Das älteste typische Glied ist Karpathen-Keuper. In seinem Liegenden tritt Dolomit auf, der ohne Zweifel schon durch Paul (1869) mit dem Keuper verbunden wird. Im Hangenden des Keupers setz die Serie in den oberen Gault fort.

Die Krížna-Serie enthält also in diesem Gebiete zweifellos die Obertrias bis oberen Gault (vielleicht teilweise auch Cenoman). Über die Mitteltrias des Mesozoikums des Humenné-Gebirges sind Andrusov und Matějka (1929) der Ansicht, dass sie zu irgendeiner höheren subtatrischen Decke angehören. Kettner—Andrusov—Roth (1938) haben sie zur Choč-Decke eingereiht. Ich selbst (Roth, 1940) bin später zur ursprünglichen, vorsichtigeren Ansicht Andrusov und Matějkas (1929) zurückgekehrt, da ich dachte, dass kein charakteristisches Glied der Choč-Serie im Mesozoikum des Humenné-Gebirges typisch vertreten ist.

Auf den Umstand, dass die zweifellos untere subtatrische Serie (Krížna-Serie) durch die Obertrias bis Mittelkreide, die höhere subtatrische Serie, wie sie hier angegeben wird, durch Mitteltrias vertreten ist, Rücksicht nehmend, muss man noch die weitere Möglichkeit, u. zw. ob die Mitteltrias selbst nicht ein Bestandteil der Krížna-Serie ist, überprüfen.

Für die Anwesenheit der höheren subtatrischen Serie sprechen diese Umstände: 1. Der Übergang der höchsten Teile des Guttensteiner Kalkes in lichte Kalke, welche man für einen Repräsentanten des Wettersteiner Kalkes halten könte (siehe Andrusov, 1943) und 2. das Feststellen spurenhafter Anwesenheit lichter Hornsteine in diesen lichten Kalken, welche die Reiflinger Fazies andeuten.

Mit Rücksicht darauf, dass die Untertrias nicht vertreten ist, die Mitteltrias keine klar typischen Glieder der Choč-Serie besitzt, zu denen man besonders die gut entwickelten Reiflinger Kalke zählen könnte, und die Obertrias im Mesozoikum des Humenné-Gebirges nur in einer einzigen Entwicklung bekannt ist (die für die Choč-Serie typische Entwicklung der Obertrias fehlt), kann man Andrusovs und Matějkas (1929) Erläuterung nicht für sicher halten. Auf die Möglichkeit einer neuen Erläuterung kann man auch aus anderen Fakten und Gebieten (Maheľ) urteilen.

Zwei Profile haben auf Grund einer ausführlichen Forschung Roth und Andrusov im Jahre 1938 (Kettner—Andrusov—Roth, 1938) durchgeführt. Sie wurden durch Andrusov (1943) publiziert und ihrer tektonischen Auffassung nach entsprechen sie — mit dem Vorbehalt der obenerwähnten Möglichkeit, dass die Teile, welche in ihnen als ein Bestandteil der Choč-Decke bezeichnet sind, der Mitteltrias der Krížna-Serie entsprechen können — den Ergebnissen der neuen Forschung.

Da aber beide Profile sonst eine gute Vorstellung über die Sedimentationsverhältnisse des Mesozoikums darbieten, halte ich nicht für notwendig sie von neuem zu publizieren.

Wie die beigeschlossene Karte zeigt und wie auch die vorerwähnten Erwägungen über die stratigraphisch-tektonische Angehörigkeit der Mitteltrias andeuten, ist der Bau des Mesozoikums des Humenné-Gebirges kompliziert. Sein charakteristisches Zeichen ist eine reiche Längstektonik. Neben der Faltung, welche bis in nach Norden umgekippte (am nördlichen sowie auch am südlichen Abhange des Gebirges) und versenkte (nördlicher Abhang) Falten gesteigert wird, beobachtet man eine Tektonik länglicher Brüche. Stellenweise entwickelt sie sich aus dem Faltungsbau durch die Reduktion der Mittelschenkel der Falten (südlicher Abhang des Gebirges). Die länglichen Hauptbrüche haben aber nicht solchen Charakter. Man beobachtet nicht ihren Übergang in Falten. Von den Längsbrüchen ist am bedeutendsten derjenige, längs welchem auf der südlichen Seite des Gebirges die mitteltriadische Zentralzone durch ihre verschiedenen Glieder mit dem südlicher liegendem Lias bis Alb in Kontakt kommt. Dieser Bruch teilt das Gebirge in den südlichen und nördlichen Teil.

Die mitteltriadischen Kalk- und Dolomitzonen im nördlichen Abhang des Gebirges machen den Eindruck eines Kernes einer umgestürzten Antiklinale. In der westlichen Hälfte des Gebirges wird der untertauchte Kern durch Dolomit, in der östlichen Hälfte auch durch lichten Kalk gebildet. Die Versenkung des antiklinalen Kernes wird durch das Profil im

rechten Ufer des Flusses Laborec (Dolomit cca 200 m südöstlich der Burg Brekov schwimmt auf den Grestener Schichten) (siehe Andrusov, 1943) bewiesen. Den nördlichen Rand des Gebirges bilden Trias- bis Albschuppen, von denen eine jede am Süden durch einen Längsbruch abgegrenzt wird. In der östlichen Hälfte des Gebirges beobachtet man zwei Transversalstörungen (Strömpl, 1909). Die östlichere von ihnen hat im südlichen Teil den Charakter eines transversalen Bruches (siehe auch Roth, 1940).

Ausser den erwähnten mesozoischen Inselchen im Nordwestnorden und dem im Ostsüdosten im Liegenden des Pannons festgestellten Mesozoikum befinden sich die nächsten Vorkommen subtatrischer Serien im Branisko-Gebirge (Rösing, 1949), in der Umgebung von Ružbachy (Uhlig, 1886, 1891) und am nördlichen Abhange der Hohen Tatra (Passendorfer, 1951).

2. Tertiär

Mit dem Paläogen in der Umgebung des mesozoischen Gebirges hat sich Hauer (1859), Paul (1869, 1870) befasst. Durch Nummuliten-Funde in den Súľover Konglomeraten nördlich vom Humenné-Gebirge hat Paul paläogenes Alter dieser Schichten festgestellt. Andrusov und Matějka (1929) vergleichen es mit dem Podhaler Flysch und Súľover Paläogen. Am Untergrunde liegt es diskordant.

Neuestens hat sich mit diesen Schichten ausführlich Leško (1953, 1955) und Matějka (in Matějka—Leško, 1953) befasst. Mit der paläogenen Tektonik hat sich Strömpl (1909), welcher am südlichen Fusse des Gebirges einen Bruch voraussetzte, beschäftigt. Auch ich bin derselben Meinung (Roth, 1940). Sichere Beweise dafür gibt es bisher nicht. Matějka und Leško (l. c.) dokumentieren Reste des transgredierenden Paläogens am südlichen Abhange des Gebirges.

Reste neogener Gesteine wurden an der Peripherie des Gebirges nicht festgestellt.

3. Quartär

Es sind Flussterrassen des Flusses Laborec (Paul, 1869, Leško, 1955), Anschwemmungskegel, Eluvial- und Abhangslehme, Schutte und Rutschungen bekannt (Leško, 1955, Roth, 1940). Mit den geomorphologischen Verhältnissen des Gebirges hat sich Strömpl (1909) speziell befasst; auch Roth (1940), der auf eine antezedente Überwältigung der Hebung des Gebirges durch den Fluss Laborec urteilte. Die Höhlen im Tal des Laborec bei der Burg Brekov führt Roth (1940) an und sie werden dann durch Tomčík (1950) ausführlich beschrieben. Sie sind im Guttensteiner Kalk gebildet.

12. IV. 1956

Geologisches Zentralinstitut,
Prag

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Navara

Z. Roth: Geologische Karte des Humenné-Gebirges

Erläuterungen

1. Alluvium des Flusses Laborec. — 2. Abhangssedimente. — 3. Paläogene Konglomerate (Súľover). — 4. Zentralkarpathischer sandiger und schieferiger Paläogen. — 5. Alb — mergelige Tonschiefer und sporadische Sandsteineinlagen. — 6. Dogger-Apt — mergelige Kalke, teilweise hornsteinhältig. — 7. Oberlias (Hierlatz-Kalke). — 8. Unterlias (Grestener Schichten) — sandige Kalke. — 9. Rhät (Kössener Schichten) — Lumachellen und mergelige

Kalke. — 10. Keuper — bunte Tonschiefer mit Quarzitlagen. — 11. Mitteltriadische lichte Kalke. — 12. Mittel- bis obertriadische Dolomite. — 13. Mitteltriadische Guttensteiner Kalke. — A — B. Lage des geologischen Profils.

Geologisches Profil des Humenné-Gebirges

Erläuterungen

1. Quartär. — 2. Paläogen. — 3. Alb. — 4. Dogger-Apt. — 5. Lias und Rhät. — 6. Keuper. — 7. Mitteltrias gesamt, beziehungsweise mitteltriadischer Dolomit. — 8. Mitteltriadischer lichter Kalk. — 9. Mitteltriadischer Guttensteiner Kalk.

JÁN BYSTRICKÝ

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII VEĽKEJ FATRY

Náčrt geologických pomerov skupiny Kľaku (kóta 1395) a Borišov—Javorina—Veľký Rakytov

(Tab. I—III, ruské a nemecké resumé)

Po niekoľkoročnej prestávke naskytla sa mi roku 1955 opäť možnosť pokračovať v štúdiu geologickej stavby Veľkej Fatry. Tento raz bolo mojou úlohou zostaviť prehľadnú geologickú mapu Veľkej Fatry pre list Banská Bystrica 1 : 200 000. Je pochopiteľné, že zostavenie novej, hoc aj veľmi prehľadnej geologickej mapy celého tak rozsiahleho, ťažko prístupného a zo značnej časti ešte geologicky nemapovaného územia je za jednu mapovaciu sezónu prakticky neuskutočniteľné. Preto som sa v prvom rade venoval takým oblastiam Veľkej Fatry, ktoré od polovice minulého storočia neboli ešte nanovo mapované, alebo ktoré dnešným poznatkom geológie Karpát už nevyhovujú. Tým som sa snažil vyplniť medzery, ktoré zostali po geologickom zmapovaní východnej časti Veľkej Fatry (údolia Revúcej) Matějkom, juhozápadnej časti (list Mošovce) Ilavským—Červeňovou a severozápadnej časti autorom tejto zprávy.

Pretože v dohľadnom čase pre naliehavosť iných úloh budem musieť začatú prácu opäť prerušiť, pokladám za potrebné podať teraz aspoň stručný náčrt geologických pomerov tých častí Veľkej Fatry, o ktorých doposiaľ s výnimkou zpráv Dionýza Štúra (1868) nemáme bližších dát, i keď v rôznych názoroch na geologickú stavbu Západných Karpát hrali nie podradnú úlohu (Matějka—Andrusov, 1931, Spengler, 1937).

Pri tej príležitosti sa musím zmieniť aj o topografických podkladoch. Hoc pri prehľadnom geologickom mapovaní do meradle 1 : 200 000 som používal topografické podklady 1 : 25 000, geologická mapa je značne schematická. Vyplýva to jednak už z vlastnej metodiky mapovania pre toto meradlo, hlavne však z nespoľahlivosti topografických podkladov 1 : 25 000. Tieto zastaralé topografické podklady Rakúsko-uhorskej monarchie sú v početných oblastiach Veľkej Fatry absolútne nevyhovujúce. Duplicita rázsoch, výškové rozdiely proti skutočnosti až o 80 m, prirodzene, značne skresľujú priebeh a mocnosť jednotlivých súvrství a dislokácií. Z tohto dôvodu sa muselo od podrobnejšieho mapovania niektorých zložitejších úsekov upustiť. S podrobnejším mapovaním Veľkej Fatry bude možno teda začať až po zhotovení nových presnejších topografických podkladov.

ÚVOD

Výsledky geologického mapovania, ktoré tu podávam, nadväzujú priamo na poznatky predchádzajúcich autorov, predovšetkým Matějku, ktorý svojimi prácami položil stratigrafiu a tektoniku Veľkej Fatry na úplne nové základy. Pre nedostatok vlastných paleontologických nálezov musím sa

pridržiavať stratigrafického začleňovania jednotlivých súvrství tak, ako ich podáva Matějka (1927b, 1931a, 1931b, 1931c), resp. Andrusov (1931, 1932). *Iba čo sa týka stratigrafie triasu „šiprúnskej série" a potom aj jej tektonickej interpretácie sa s Matějkovými názormi nezhodujem.*

Matějka (1927a, 1927b, 1931a, 1931b, 1931c) vysvetľuje „šiprúnsku sériu" ako sedimentárny obal neznámeho krystalinika nízkotatranského pásma, ktorý bol presunujúcimi sa masami subtatranských príkrovov odtrhnutý od svojej sedimentačnej oblasti a ako mohutný tatridný príkrov sunutý ďaleko na sever cez pásmo ľubochnianske až do pásma vysokotatranského — do Malej Fatry. Pri tomto presúvaní mezozoických más subtatrika podľahol úplnému vyvlečeniu v tých častiach ľubochnianskeho masívu, ktoré boli najviac exponované ich deštruktívnej činnosti. Preto sa jeho vystupovanie obmedzuje najmä na severné svahy ľubochnianskeho masívu, na akési „tektonické závetrie", kde malo dôjsť k jeho nahromadeniu.

Novšími pozorovaniami, predovšetkým v oblastiach, ktoré autor „šiprúnskej série" osobne nepoznal (opieral sa čisto o staršie literárne dáta), dochádzam k názoru, že „šiprúnska séria" je iba vyššou časťou sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu i masívu Malej Fatry. Nemá vyvinutý spodný a stredný trias a v oboch masívoch začína kremencovým súvrstvím vrchného triasu (keuperu), na ktorom nasleduje kompletný vrstevný sled lias-alb, tak ako ho opisuje Matějka. *Na kryštalickom jadre ľubochnianskeho masívu a v podloží krížňanského príkrovu vystupuje teda len jedna séria — sedimentárny obal.* Jeho vystupovanie sa neobmedzuje len na svahy severné, ale lemujúc ľubochniansky žulový masív takmer zo všetkých strán, vystupuje ešte južne od ľubochnianskeho masívu v tektonických oknách v hornej časti Belanskej a Necpalskej doliny.

STRATIGRAFICKÝ PREHĽAD

Centrom Veľkej Fatry je *ľubochniansky žulový masív*, ktorý ako mohutná kupoľa, preťatá od severu na juh Ľubochnianskou dolinou, ponára sa na všetky strany pod sedimenty svojho obalu, resp. (na jz. okraji) priamo pod vyššie členy krížňanského príkrovu. Maximum vyklenutia prebieha približne v línii Lipová Vyšná (kóta 1221)—Smrekovica (kóta 1448). Na juh zasahuje v Ľubochnianskej doline takmer až k horárni Vyšný Tajch, na sever k Roztrhnutému mostu, kde na Stúpeckom grúni (kóta 927) vystupuje ešte jeho najsevernejší výbežok. Na západe sa ponára pod sedimentárny obal (oblasť Katovej skaly pri Sklabinskom Podzámku), na juhozápade pod krížňanský príkrov.

Spodný trias

Spodný trias sa v ničom nelíši od spodného triasu sedimentárneho obalu Malej Fatry a Ľubochnianskeho masívu v údolí Revúcej, opísaného naposledy M a t ě j k o m (1927b, 1931a, b, c). Aj tu ako na severných, tak aj na južných svahoch Ľubochnianskeho masívu (skupina Kľaku, Jarabinská skala, Perušín) vystupujú vo vyšších partiách kremencového súvrstvia polohy pestrých sliednatých bridlíc, ktoré tak vytvárajú prechod do bridličnatého komplexu, označovaného všeobecne ako verfénske bridlice. V najvyššej časti verfénskych vrstiev sa lokálne objavujú šedé i svetlošedé a žltkasté bunkovité vápence, ktorými spodnotriasové súvrstvie končí.

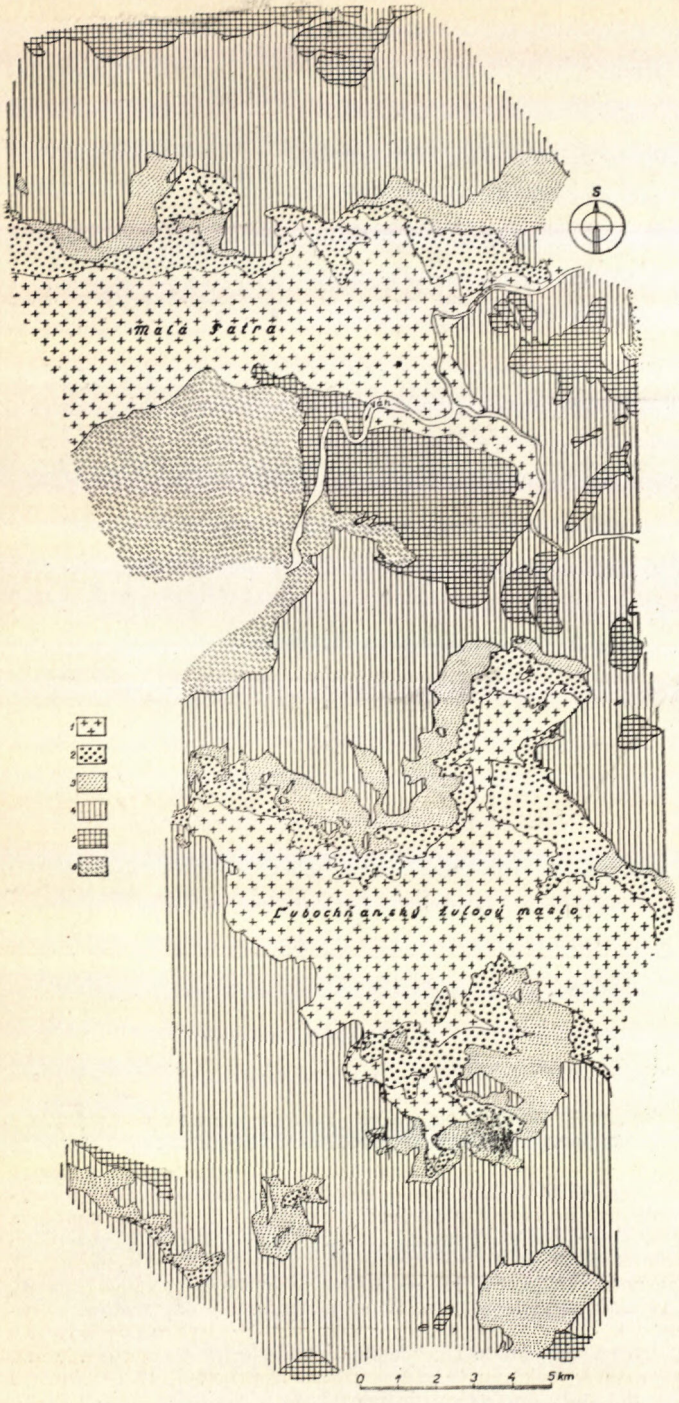
Spodný trias sedimentárneho obalu lemuje žulový masív skupiny Kľaku po celej dĺžke jeho severných svahov a prebieha v neprerušenom pruhu z južných svahov Katovej skaly a Brložnice cez hrebeň Kľaku do Ľubochnianskej doliny na Chmelinec a na severné svahy Stupeckého grúňa. Po krátkom prerušení na sz. svahu Nemeckého kopca, kde dochádza k tektonickému vyvlečeniu celého sedimentárneho obalu, vystupuje opäť v údolí Serpiarka, odkiaľ cez Pálenicu prebieha na západné a južné svahy Chovanovej Murinky do sedla Prislop. Stade klesá do doliny Rektorovej (po severnom svahu Čierneho vrchu), jednak cez Konské pokračuje po južných svahoch Čierneho vrchu (kóta 1322) na hrebeň Smrekovice (na juhozápad od nižšieho vrchola Šiprúňa, kóty 1445).

Na južných svahoch Ľubochnianskeho masívu sa s ním stretávame predovšetkým na južných, menej na severných svahoch Perušína a potom na severnom svahu Jarabinskej skaly, odkiaľ klesá do Ľubochnianskej doliny a jej ľavého prítoku — údolia Kornutovej. Na pravom brehu Ľubochnianky vystupuje ako súvislý pruh, ktorý prebieha po západných svahoch Tmavej do doliny Veľkého Rakytova. Najjužnejší výbežok Ľubochnianskeho žulového masívu je lemovaný spodným triasom hlavne od severu. V jeho južnom cípe vystupuje už len ako malý vankúš na ľavom svahu Ľubochnianskej doliny proti horárni Vyšný Tajch.

V tektonických oknách v Belanskej a v Necpalskej doline spodný trias sedimentárneho obalu nikde nevystupuje na povrch.

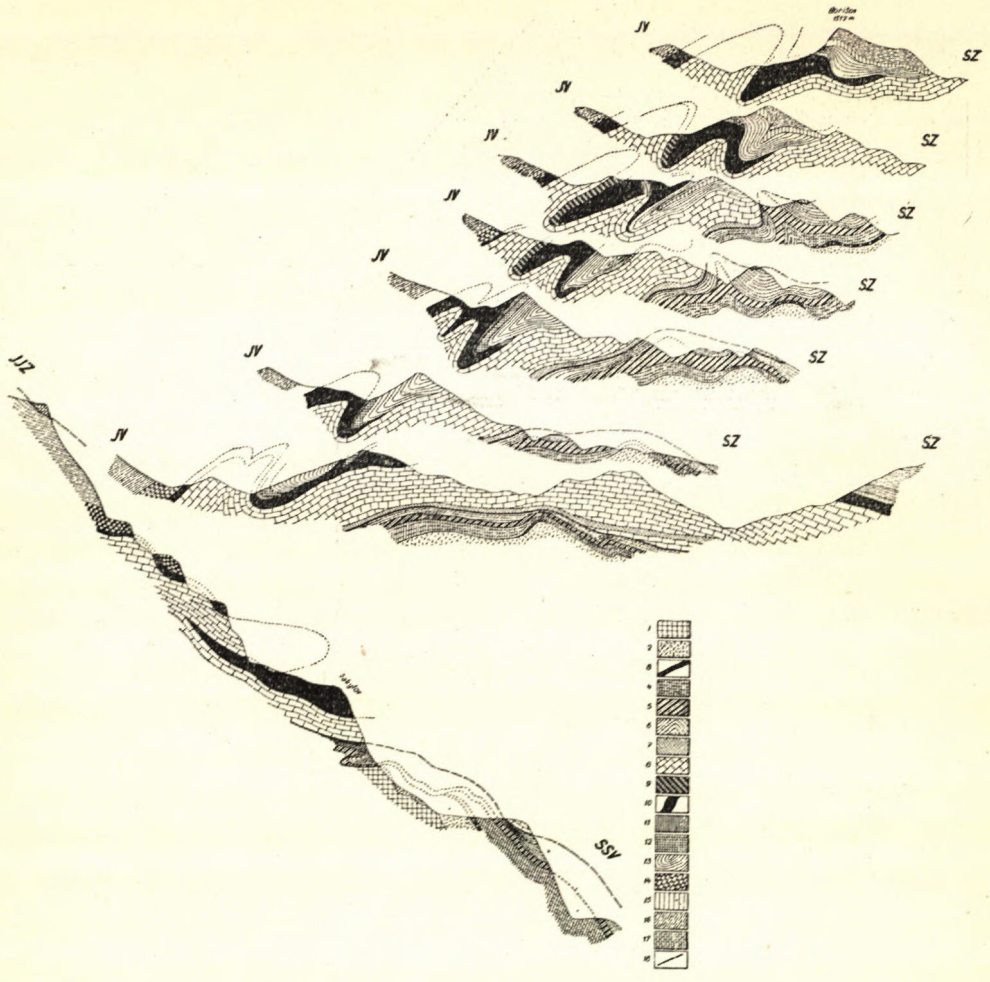
Stredný trias

Začína *tmavými až čiernymi vápencami*, ktoré nemajú biele žilkovanie, charakteristické pre guttensteinské vápence, ale *obsahujú polohy a preplástky čiernych bridlíc.* Vápence s bridlicami tohto druhu sa doposiaľ zistili iba na ojedinelých lokalitách (severný a južný svah Jarabinskej skaly). Aj *tmavé vápence*, ktoré by sa mohli pokladať za ekvivalent guttensteinských vápencov, *sú na báze stredného triasu pomerne vzácne.* Oveľa častejšie sa s nimi stretávame voľačo vyššie, v mohutnom dolomitovom komplexe, kde vytvárajú tu slabšie, tam silnejšie polohy. Sú lavicovité, po prípade až doskovité (Jarabinská skala, Tmavá, Necpalská dolina).



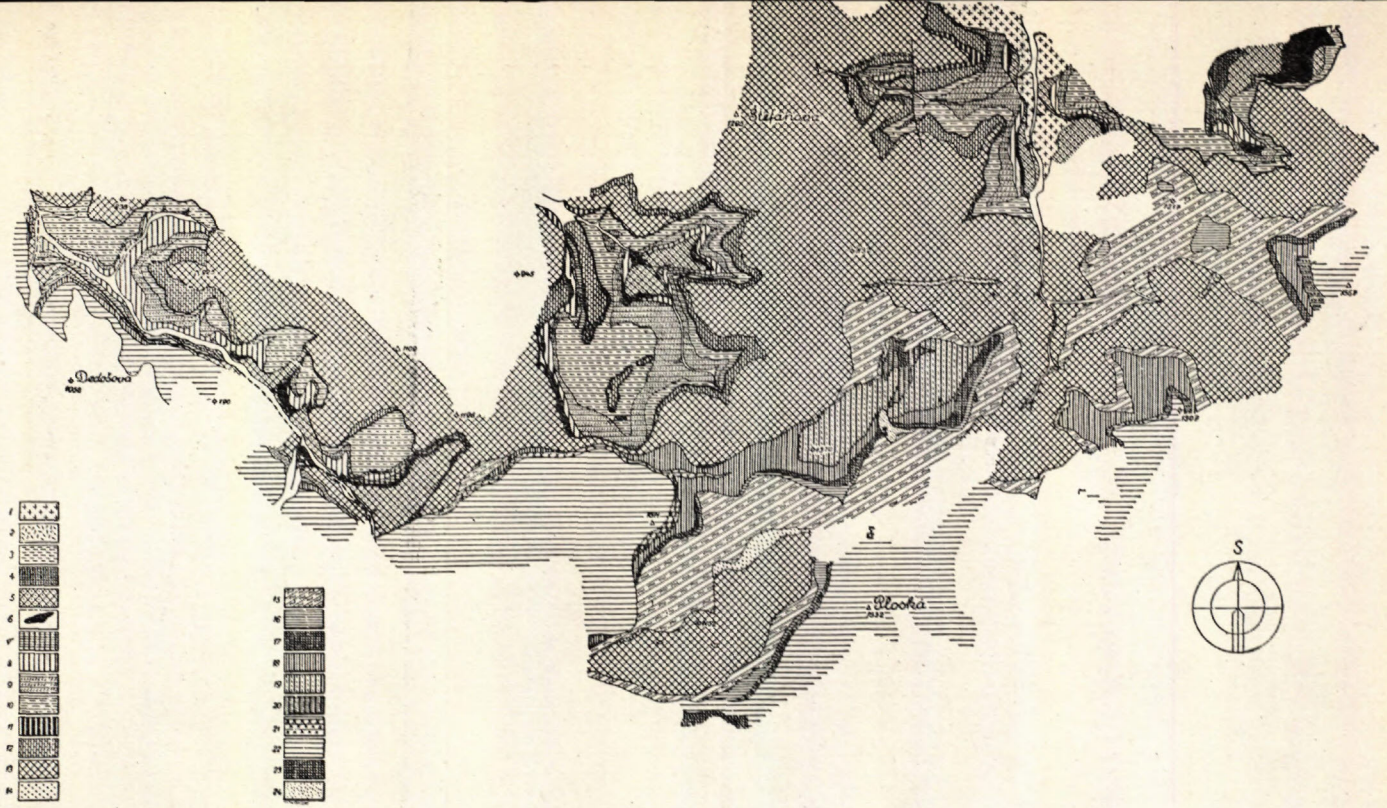
Obr. 1. Tektonická skica Veľkej a Malej Fatry

1 — kryštalické jadrá, 2 — spodný a stredný trias sedimentárneho obalu, 3 — vrchný trias-alb sedimentárneho obalu („šiprúnska séria" v zmysle Matějkovom), 4 — krížňanský príkrov, 5 — chočský príkrov, 6 — treťohorná výplň Turčianskej kotliny.



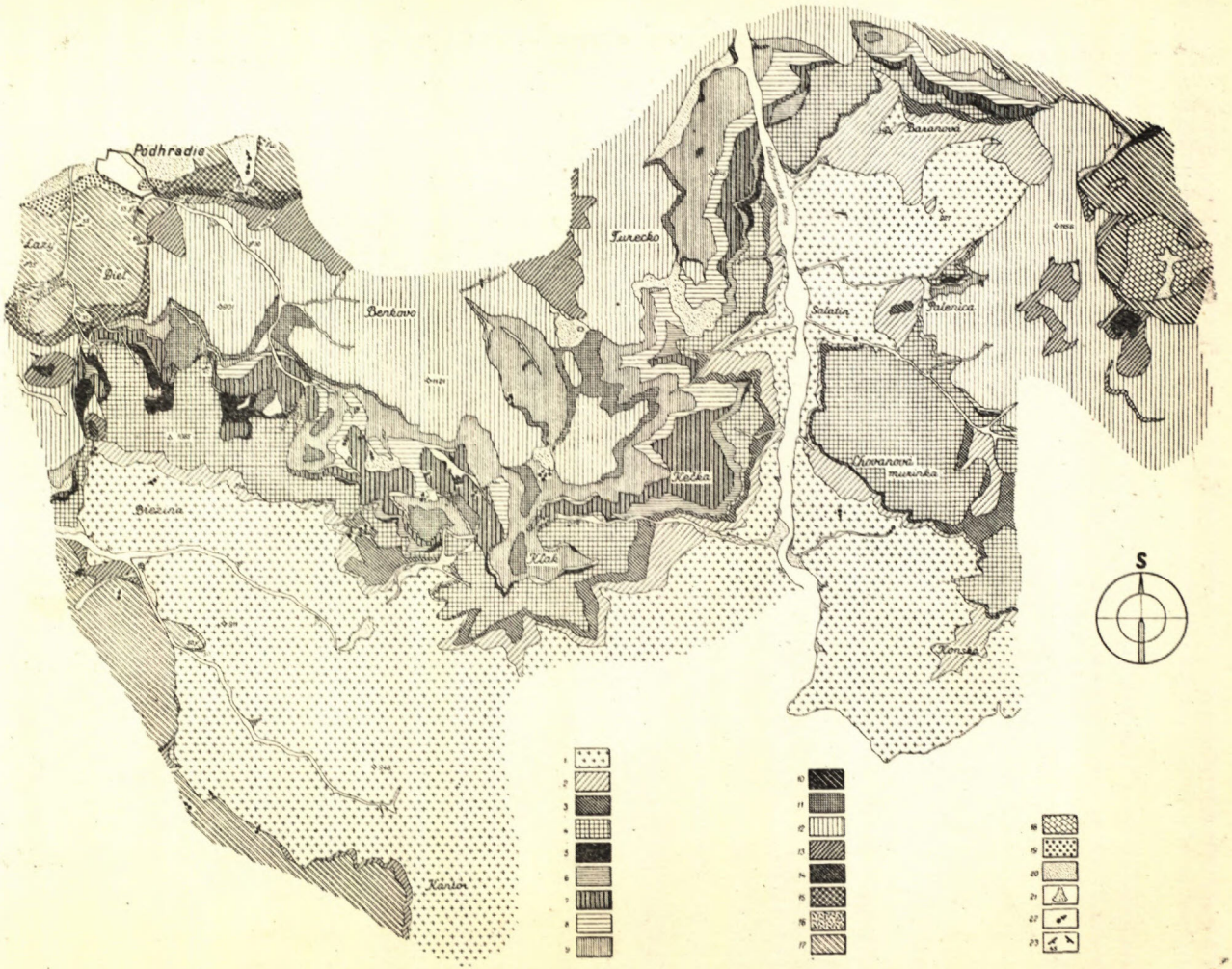
Obr. 2. Geologické profily centrálnou časťou Veľkej Fatry medzi Borišovom (kóta 1517) a Rakytovom (kóta 1567)

1 — guttensteinské vápence, 2 — dolomity stredného triasu, 3 — kremence a pestré bridlice vrchného triasu, 4 — škvrnité bridlice a vápence vrchného liasu, 5 — šedé rohovcové vápence neokómu, 6 — slienité bridlice a pieskovce neokóm-alb (1—6: sedimentárny obal ľubochnianskeho masívu), 7 — guttensteinské vápence, 8 — dolomity stredného triasu, 9 — lunzské pieskovce a bridlice, 10 — pestré bridlice, kremence a pieskovce, „keuperdolomity" vrchného triasu (keuperu), 11 — tmavé vápence a bridlice rhaetu, 12 — krinoidové a oolitické vápence spodného liasu, 13 — škvrnité slienité bridlice a vápence, šedé lavicovité vápence s rohovcami vrchného liasu, 14 — tmavošedé vápence a slienité bridlice rhaet-liasu, 15 — zelenkasté i červenkasté radiolarity doggeru—malmu, 16 — šedé slienité bridlice a vápence neokómu (7—16: krížňanský príkrov), 17 — vápence a dolomity chočského príkrovu.



Obr. 3. Veľká Fatra. Náčrt geologických pomerov centrálnej časti Veľkej Fatry

1 — žula, 2 kremence, 3 — pestré bridlice verfénu, 4 — guttensteinské vápence, 5 — dolomity stredného triasu, 6 — kremence a pestré bridlice keuperu, 7 — piesčité a krinoidové vápence spodného liasu, 8 — škvrnité slienité bridlice a vápence vrchného liasu, 9 — šedé rohovcové vápence neokómu, 10 — slienité bridlice a vápenité pieskovce — neokóm-alb (2—10: sedimentárny obal ľubochnianskeho masívu, 6—10: „šiprúnska séria" v zmysle Matějkovom), 11 — pestré bridlice a kremence spodného triasu, 12 — guttensteinské vápence, 13 — dolomity stredného a vrchného triasu, 14 — lunzské pieskovce, 15 — pestré bridlice keuperu, 16 — tmavé vápence a bridlice rhaetu, 17 — krinoidové vápence bazálneho liasu, 18 — škvrnité sliene a vápence liasu, 19 — šedé lavicovité vápence s rohovcami liasu, 20 — hrubolavicovité rohovcové vápence liasu, 21 — radiolarity doggeru—malmu, 22 — šedé slienité vápence a bridlice neokómu (11—22: krížňanský príkrov), 23 — guttensteinské vápence a dolomity stredného triasu chočského príkrovu, 24 — hlina, sutina.



Obr. 4. Veľká Fatra. Náčrt geologických pomerov skupiny Kľaku

Vysvetlivky na str. 43

1 — žula, 2 — kremence, 3 — pestré bridlice verfénu (2—3: spodný trias), 4 — dolomity a vápence stredného triasu, 5 — kremence a pestré bridlice vrchného triasu, 6 — piesčité a krinoidové vápence spodného liasu, 7 — škvrnité slienité bridlice a vápence vrchného liasu, 8 — šedé lavicovité vápence s rohovcami neokómu, 9 — slienité bridlice, vo vrchnej časti vápenité pieskovce neokóm—alb (2—9: sedimentárny obal ľubochnianskeho masívu, 5—9: „šiprúnska séria" v zmysle Matějkovom), 10 — pestré bridlice a kremence spodného triasu, 11 — guttensteinské vápence, 12 — dolomity stredného triasu, 13 — pestré bridlice keuperu, 14 — tmavé vápence a bridlice rhaetu, 15 — škvrnité slienité bridlice a vápence liasu, 16 — zelenkasté i červenkasté radiolarity doggeru—malmu, 17 — šedé slienité bridlice a vápence neokómu (10—17: krížňanský príkrov), 18 — vápence a dolomity stredného triasu chočského príkrovu, 19 — numulitové vápence bazálneho paleogénu, 20 — hlina, sutina, 21 — dejekčné kužele, 22 — pramene, 23 — smer a sklon vrstiev.

Najmohutnejším súvrstvím stredného triasu sú dolomity a dolomitické vápence šedé, lavicovité, ktoré sa nelíšia od strednotriasových dolomitov krížňanského príkrovu. Sporadicky vystupujú v nich polohy dolomitov ružových až červenkastých (severný svah Jarabinskej skaly, Belanská dolina), po prípade dolomitov svetlých so zvyškami pôvodnej oolitickej štruktúry, ktoré sa prejavujú ako tmavé smuhy vo svetlej dolomitovej mase (Osnica).

Podrobnejšie rozdelenie stredného triasu je neobyčajne ťažké a pri nedostatku skamenelín, ktorým sa vyznačuje, toho času je neuskutočniteľné. Rozdelenie na anis a ladin, ktoré sa opiera o faciálne rozdiely (anis — tmavé vápence, ladin-dolomity), pre striedanie vápencov s dolomitmi nie je možné. Preto v prehľadnej mape komplex vápencov a dolomitov označujem sumárne ako stredný trias bez podrobnejšieho členenia.[1]

Na severných svahoch ľubochnianskeho masívu vystupuje stredný trias sedimentárneho obalu v podobe mohutného pruhu, ktorý začína v doline Kantor na svahoch Katovej skaly a prebieha Brložnicou (kóta 1085) na jz. svahy Hutkovej, na Košariská a odtiaľ na hrebeň Kľaku. Z hrebeňa Kľaku klesá do Ľubochnianskej doliny (Chmelinec) a po južných svahoch Kutnikovho kopca zasahuje až na Baranovú v údolí Kračkov, kde z príčin spomenutých v predošlom odseku končí. Objavuje sa znovu až v údolí Serpiarka, Pálenicou prebieha do údolia Salatín, budujúc hlavnú masu Chovanskej Murinky. Z Rektorovej siaha po svahoch Čierneho vrchu na kótu 1389, ako aj na západné svahy kóty 1370 a nižšieho vrchola Šiprúňa, kóty 1445!

V južnej časti ľubochnianskeho masívu vystupuje stredný trias sedimentárneho obalu, zvlášť mohutne vyvinutý na svahoch Perušína, Jarabinskej skaly a Tmavej, kde vytvára strmé skalnaté svahy. Z Tmavej pokračuje na južné svahy Dvoriská a do údolia Veľkého

---

[1] Matějka (1931a, 1931b) konštatuje to isté v doline Revúcej, kde tmavé vápence stredného triasu sedimentárneho obalu kladie k anisu s „?" (1931a, str. 49) a dolomity k ladinu s „?" (1931b, str. 263). Dolomity však tu majú podľa neho oveľa menšiu mocnosť než vápence, čo vysvetľuje denudáciou pred transgresiou liasu. Naproti tomu, ako vyplýva z toho, čo sme uviedli vyššie, v Ľubochnianskej doline majú v strednom triase obalu prevahu dolomity a dolomitické vápence. Pomer vápencov a dolomitov v strednom triase je otázkou dolomitizácie, ktorá sa neobmedzuje len na ladin, ale s veľkou pravdepodobnosťou zasahuje aj hlboko do anisu.

Rakytova, kde v jeho ľavom prítoku končí. V menej súvislom pruhu lemuje najjužnejší cíp ľubochnianskeho masívu po oboch stranách Ľubochnianskej doliny až k Vyšnému Tajchu.

V tektonickom okne v hornej časti Belanskej doliny vystupuje stredný trias sedimentárneho obalu ako jadro antiklinály. Podobne je tomu v Necpalskej doline na svahoch Prielaštína a na ľavom brehu potoka, kde sa vynára na povrch ako najspodnejší člen sedimentárneho obalu.

Vrchný trias

Je zastúpený kremencovým súvrstvím s polohami červených bridlíc. M a t ě j k a (1927b, 1931a, b) ho kladie vo Veľkej Fatre k spodnému triasu „šiprúnskej série", hoci totožné súvrstvie v Malej Fatre, ktoré spočiatku (1930) pokladal taktiež za spodnotriasové, pričleňuje neskoršie (1931a) už k vrchnému triasu „šiprúnskej série", respektíve (1935) k vrchnému triasu (keuperu) „spodnej digitácie križňanského príkrovu". Tým sa teda približuje k názoru V. U h l i g a (1902), ktorý, pokladajúc ho za „lunzské pieskovce", podáva veľmi výstižne aj jeho charakteristiku (1902, str. 523): „... lunzské pieskovce, ktoré majú petrografický charakter skoro úplne zhodný s pieskovcami pestrého keuperu. Sú iba hrubo lavicovitejšie a kremitejšie, čím sa zase viac-menej podobajú kremencom permským" (dnes všeobecne kladeným k spodnému triasu). Ide tu teda, ako uvádza v ďalšom, „o ten druh lunzských pieskovcov, aký konštatoval Š t ú r (1868, str. 395) v ľubochnianskom pohorí".

Pričlenenie spomenutého súvrstvia k vrchnému triasu (keuperu) urobili vo Veľkej Fatre správne už I l a v s k ý — Č e r v e ň o v á (1952), nevediac, pravda, že uvedené súvrstvie patrí k sedimentárnemu obalu ľubochnianskeho masívu, ale pokladali ho za keuper tzv. „vnútornej digitácie križňanského príkrovu". Jeho pričlenenie k báze liasu, ktoré som nadhodil (1955), po novších pozorovaniach sa vylučuje, o čom presvedčivo hovoria polohy červených bridlíc, ktoré v ňom vytvárajú na početných lokalitách tu slabšie, tam silnejšie polohy. Úplná zhoda kremencového súvrstvia sedimentárneho obalu Malej Fatry s kremencovým súvrstvím tejže série v ľubochnianskom masíve, ako aj jeho rovnaká pozícia medzi stredným triasom a bazálnym liasom poukazuje, že v oboch pohoriach ide o jedno a to isté súvrstvie, ktorého vrchnotriasový vek je najpravdepodobnejší.[2]

Vrchný trias sedimentárneho obalu má vo Veľkej Fatre celkove malú mocnosť dosahujúc cca 10 m a jeho vystupovanie má charakter pretiahnu-

[2] K sedimentárnemu obalu Malej Fatry možno počítať aj vrchný trias (keuper), ako aj celé súvrstvie v jeho nadloží, vystupujúce na severných svahoch Kriváňa (kóta 1711) a v Belskej doline, ktoré M a t ě j k a (1935, str. 77) kladie k „spodnej digitácii križňanského príkrovu". Jeho vývoj, pozícia ako celé súvrstvie tejto „digitácie" sa natoľko zhoduje s vývojom vrchného triasu a ostatných vyšších členov sedimentárneho obalu (Matějkovej „šiprúnskej série") východnej časti Malej Fatry, že ju možno pokladať za sedimentárny obal Malej Fatry, ktorý sem zasahuje z jej východnej časti.

tých šošoviek. V rovnakej pozícii a v rovnakom vývoji vystupuje po celom severnom a južnom svahu ľubochnianskeho masívu, ako aj v tektonických oknách v Belanskej a Necpalskej doline.

Lias[3]

V sedimentárnom obale ľubochnianskeho masívu sa nikde nekonštatovali vápence rhaetu. Na vrchnom triase spočíva lias transgresívne. Nateraz ho bolo možné rozdeliť na dva oddiely, tak ako to urobil svojho času Matějka (1927b, 1931), a to na: a) spodný (hetange-sinemur), b) vrchný (lotharing-toarc) (?aalén).

Spodný lias spočíva na vrchnom triase transgresívne, začínajúc tmavošedými i šedými vápencami, ktoré obsahujú početné úlomky detritického kremeňa. Vyššie vystupujú šedé i tmavošedé vápence krinoidové, sčasti oolitické, v ktorých sa miestami (severný svah Brložnice, kóta 1008) vyskytujú polohy lavicovitých vápencov ružovkastých i červenkastých s krinoidmi a lumachellové vápence, po prípade aj polohy vápencov svetlých, svetlošedých s krinoidmi (Kľak, severný svah kóty 1008, Jarabinská skala) a svetlošedé lavicovité vápence s ojedinelými šedými hľúzkami rohovcov (Jarabinská skala, východný svah Kečky). V niektorých prípadoch červenkasté krinoidové vápence a svetlé lavicovité vápence zastupujú celú vrchnú časť spodného liasu (Jarabinská skala, Šiprúň-kóta 1445, Necpalská dolina, Belanská dolina), pričom ich stratigrafický rozsah nebolo možné nateraz presnejšie zistiť.[4]

Vrchný lias je vyvinutý v oveľa monotónnejšom súvrství šedých i tmavošedých škvrnitých slienitých bridlíc, ktoré vo vyšších častiach obsahujú vložky lavicovitých tmavých škvrnitých vápencov. V najvyššej časti tohto monotónneho, na skameneliny chudobného a miestami intenzívnejšie pyritizovaného súvrstvia sa objavujú lokálne polohy tenko lavicovitých tmavých špongiových hornín, ktoré sa striedajú s čiernymi bridlicami. I keď sa o veku tohto súvrstvia nateraz nemožno pre nedostatok skamenelín vyslo-

---

[3] Matějka (1927b, 1931b) okrem liasu „šiprúnskej série" uvádza z ľubochnianskeho masívu aj lias „sedimentárneho obalu". Tento lias sa vyskytuje len na jednej lokalite, nižšom vrchole Šiprúňa (kóta 1445), kde má spočívať na dolomitoch stredného triasu transgresívne. Avšak, ako som už uviedol na inom mieste (Bystrický, 1956), v podloží liasu nižšieho vrcholu Šiprúňa (kóta 1445) vystupujú kremence, zhodné s kremencami uvádzanými Matějkom zo „šiprúnskej série". Preto pokladám lias nižšieho vrcholu Šiprúňa (kóta 1445) za lias „šiprúnskej série", ktorý sa ani svojím vývojom nevymyká z rámca faciálnej pestrosti spodného liasu tejto série. A tak v nadloží kryštalického jadra ľubochnianskeho masívu a v podloží krížňanského príkrovu máme vyvinuté len jedno liasové súvrstvie, ktoré v dôsledku ponímania „šiprúnskej série" za vyššiu časť sedimentárneho obalu patrí teda sedimentárnemu obalu ľubochnianskeho masívu.

[4] Matějka (1927, str. 534; 1931b, str. 268) pripúšťa, že vápence kóty 1445 zasahujú až do vrchného liasu, po prípade až do doggeru.

viť, zdá sa, že názor Andrusovov (1932) o ich príslušnosti k toarciénu-?aaleniénu je pravdepodobnejší než Matějkov (1931c), ktorý ich pokladá za doggerské. So špongiovými horninami liasu sedimentárneho obalu sa stretávame vo Veľkej Fatre pomerne zriedka a aj to iba v južnej časti ľubochnianskeho masívu v doline Belanskej a v údolí Blatnej.

Lias sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu pripomína svojimi škvrnitými slieňmi a vápencami do značnej miery lias spodného subtatranského príkrovu. Avšak lias spodného subtatranského príkrovu je v porovnaní s liasom sedimentárneho obalu faciálne oveľa pestrejší.

Výskyt liasu sedimentárneho obalu je na severných svahoch ľubochnianskeho masívu (skupina Kľaku) celkom pravidelný, i keď miestami jeho ohraničenie proti dosť podobným slienitým bridliciam neokómu je značne ťažké. V sv. časti ľubochnianskeho masívu vystupuje lias jedine na severnom svahu Pálenice a v slabých útržkoch v doline Salatín, na svahoch Čierneho vrchu. V úseku medzi prameništom Bystrého potoka a nižším vrcholom Šiprúňa nikde nevystupuje na povrch. Tu sa strednotriasové dolomity sedimentárneho obalu stýkajú tektonicky priamo so slienitými bridlicami s polohami pieskovcov neokómu, iba sem-tam sa objavujú medzi stredným triasom a neokómom slabé útržky vrchného triasu.

Na južných svahoch ľubochnianskeho masívu vystupuje lias na severných a južných svahoch Perušína, odkiaľ údolím Blatná prechádza na svahy Tmavej a Dvoriská až do údolia Veľkého Rakytova a jeho ľavého prítoku. Na Jarabinskej skale lemuje vrchol kóty 1204 (kryhu rohovcových vápencov neokómu), jednak ako malá kryha, tektonicky spočívajúca priamo na spodnom triase, buduje malý kopček na hrebeni Jarabinskej skaly — na západ od sedla kóty 1130. V najjužnejšom cípe ľubochnianskeho masívu vystupuje na oboch svahoch Ľubochnianskej doliny a v hornej časti jej ľavého prítoku — v Štefanovej Vyšnej — na západ od dislokácie smeru S/J.

V Belanskej doline lemuje, pokiaľ tu nie sú zastúpené kremence vrchného triasu, antiklinálu dolomitov stredného triasu a na pravých svahoch potoka Borišovec. V Necpalskej doline sa vystupovanie liasu obmedzuje predovšetkým na svahy Prielaštína, menej na ľavý breh potoka a zasahuje až na severné svahy Dedošovej.

Dogger—malm

Toto málo mocné (cca 5 m), ale faciálne veľmi výrazné súvrstvie vystupuje v obalovej sérii ľubochnianskeho masívu iba na jeho južných svahoch. Doposiaľ bolo zistené iba na pravých svahoch doliny Blatná, na južných svahoch Dvoriská a na pravom brehu Ľubochnianskej doliny na juh od kóty 1031. Najkrajšie odkryvy sa však nachádzajú v Belanskej doline.

Dogger je vyvinutý v podobe šedých, zelenkastých lavicovitých vápencov so zelenkastými rohovcami, malm ako ružovkasté lavicovité vápence, po prípade červené i ružovkasté lavicovité vápence s lavičkami a šošovkami sýto červených rohovcov, ktoré sa striedajú s polohami červených bridlíc. Pretože súvrstvie dogger—malm vystupuje na báze stien budovaných rohovcovými vápencami neokómu, je jeho spodná hranica pre značné zasutenie

nepozorovateľná. Horná hranica proti rohovcovým vápencom neokómu je prevažne ostrá a prechod veľmi rýchly. V pekných profiloch na svahoch Belanskej doliny sa prechod malmu do neokómu prejavuje ako prstovité prelínanie červených vápencov s červenými rohovcami a svetlošedých lavicovitých vápencov s čiernymi rohovcami neokómu. Oba druhy vápencov neprechádzajú do seba teda len vertikálne, ale aj laterálne, takže v jednej a tej istej lavici šedých vápencov vystupujú vedľa seba šošovky sýto červených rohovcov, charakteristických pre malm, a čiernych rohovcov, charakteristických pre vápence neokómu. Avšak z tohto prechodného súvrstvia ani priamo z jeho tesného nadložia sa mi nepodarilo zistiť *Calpionelly*, spomínané z údolia Revúcej Matějkom (1931b).

Spodná krieda

Najtypickejším súvrstvím sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu sú šedé, svetlošedé, miestami aj tmavošedé lavicovité vápence, obyčajne silne detailne zvrásnené, ktoré obsahujú lavičky a šošovky čiernych rohovcov. Medzi jednotlivé lavice sa sem-tam vkladajú preplástky šedých slienitých bridlíc. Súvrstvie rohovcových vápencov neokómu dosahuje cca 30—40 m mocnosti a vytvára strmé steny, ktoré možno sledovať na značné vzdialenosti. Tým sa stáva akýmsi vedúcim horizontom, ktorý nám umožňuje odlíšenie škvrnitých slienitých bridlíc liasu od dosť podobných slienitých bridlíc spodnej kriedy, ktoré vytvárajú nadložie spomenutých rohovcových vápencov. Smerom do nadložia slienité bridlice obsahujú polohy vápenitých pieskovcov, ktoré potom budujú celú najvyššiu časť spodnej kriedy a patria pravdepodobne už albu (Matějka 1927, 1931).

Na severných svahoch ľubochnianskeho masívu priebeh neokómu-albu je celkom pravidelný. Z južných svahov Katovej skaly a z oblasti na sever od sedla medzi Katovou skalou a Brložnicou, kde vystupuje iba v slabých útržkoch smerom na východ, postupuje cez rázsochu Diel na rázsochu kóty 901 a na severné svahy Brložnice, odkiaľ prebieha už v mohutnom pruhu po svahoch Hutkovej a doliny Podhradia na Kľak a stade po svahoch Ľubochnianskej doliny do Vyšnej Krátkej a ďalej na východ na svahy Kutnikovho kopca do doliny Kračkov. Na východných svahoch najsevernejšieho výbežku ľubochnianskeho žulového masívu sa objavuje potom až v údolí Serpiarka a na svahoch Pálenice, skade prechádza ako slabý, ale vďaka svojej faciálnej výraznosti dobre sledovateľný pruh po svahoch Rektorovej a Sokolovej.

Celé súvrstvie sedimentárneho obalu je v tejto oblasti ľubochnianskeho masívu značne redukované, takže až na malé výnimky liasu jediným súvrstvím sedimentárneho obalu je tu práve neokóm, ktorý nám umožňuje rozlíšenie dolomitov stredného triasu sedimentárneho obalu od dolomitov stredného triasu krížňanského príkrovu.

Na južných svahoch ľubochnianskeho masívu buduje neokóm-alb najvyššiu časť Perušína, kde podobne ako na Dvoriskách strmé steny rohovcových vápencov neokómu, lemujúce hôľnu časť budovanú slienitými bridlicami a pieskovcami, sú aj morfologicky veľmi nápadné.

Z Dvorísk prechádza spodná krieda po svahoch údolia Veľkého Rakytova na severné svahy rázsochy kóty 1217 a na kótu 1031 a stade potom klesá do Ľubochnianskej doliny k Vyšnému Tajchu. Na ľavých svahoch Ľubochnianskej doliny vystupuje ako izolovaná kryha na vrchole Jarabinskej skaly a potom najmä v Štefanovej Vyšnej, Lipovej Vyšnej a tak ako na pravom, aj na ľavom brehu Ľubochnianky sa ponára pod strednotriasové vápence a dolomity krížňanského príkrovu pri hrádzi Vyšný Tajch.

V Belanskej doline vystupuje v početných odkryvoch na oboch svahoch doliny, na severných svahoch Borišova, ako aj na pravom brehu potoka Borišovec, zasahujúc takmer až k horárni — kóta 663.

V Necpalskej doline prebiehajú obe súvrstvia spodnej kriedy po svahoch Prielaštína a Smrekova až k Dedošovej doline v súvislom pruhu, ktorého piesčitý komplex pokladali Ilavský — Červeňová (1952) za grestenské vrstvy tzv. „vnútornej digitácie krížňanského príkrovu" v prevrátenom vrstevnom slede.

KRIŽŇANSKÝ PRÍKROV

Najväčšiu časť Veľkej Fatry v študovanom území budujú útvary krížňanského príkrovu. Čo do vývinu zhodujú sa takmer úplne s popismi predchádzajúcich autorov, preto v nasledujúcej stati sa o nich zmienim celkom zbežne.

Spodný trias

Pozornosť si akiste zaslúži vystupovanie spodného triasu, ktorý donedávna z tejto oblasti Veľkej Fatry nebol vôbec známy, resp. začleňoval sa k iným útvarom, napr. ku keuperu (Ilavský — Červeňová 1952) prevráteného ramena tzv. vnútornej digitácie krížňanského príkrovu. Jeho vývoj je totožný so spodným triasom sedimentárneho obalu, je však oveľa intenzívnejšie prehnetený a prevrásnený, takže aj v dobrých odkryvoch je veľmi ťažké získať celistvejšiu vzorku.

Okrem Ľubochnianskej doliny vo Vyšnej Krátkej, odkiaľ som ho už prv uviedol (1955), vystupuje aj v južnej časti Ľubochnianskej doliny na rázsoche medzi údoliami Štefanová Nižná a Štefanová Vyšná, pričom jeho pozícia v mase vápencov a dolomitov stredného triasu je tektonická.

V Belanskej doline vystupuje v nadloží pieskovcov albu sedimentárneho obalu, lemujúc tak kryhu guttensteinských vápencov a dolomitov na rázsoche na juh od kóty 663, potom na ľavom brehu Belanskej doliny pri vyústení potoka Borišovec a na jej pravých brehoch na juh od horárne — kóta 663.

Stredný trias

Guttensteinské vápence na báze stredného triasu krížňanského príkrovu vystupujú najmä v hornej časti Belanskej doliny, kde vytvárajú dobre sledovateľnú, cca 20—30 m mocnú stenu. V ostatných oblastiach Veľkej Fatry ich výskyt je značne obmedzený.

Tak v skupine Kľak sa s nimi stretávame na báze stredného triasu na vrchole Kľak (kóta 1395), na Chlatkove a na východných svahoch Turecka v Ľubochnianskej doline. Na juh od Podhradia vystupujú na svahoch vrchu Breza a na rázsoche kóty 901, odkiaľ zasahujú ešte na východné svahy kóty 896. Ojedinelé kryhy, spočívajúce na spodnej kriede sedimentárneho obalu, sú na Hutkove, na kóte 1052, ako aj na jej severných svahoch.

Vo väčšine prípadov stredný trias krížňanského príkrovu je zastúpený dolomitmi, ktoré budujú rozsiahle územia ako na severe ľubochnianskeho masívu, tak aj na juhu. Guttensteinské vápence, vystupujúce v hornej časti Belanskej doliny v ich podloží, v oblasti horárne — kóta 663, prechádzajú ako súvislý pruh do masy dolomitov Štefanovej (kóta 1295). Či aj v tomto prípade vytvárajú polohu v dolomitoch, alebo či s podložnými dolomitmi sú v tektonickom styku, nebolo možné zistiť, pretože ako guttensteinské vápence, tak aj dolomity sú na skameneliny veľmi chudobné, a tým aj ich presné stratigrafické zaradenie je nemožné.

Vrchný trias

Lunzské vrstvy. V nadloží dolomitov stredného triasu vystupujú miestami, predovšetkým na severných svahoch Javoriny, šedé lavicovité kremité pieskovce s polohami šedých i tmavých bridlíc. V pekných odkryvoch, žiaľ, pre značné zasutenie svahov na väčšie vzdialenosti nesledovateľných, vystupujú lunzské pieskovce a bridlice v najvyššej časti Necpalskej doliny pod Borišovom.

Hlavný dolomit. Svojím vzhľadom sa vôbec nelíši od dolomitov stredného triasu, takže jeho konštatovanie umožňuje jedine výskyt lunzských vrstiev. Tam, kde tieto vrstvy chýbajú, oba druhy dolomitov nie je možné od seba odlíšiť.

Keuper

Najväčší podiel vrchného triasu zaberá veľmi výrazné súvrstvie pestrých bridlíc keuperu. Jeho bázu tvoria, ako to už konštatoval v tejto oblasti Dionýz Štúr (1868), lavicovité kremité hnedkasté i zelenkasté pieskovce, ktoré sa striedajú s polohami a preplástkami tmavošedých bridlíc, teda súvrstvím, ktoré sa úplne zhoduje s lunzskými vrstvami. Prechod uvedeného súvrstvia do pestrých bridlíc obstarávajú obyčajne šedé bridlice. V najvyššej časti pestrých bridlíc, miestami obsahujúcich značné množstvo polôh pieskovcov a kremencov, vystupujú najprv ojedinele, potom hojnejšie polohy lavicovitých šedomodrých, svetlo vetrajúcich „keuperdolomitov", takže najvyššia časť pestrého keuperu je budovaná už výlučne týmito dolomitmi.

Veľmi pekné profily súvrstvím pestrého keuperu možno študovať najmä v oblasti Borišova (kóta 1512) a na Javorine. V mnohých prípadoch však, predovšetkým v ceste vedúcej od turistickej chaty po východnom svahu Borišova a na sz. svahoch rázsochy kóty 1370, vystupuje keuper v prevrátenom vrstevnom slede.

Bazálna časť keuperu, pieskovce a bridlice, nevystupujú iba v oblasti Borišova (kóta 1306 a 1241), ale stretávame sa s nimi aj na rázsoche Pálenica a v sedle na juh od Nemeckého kopca.

Veľmi mohutné súvrstvie keuperu vystupuje predovšetkým v oblasti Borišov—Ploská—Javorina, kde je intenzívne zvrásnené, v dôsledku čoho vystupuje v dvoch pruhoch. Severnejší prebieha zo svahov Borišova v Necpalskej doline na Javorinu a potom na Veľký Rakytov, južnejší zase zo svahov Kišky Alpa cez severné svahy Ploskej do Ľubochnianskej doliny na západné svahy Kračkova, odkiaľ, lemujúc vrchol Kračkova (kóta 1394) od severu, prechádza na jeho východné svahy mapované M a t ě j k o m (1931b). Zo svahov Lysca prechádza kótou 1139 do doliny Vôdky a na Kočku, odkiaľ, lemujúc ľubochniansky žulový masív od juhozápadu, vystupuje v malých šošovkách pozdĺž celého styku ľubochnianskeho masívu s neokómom krížňanského príkrovu až do doliny Kantor (Uhliská). Pri západnom ukončení ľubochnianskeho masívu vystupuje taktiež už len vo väčších-menších fľakoch v najvyššej časti Sklabinskej doliny, v oblasti Sklabinského Podzámku, na Veľkom vrchu, ako aj na západných svahoch Katovej skaly. Jeho vystupovanie v oblasti Medzi konci bolo možné zistiť najmä v rokline potoka na západnom svahu kóty 631 a na západnom svahu rázsochy kóty 563, na juh od majera Borová.

V severnej časti skupiny Kľaku vystupuje keuper predovšetkým na svahoch doliny Podhradia, stade prestupuje cez Zápažitia do Veľkej doliny a potom na hrebeň rázsochy Kľaku, odkiaľ klesá do Ľubochnianskej doliny k horárni Huty. Na južných svahoch Kutnikovho kopca sa obmedzuje len na nepatrné vankúše medzi neokómom Poľany a dolomitmi Nemeckého kopca, ktoré možno sledovať ďalej na jeho východných svahoch až na hrebeň kóty 1191. Vedľa tohto pruhu keuperu, ktorý oddeľuje strednotriasové dolomity od slienitých vápencov neokómu, vystupuje na hrebeni Nemeckého kopca paralelne ďalší pruh, ktorý prebieha rázsochu Pálenica a kóty 930 do sedla — kóta 810 a stade na ľavé svahy Bystrého potoka, svedčiac o komplikovanej tektonickej stavbe tejto časti Veľkej Fatry.

Rhaet

Vystupuje v dvoch vývojoch známych už najstaršími autorom. Karpatský vývoj, charakterizovaný lavicovitými šedými i tmavošedými vápencami s polohami a preplástkami bridlíc s bohatou brachiopodovou faunou, vystupuje najmä v údolí Bystrého potoka a jeho ľavého prítoku na sever od kóty 661, potom na vrchole kóty 1191, predovšetkým však v oblasti Borišov—Javorina. Švábsky vývoj, vyznačujúci sa šedými, šedohnedými bridlicami, často sliednatými a piesčitými, je na faunu veľmi chudobný. Vystupuje predovšetkým na Veľkom Rakytove, odkiaľ ho uvádza M a t ě j k a (1931b). Oba vývoje však niekedy vystupujú spolu, ako je tomu napr. na hrebeni rázsochy kóty 1370 (Javorina—Borišov), kde v nadloží tmavošedých lumachelových vápencov vystupujú šedé, šedohnedé sliednaté bridlice s ojedinelými, bližšie neurčiteľnými *Lamellibranchiatami.*

I keď je rhaet veľmi výrazným paleontologickým horizontom, predsa jeho hornú hranicu proti bazálnemu liasu nie je možné v mnohých prípadoch priamo v teréne bez spracovania fauny zistiť. *Bazálny lias* zastupujú prevažne krinoidové a oolitické vápence tmavošedé, lavicovité, s akými sa stretávame aj v niektorých profiloch rhaetu.

Bazálne vrstvy liasu — krinoidové a oolitické vápence — sú najmohutnejšie vyvinuté v oblasti Javoriny, na jej jv. svahoch, kde sledujú v nadloží pruh rhaetu a prechádzajú cez hrebeň rázsochy kóty 1370 na jej severozápadné svahy v prevrátenej polohe. Ich malý útržok sa potom objavuje na východnom svahu Borišova, ako aj v nadloží rhaetu, prebiehajúcom po jeho východných svahoch. Ďalej sa s ním stretávame na vrchole Javoriny, v doline Ľubochnianskej a na západných svahoch Kračkova.

Vrchný lias je faciálne veľmi pestrý. Zastupujú ho škvrnité slienité bridlice s polohami lavicovitých tmavých škvrnitých vápencov, šedé lavicovité vápence s ojedinelými rohovcami, striedajúce sa so slienitými bridlicami, šedé i tmavošedé lavicovité špongiové vápence s polohami tmavých bridlíc a konečne červené slienité vápence adnetského vývoja.

Všetky tieto vývoje liasu sú zastúpené predovšetkým v synklinále Borišov—Javorina—Veľký Rakytov. Prechod jednotlivých facies liasu ako v smere vertikálnom, tak aj laterálnom je veľmi rýchly, čo možno veľmi pekne sledovať na východných svahoch Borišova, kde sú všetky tu spomenuté vývoje liasu zastúpené a vyznačujú sa bohatstvom cefalopodovej fauny. Presnejšie členenie a stratigrafický rozsah jednotlivých facies bude možné urobiť až po spracovaní tejto fauny.

Okrem uvedených lokalít vystupuje lias krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre iba na juh od Podhradia, predovšetkým vo vývoji škvrnitých slienitých bridlíc. Celkove má teda lias krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre malé rozšírenie.

Dogger—malm je charakterizovaný radiolaritami striedajúcimi sa preplástkami bridlíc. Radiolarity, ktoré môžeme čisto na základe analógie pokladať za dogger—malm, vystupujú na východných a severných svahoch Borišova (kóta 1512), odkiaľ zasahujú na svahy Necpalskej doliny (Prielaštín), kde ich spomína už Ilavský — Červeňová (1952). Ďalší pruh dogger—malmu vystupuje na západných svahoch Kračkova a Čierneho kameňa a lemuje vrcholovú časť Veľkého Rakytova.

Neokóm je vedľa vápencov a dolomitov stredného triasu najmohutnejší a najrozšírenejší útvar krížňanského príkrovu. Je zastúpený lavicovitými šedými slienitými vápencami, ktoré sa striedajú s polohami slienitých bridlíc a slieňov. Detailnejšie členenie tohto jednotvárneho komplexu nebolo možné urobiť pre nedostatok skamenelín. Odlišiteľná, pravda, len mikro-

skopicky, je iba najspodnejšia časť neokómu — infravalangién, charakterizovaná *Calpionellami*. Apt a alb v južnej časti Veľkej Fatry doteraz neboli zistené.

TEKTONIKA

Metodika prehľadného geologického mapovania do meradla 1 : 200 000 neumožňuje síce podrobnejšie štúdium tektoniky, predsa však sa ním dospelo k niekoľkým tektonickým poznatkom, ktoré si zaslúžia zvýšenú pozornosť pri pozdejšom detailnom geologickom mapovaní.

Je to predovšetkým otázka ponímania ľubochnianskeho masívu a jeho sedimentárneho obalu ako samostatnej tektonickej jednotky tatríd. Doposiaľ sa pričlenením k sedimentárnemu obalu ľubochnianskeho masívu iba spodného a stredného triasu a ponímaním šiprúnskej série ako samostatného tatridného príkrovu rozlišovali na území Veľkej Fatry dve tatridné jednotky — pásmo ľubochnianske a pásmo nízkotatranské, reprezentované „šiprúnskym príkrovom". Pretože však „šiprúnska séria" je vlastne iba vyššia časť sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu, je v oblasti Veľkej Fatry zastúpená iba jedna tatridná jednotka — ľubochniansky masív so svojím sedimentárnym obalom, ktorého stratigrafický rozsah sa tým značne zväčšuje (spodný trias—alb). Ak porovnávame vývoj sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu so sedimentárnym obalom Malej Fatry, pokladanej doposiaľ za západné pokračovanie Vysokých Tatier — teda vysokotatranského pásma, vidíme, že obalové série ľubochnianskeho masívu i masívu Malej Fatry sú nápadne zhodné.[5] Preto príslušnosť Malej Fatry k vysokotatranskému pásmu a ľubochnianskeho masívu k ľubochnianskemu pásmu, ktoré sa majú od seba líšiť sedimentárnym obalom, je veľmi pochybná. Zdá sa, že oba masívy so svojimi sedimentárnymi obalmi patria jednej a tej istej tektonickej jednotke. Preto ľubochniansky masív s obalom sotva možno pokladať za samostatnú tatridnú jednotku — pásmo (príkrov) ľubochnianske.[6]

---

[5] S výnimkou tzv. „robaczkových" vápencov poľských geológov, ktoré sa vyskytujú v strednom triase Tomanovskej série Vysokých Tatier, ako aj v strednom triase sedimentárneho obalu Malej Fatry (Krivánska skupina).

[6] Uhlig (1902, str. 521) výslovne uvádza, že vysokotatranský vývoj v Malej Fatre nie je zastúpený. Naproti tomu Matějka (1931, 1932, 1935) konštatuje v Malej Fatre aj vysokotatranský vývoj, a to v strednom triase jej sedimentárneho obalu, a tým pokladá masív Malej Fatry za západné pokračovanie vysokotatranského pásma Vysokých Tatier. V nadloží sedimentárneho obalu Malej Fatry, ktorý je tu taktiež značne obmedzený (iba spodný a stredný trias), vystupuje podľa neho vo východnej časti „šiprúnsky príkrov", v centrálnej časti (skupina Kriváňov a Belská dolina) priamo „spodná digitácia krížňanského príkrovu". Obe jednotky, „šiprúnsky príkrov" i „spodná digitácia krížňanského príkrovu", začínajú stredným triasom — vápencami a dolomitmi — ktorý má tektonicky spočívať na strednom triase (vápencoch a dolomitoch) sedimentárneho obalu. V celom

SEDIMENTÁRNY OBAL

Tektonika sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu je celkove kľudná a jednoduchá. Okrem redukcie jednotlivých jeho súvrství nepozorovať v ňom väčšie tektonické komplikácie. Lemujúc ľubochniansky žulový masív od severu a juhu ponára sa všade pod útvary krížňanského príkrovu. Úplným vytiahnutím sedimentárneho obalu boli postihnuté hlavne severozápadné svahy ľubochnianskeho masívu, kde preto dochádza k tektonickému styku keuperu, resp. neokómu krížňanského príkrovu priamo so žulou. V menšom rozsahu to pozorujeme i na severovýchodných svahoch (Stupecký grúň), kde dolomity stredného triasu krížňanského príkrovu, budujúce Nemecký kopec, spočívajú tektonicky priamo na žule alebo na spodnom triase sedimentárneho obalu. Tlak presúvajúcich sa subtatranských más spôsobil vytiahnutie alebo úplnú redukciu jednotlivých útvarov najmä v rámci obalovej série, takže sa pomerne často dostávajú do tektonického styku aj stratigraficky dosť vzdialené súvrstvia, ako napr. vrchný trias s neokómom (Kľak), žula s neokómom obalu (Štefanová Nižná, dolina Veľkého Rakytova), stredný trias s neokómom obalu (Rektorová), po prípade v dobrých odkryvoch v Belanskej doline a na južných svahoch Dvorísk možno pozorovať tektonický styk malmu s neokómom a jeho vytiahnutie až úplnú redukciu pomerne na krátke vzdialenosti.

Väčšie vrásy v obalovej sérii, aké uvádza Matějka (1937, 1931b) z priľahlej časti (severné svahy Šiprúňa), som na mapovanom území nepozoroval. Jedine v Belanskej doline na severných svahoch Borišova (východný svah kóta 1151) vystupuje silne stlačená antiklinála budovaná neokómom, ktorej južné rameno opierajúce sa o masu krížňanského príkrovu Borišova je redukované.[7]

---

rozsahu Malej Fatry nikde nebol konštatovaný spodný trias „šiprúnskeho príkrovu" ani „spodnej digitácie krížňanského príkrovu".

Už na inom mieste som uviedol, že rozdelenie stredného triasu v nadloží spodného triasu viazaného na žulu Malej Fatry na dve časti patriace dvom samostatným tektonickým jednotkám, t. j. sedimentárnemu obalu a „šiprúnskemu príkrovu", resp. „spodnej digitácii krížňanského príkrovu", je násilné. Sám Matějka v svojej mape (Matějka—Kodym: Geol. mapa vých. časti Malej Fatry, Guide des excursions... príloha 9) uvádza iba stredný trias sedimentárneho obalu Malej Fatry. Z Matějkových dát, ako aj z vlastných pozorovaní prichádzam k názoru, že v Malej Fatre je situácia zhodná s ľubochnianskym masívom, že ako v ľubochnianskom masíve, tak aj v masíve Malej Fatry v nadloží spodného triasu viazaného na žulu je len jedno strednotriasové súvrstvie — stredný trias sedimentárneho obalu, ktoré sa takmer nelíši od stredného triasu sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu. Na ňom spočíva normálne vrchný trias „šiprúnskej série" (v zmysle Matějkovom), reps. vrchný trias (keuper) „spodnej digitácie krížňanského príkrovu". Pretože sa „spodná digitácia krížňanského príkrovu" svojím vývojom nelíši od „šiprúnskej série" z východnej časti Malej Fatry, treba ju pokladať za jej západné pokračovanie. Keďže však „šiprúnsky príkrov" je aj tu iba vyššou časťou sedimentárneho obalu, máme v Malej Fatre nad žulou iba jedno tatridné súvrstvie — sedimentárny obal Malej Fatry, na ktorom tektonicky spočíva krížňanský príkrov.

[7] Spengler (1937) opierajúc sa o geologickú mapu východnej časti Veľkej Fatry,

KRIŽŇANSKÝ PRÍKROV

Komplikovanejšiu tektoniku má križňanský príkrov, u ktorého dochádza predovšetkým v centrálnej časti Veľkej Fatry k intenzívnejšiemu zvrásneniu jeho normálneho ramena a k vzniku ľahkých k severu prevrátených vrás (oblasť Borišov—Javorina—Veľký Rakytov). V dôsledku pozdĺžneho zvlnenia osí antiklinál a synklinál dochádza k vynorovaniu a ponorovaniu jednotlivých útvarov, po prípade v miestach intenzívnejšie stlačených k vytiahnutiu ramien (sz. svah kóta 1370). V miestach maximálnej elevácie osi antiklinály, oddeľujúcej synklinálu Borišov—Javorina—Veľký Rakytov od južnejšej synklinály Ploská—Kračkov, dochádza k vynoreniu obalovej série na povrch (Magura, dolina Veľký Rakytov v údolí Revúcej), podobne ako je tomu pri antiklinále Štefanovej (kóta 1295), kde sa spod dolomitov stredného triasu vynára na povrch obalová séria v Belanskej a v Necpalskej doline.

Komplikácie väčšieho rozsahu som v križňanskom príkrove nepozoroval. Tzv. „vnútorná digitácia križňanského príkrovu", ktorú uvádza Ilavský—Červeňová (1952) z Necpalskej doliny, je v skutočnosti, ako som už na inom mieste uviedol, sedimentárnym obalom ľubochnianskeho masívu s kompletným a normálnym vrstevným sledom.

O tektonike chočského príkrovu netreba sa zvlášť rozširovať, pretože na študovanom území vystupuje iba ako malé kryhy vápencov a dolomitov stredného triasu, spočívajúce na neokóme križňanského príkrovu. Treba tu iba pripomenúť, že sa tektonika chočského príkrovu západných svahov Veľkej Fatry v podaní Ilavského—Červeňovej (1952) bude musieť zrevidovať, pretože sa neopiera o detailnejšiu stratigrafiu triasu.

Popaleogénna tektonika sa prejavuje iba v priečnych dislokáciách. Najvýraznejšie boli zistené v južnej časti ľubochnianskeho masívu na Jarabinskej skale a v Štefanovej Vyšnej, na západnom svahu Skalnej Alpy (Dvoriská) a potom predovšetkým na južných svahoch Katovej skaly pri Sklabinskom Podzámku. Ich sledovanie však je možné len na krátke vzdia-

---

ktorú predložil Matějka (1931) na III. sjazde karpatskej geologickej asociácie v „Sprievodcovi" (Guide des excursions ... príloha 6), uvádza zo sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu iba spodný trias a „sem-tam zachovaný aj stredný trias". Nedostatok stredného triasu nevysvetľuje denudáciou pred transgresiou liasu, ako to podáva Matějka, ale denudáciou sedimentárneho obalu pred presúvaním sa subtatranských príkrovov v zmysle „reliéfových presunov". I keď je jasné už z Matějkovej mapy, že stredný trias sedimentárneho obalu nie je zachovaný „iba sem-tam", pokladám za potrebné poukázať, že stredný trias sedimentárneho obalu ľubochnianskeho masívu vystupuje ako mocné súvrstvie vápencov a dolomitov vytvárajúc mohutný pruh lemujúci ľubochniansky masív od severu a juhu. Ba vynára sa aj v tektonických oknách v Belanskej a v Necpalskej doline.

Interpretácia „šiprúnskeho príkrovu", ktorý svojím dosť úplným vrstevným sledom odporuje mohutnej denudácii tatridných elementov pred presúvaním sa subtatranských príkrovov, ako záhadným spôsobom pred denudáciou a eróziou zachovaná „svedková hora" posunutá subtatranskými masami k severu, je neprijateľná.

lenosti, v jednotvárnej mase dolomitov stredného triasu sa rýchlo strácajú. Všetky majú smer S—J alebo veľmi blízky tomuto smeru.

10. IV. 1956

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1931a: Poznámky o stratigrafii a paleogeografii liasu centrálně karpatských příkrovů. Věstník SGÚ VII, Praha.

— 1931b: O stratigrafickém rozdělení spodní křídy spodního subtatranského příkrovu na středním Slovensku. Věstník SGÚ VII, Praha.

— 1932: O některých spongiových horninách československých Karpat. Věstník SGÚ VIII, Praha.

— 1932: Les traits fondamentaux de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale. Práce Geol.-paleont. ústavu Karlovy university za rok 1932, Praha.

— 1938: Deux coupes géologiques à travers les Carpathes occidentales. Bull. de la Soc. géol. de France, 1937, Paris.

— 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slov. vlastiveda I, Bratislava.

Bystrický J., 1955: Poznámky o mesozoiku Ľubochnianskej doliny Veľkej Fatry. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava.

— 1956: Príspevok ku geológii Veľkej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. Geol. práce, Zprávy 6, Bratislava.

— 1956: Príspevok ku tektonike Veľkej Fatry. Niekoľko poznámok o digitáciách krížňanského príkrovu. Geologické práce, Zprávy 6, Bratislava.

Ilavský J.—Červeňová Ž., 1952: Geologické štúdie na severozápadnom svahu Veľkej Fatry. Geol. práce, zoš. 30, Bratislava.

Matějka A., 1927a: O „šipkovských vrstvách a lunzském pískovci" v údolí Revúce jižně od Ružomberka na Slovensku a několik poznámek o chočském příkrovu. Věstník SGÚ III, Praha.

Matějka A., 1927b: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. SGÚ VII, Praha.

— 1930: O nové tektonické jednotce v centrálních Karpatech československých. Věst. SGÚ VI, Praha.

Matějka A.—Andrusov D., 1931: Aperçu de la gélogie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale... Guide des excursions... Knih. SGÚ, zv. 13A, Praha.

Matějka A., 1931b: Géologie de la vallé de la Revúca. Knih. SGÚ, zv. 13A, Praha.

— 1931c: La partie orientale de la Malá Fatra. Knih. SGÚ, zv. 13A, Praha.

— 1932: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry. Část I. Věstník SGÚ VIII, Praha.

Matějka A.—Kodym O., 1935: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry. Část II. Věstník SGÚ XI. Praha.

Pasendorfer E., 1951: Trias tatrzański. Regionalna geologia Polski, Stratigrafia, Kraków.

Spengler E., 1937: Reliefüberschiebungen in den Westkarpathen. Lotos, Praha.

Štúr D., 1868: Bericht über geologische Aufnahme im oberen Waag und Granthale. Jahrb. d. k. k. geol. RA, Wien.

Uhlig V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fatra—Kriváň—Gebirges. Denkschr. d. m.-n. Cl. d. k. Akad. d. Wiss., Bd. 72, Wien.

ЯН БЫСТРИЦКИЙ

К ГЕОЛОГИИ МАССИВА ВЕЛЬКА (БОЛЬШАЯ) ФАТРА

Геологический очерк горных групп Кляк и Боришов—Яворинка—Вельки Ракитов

Несмотря на то, что массив Велька Фатра играл большую роль в развитии различных взглядов на геологическое строение Западных Карпат, до сих пор не существует геологической карты всего массива. Лишь для некоторых областей составлены карты Матейкой (восточная часть массива — долина р. Ревуца) и Илавским—Червеньовой (юго-западный склон массива — лист Мошовце). Отсутствие карты сказывается не только на наших знаниях геологического строения массива Велька Фатра, но отражается и на геологической концепции всех Западных Карпат. Еще в „Путеводителе" (Guide des excursions . . .), изданном по случаю III съезда Карпатской геологической ассоциации в 1931 г., в котором изложены новые взгляды на геологическое строение Карпат, в качестве приложения к обзорной карте листа Банска Быстрица (1 : 200 000) фигурирует считавшаяся уже в то время устарелой и неправильной раскрашенная от от руки геологическая карта, которую составил Дионис Штур.

Чтобы хоть отчасти устранить этот серьезный недостаток, с 1955 года приступлено к съемке обзорной геологической карты массива Велька Фатра. В 1955 году я также принял участие в картировании и старался дополнить то, что не было сделано упомянутыми выше авторами. При составлении обзорной геологической карты в масштабе 1 : 200 000 в задачу геолога не входит детальное изучение стратиграфии и тектоники, но я все же сделал некоторые новые наблюдения, которые безусловно заслуживают того, чтобы их приняли во внимание при детальном геологическом картировании.

Разберем прежде всего вопрос является ли любохнянский массив и его осадочная оболочка самостоятельной тектонической единицей татрид. До сих пор на территории массива Велька Фатра различали две татридных единицы — зону любохнянскую и зону низкотатранскую, представленную „шипруньским покровом". Однако эта „шипруньская серия", которую Матейка считает самостоятельным татридным покровом, является лишь верхней частью осадочной оболочки кристаллического ядра (Быстрицкий, 1956); из этого следует, что имеется лишь одна татридная серия — осадочная оболочка любохнянского массива с бо́льшим, чем предполагали раньше, стратиграфическим объемом — до альба включительно.

Если мы сравним осадочную оболочку любохнянского массива с осадочной оболочкой Малой Фатры, которая до последнего времени считалась западным продолжением высокотатранской зоны Высоких Татр, то видим, что в их развитии имеется поразительное сходство. А между тем принималось, что эти две тектонические единицы отличаются одна от другой как раз осадочной оболочкой. Следовательно весьма сомнительно, чтобы Малая Фатра относилась к высокотатранской зоне, а любохнянский массив — к любохнянской зоне. Повидимому, оба массива со своими осадочными оболочками принадлежат одной и той же тектонической единице. Из всего этого можно заключить, что любохнянский массив нельзя рассматривать как самостоятельную татридную единицу.[1]

[1] В. Улиг (1902, стр. 521) ясно говорит, что высокотатранская фация не представлена в Малой Фатре. Матейка (1931, 1932, 1935), напротив, констатирует в Малой Фатре высокотатранское развитие, представленное одним средним триасом осадочной оболочки и потому считает массив Малой Фатры западным продолжением высокотатранской зоны Высоких Татр. По мнению Матейки, над осадочной оболочкой Малой Фатры, которая — также, как и любохнянский массив — имеет очень небольшой стра-

Я уже говорил в одной из своих предыдущих статей (Быстрицкий, 1956), что деление среднего триаса, под которым находится нижний триас оболочки гранитного ядра Малой Фатры, на две части, приурочиваемые к двум тектоническим единицам — к осадочной оболочке и к „шипруньскому покрову" или „нижней дигитации крижнянского покрова" — представляется мне неестественным. Ведь и сам Матейка на своей карте „Восточная часть Малой Фатры" (Guide des excursions, приложение 9) изображает только средний триас осадочной оболочки, хотя это противоречит тексту.

Данные Матейки и мои собственные наблюдения приводят меня к заключению, что как в любохнянском массиве, так и в Малой Фатре, на нижний триас оболочки гранита налегает одна единственная среднетриасовая толща — средний триас осадочной оболочки, — ничем не отличающийся от среднего триаса осадочной оболочки любохнянского массива. Выше лежит нормально верхний триас (кейпер) „шипруньской серии", иначе говоря „нижней дигитации крижнянского покрова" Матейки (1932, 1935). Удивительно, однако, что слои от триаса до альба этой „нижней дигитации крижнянского покрова" развиты также, как „шипруньская серия" восточной части Малой Фатры. Ясно, что обе эти „тектонические единицы" представляют лишь верхнюю часть осадочной оболочки Малой Фатры, а следовательно под крижнянским покровом на граните лежит только одна татридная толща — осадочная оболочка.

С северной и с южной сторон любохнянский гранитный массив окаймлен осадочной оболочкой, в которой представлены все слои от нижнего триаса до альба с перерывом в рэте. Повсюду эта толща погружается под крижнянский покров; к югу от любохнянского массива, в долинах Беланской и Нецпальской, она выступает на поверхность земли в виде тектонических окон. Вытяжение осадочной оболочки наблюдается лишь на юго-западном склоне любохнянского массива, где гранитное ядро соприкасается тектонически с кейпером или даже с неокомом крижнянского покрова. На северо-восточных склонах любохнянского массива утонение было значительно меньше (Ступецкий грунь): доломиты среднего триаса горы Немецкий копец, которые относятся к крижнянскому покрову, лежат тектонически либо на граните, либо на нижнем триасе оболочки. Надвиг субтатранских масс не привел к полному выжатию осадочной оболочки на южных склонах любохнянского массива, как до сих пор отмечалось в литературе, но вызвал по бóльшей части лишь локальное вытяжение некоторых толщ оболочки.[2] С другой стороны на северных склонах любохнянского массива не наблю-

---

тиграфический объем (нижний и средний триас), в восточной части лежит „шипруньская серия", в центральной части (группа Кривань и долина Белска) прямо „нижняя дигитация крижнянского покрова". Обе тектонические единицы — „шипруньский покров" и нижняя дигитация крижнянского покрова — начинаются средним триасом, налегающим тектонически на средний триас осадочной оболочки. Нужно сказать, что в Малой Фатре нигде, ни в одной из этих единиц, нижний триас обнаружен не был.

[2] Основываясь на геологической карте восточной части массива Велькой (Большой) Фатры, представленной Матейкой на III съезде Карпатской геологической ассоциации (Guides des excursions, приложение 6), Спенглер (1937) отмечает на северных склонах любохнянского массива (1937, стр. 50) лишь небольшие массы среднего триаса — реликты якобы уцелевших от мощной денудации осадочной оболочки имевшей место перед надвигом субтатранских покровов. И хотя прямо их карты Матейки ясно, что средний триас осадочной оболочки сохранился не только как „noch etwas Kalk und Dolomit", я считаю нужным отметить, что средний триас осадочной оболочки любохнянского массива представлен мощными толщами известняков и доломитов, которые окаймляют любохнянский массив на севере и на юге и обнажаются в виде тектонических окон в долинах Беланска и Нецпальска. Совершенно невозможно

дается никакого нагромождения татридных элементов — имеется всего лишь одна татридная толща с очень спокойной тектоникой. Не отличается сложной тектоникой и крижнянский покров, начинающийся нижним триасом. Только в южной части (область Боришов—Яворина—Вельки Ракитов) нормальное крыло крижнянского покрова было более интенсивно смято, причем возникли слегка наклоненные к северу складки. В местах максимальной элевации осей антиклиналей осадочная оболочка выступает на поверхность в виде тектонических окон (Магура, Вельки Ракитов в долине Ревуца, долины Беланска и Нецпальска).

Сколько-нибудь значительных усложнений не наблюдается. Так называемая „внутренняя дигитация", которую видят Илавский и Червеньова (1952) в Нецпальской и Беланской долинах, в действительности является осадочной оболочкой с нормальным, а не опрокинутым залеганием слоев.

О тектонике хочского покрова много говорить не приходится, так как в области, которую я картировал, он представлен лишь небольшими массами (останцами), лежащими на неокоме крижнянского покрова. Считаю уместным еще напомнить, что следует пересмотреть тектонику хочского покрова на западном склоне массива Велька Фатра, так как сложность, которую ей приписывают Илавский—Червеньова (1952), плохо соответствует стратиграфии триаса. Весьма возможно, что и в этой тектонической единице нельзя будет сохранить старое деление среднего триаса, т. е. считать, что анизийский ярус представлен известняками, ладинский — доломитами.

10. IV. 1956

Научно-исследовательский геологический институт
им. Диониза Штура,
Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

Объяснение рисунков

Табл. I.

Фиг. 1. Толстослоистые кварциты нижнего триаса осадочной оболочки с горизонтами пестрых сланцев (а). Любохнянская долина, Корнутова долина.

Фиг. 2. Среднетриасовые доломиты осадочной оболочки с сохранившейся оолитовой структурой (темные пятна).

Табл. II.

Фиг. 1. То же, что фиг. 2 на табл. I., но с более сильным увеличением оолитов.

Фиг. 2. Вид с высоты Боришов на верхнюю часть Беланской долины. а — тектоническое окно осадочной оболочки (средний триас-альб); 1 — гутенштейнские известняки, 2 — доломиты среднего и верхнего триаса, 3 — кейпер, 4 — рэт-лейас, 5 — доггер-мальм, 6 — неоком (1—6: крижнянский покров).

Табл. III.

Фиг. 1. Верхняя часть Беланской долины. Вид с севера. 1 — доломиты среднего триаса, 2 — слои осадочной оболочки от верхнего триаса до альба, 3 — гутенштейнские известняки и доломиты среднего триаса крижнянского покрова.

согласиться с мнением, что „шипруньский покров", который благодаря своему довольно полному стратиграфическому объему мог оказать значительное сопротивление сносу татридных элементов под напором надвигавшихся субтатранских покровов, является „останцом" („горой — свидетелем"), загадочным способом уцелевшим от эрозии и денудации и двинутым субтатранскими массами к северу.

Фиг. 2. Верхняя часть Беланской долины. Вид с северо-запада. 1 — пятнистые мергелистые сланцы лейаса, 2 — доггер-мальм, 3 — неокомовые известняки с роговиками, 4 — мергелистые сланцы и известковые песчаники — неоком-альб (1—4: осадочная оболочка), 5 — гутенштейнские известняки, 6 — доломиты среднего триаса (5—6: крижнянский покров).

Фиг. 3. Боришов. 1 — пестрые сланцы кейпера, 2 — темносерые известняки рэта, 3 — криноидные и оолитовые известняки, пятнистые мергели, сланцы лейаса, 4 — доггер-мальм, 5 — неоком (1—5: крижнянский покров), на заднем плане 6 — гутенштейнские известняки и доломиты хочского покрова.

Объяснение карт

Стр. 39—42

Схема тектонического строения Велькой (Большой) и Малой Фатры

Карт. 1

1 — кристаллические массивы (ядра), 2 — нижний и средний триас осадочной оболочки, 3 — верхний триас-альб осадочной оболочки („шипруньская серия" Матейки), 4 — крижнянский покров, 5 — хочский покров, 6 — третичные отложения, заполняющие Турчианскую котловину.

Геологические разрезы центральной частью Велькой (Большой) Фатры между высотами Боришов (1517 м) и Ракитов (1567 м)

Карт. 2

1 — гутенштейнские известняки, 2 — доломиты среднего триаса, 3 — кварциты и пестрые сланцы верхнего триаса, 4 — пятнистые сланцы и известняки верхнего лейаса, 5 — серые неокомовые известняки с кремнями, 6 — мергелистые сланцы и песчаники неокома — альб (2—6: осадочная оболочка любохнянского массива), 7 — гутенштейнские известняки, 8 — доломиты среднего триаса, 9 — лунцские песчаники и сланцы, 10 — пестрые сланцы, кварциты и песчаники, „кейпер-доломиты" верхнего триаса (кейпер), 11 — темные известняки и сланцы рэта, 12 — криноидные и оолитовые известняки нижнего лейаса, 13 — пятнистые мергелистые сланцы и известняки, серые слоистые известняки с кремнями — верхний лейас, 14 — темносерые известняки и мергелистые сланцы — рэт-лейас, 15 — зеленоватые и красноватые радиоляриты доггера-мальма, 16 — серые мергелистые сланцы и известняки неокома (7—16: крижнянский покров), 17 — известняки и доломиты хочского покрова.

Велька (Большая) Фатра. Схема геологического строения центральной части Велькой (Большой) Фатры

Карт. 3

1 — гранит, 2 — кварциты, 3 — пестрые сланцы верфена, 4 — гутенштейнские известняки, 5 — доломиты среднего триаса, 6 — кварциты и пестрые сланцы кейпера, 7 — песчанистые и криноидные известняки нижнего лейаса, 8 — пятнистые мергелистые сланцы и известняки верхнего лейаса, 9 — серые неокомовые известняки с кремнями, 10 — мергелистые сланцы и известковистые песчаники — неоком-альб (2—10: осадочная оболочка любохнянского массива, 5—10: „шипруньская серия" Матейки), 11 — пестрые сланцы и кварциты нижнего триаса, 12 — гутенштейнские известняки, 13 — доломиты среднего и верхнего триаса, 14 — лунцские песчаники, 15 — пестрые сланцы кейпера, 16 — темные известняки и сланцы рэта, 17 — криноидные известняки базального лейаса, 18 — пятнистые мергели и известняки лейаса, 19 — серие слоистые лейасовые известняки с кремнями, 20 — толстослоистые лейасовые

известняки с кремнями, 21 — радиоляриты доггера-мальма, 22 — серые мергелистые известняки и сланцы неокома (11—12: крижнянский покров), 23 — гутенштейнские известняки и доломиты среднего триаса хочского покрова, 24 — суглинки и осыпи.

Велька (Большая) Фатра. Схема геологического строения группы Кляк

Карт. 4

1 — гранит, 2 — кварциты, 3 — пестрые сланцы верфена (2—3: нижний триас), 4 — доломиты и известняки среднего триаса, 5 — кварциты и пестрые сланцы верхнего триаса, 6 — песчанистые и криноидные известняки нижнего лейаса, 7 — пятнистые мергелистые сланцы и известняки верхнего лейаса, 8 — серые толстослоистые неокомовые известняки с роговиками, 9 — мергелистые сланцы, в верхней части известковистые песчаники неокома-альба, (2—9: осадочная оболочка любохнянского массива; 5—9: „ширпунская серия" Матейки), 10 — пестрые сланцы и кварциты нижнего триаса, 11 — гутенштейнские известняки, 12 — доломиты среднего триаса, 13 — пестрые сланцы кейпера, 14 — темные известняки и сланцы рэта, 15 — пятнистые мергелистые сланцы и известняки лейаса, 16 — зеленоватые и красноватые радиоляриты доггера-мальма, 17 — серые мергелистые сланцы и известняки неокома (10—17: крижнянский покров), 18 — известняки и доломиты среднего триаса хочского покрова, 19 — нуммулитовые известняки базального палеогена, 20 — суглинки, осыпи, 21 — конусы выноса, 22 — источники, 23 — простирание и падение пластов.

JÁN BYSTRICKÝ

BEITRAG ZUR GEOLOGIE DER GROSSEN FATRA

Skizze der Geologischen Verhältnisse der Gruppe Kľak
und Borišov—Javorina—Veľký Rakytov

Trotzdem, dass in verschiedenen Ansichten auf den geologischen Bau der Westkarpathen die Grosse Fatra eine hervorragende Rolle spielt, haben wir bisher von diesem Gebirge, ausser den durch Matějka (östlicher Teil der Grossen Fatra—Revúca-Tal) und Ilavský—Červeňová (südwestliche Abhänge der Grossen Fatra — Blatt Mošovce) kartierten Gebieten, keine geologischen Karten. Dieser Mangel ist nicht nur in unseren Kenntnissen über den geologischen Bau der Grossen Fatra fühlbar, sondern spiegelt sich auch in der geologischen Konzeption der Westkarpathen ab. So figuriert noch im „Guide des excursions" des III. Kongresses der Karpathischen geologischen Assoziation im J. 1931, wo neue Ansichten auf den geologischen Bau der Zentralkarpathen publiziert wurden, in der beigelegten, übersichtlichen geologischen Karte Blatt Banská Bystrica (1:200 000) die schon damals veraltete und ungültige, handkolorierte, durch Dionýz Štúr in der Hälfte des vorigen Jahrhundertes zusammengestellte geologische Karte.

Um wenigstens teilweise diesen ernsten Mangel zu beseitigen, hat man im Jahre 1955 mit der übersichtlichen geologischen Kartierung der Grossen Fatra angefangen. Mit dieser Aufgabe habe ich mich in der Saison 1955 befasst und mich bemüht die ausgedehnten Lücken, die hier nach den vorerwähnten Autoren geblieben sind, auszufüllen. Obzwar die Methodik der übersichtlichen geologischen Kartierung im Massstab 1:200 000 es nicht ermöglicht, sich dem detaillierteren Studium der Stratigraphie und Tektonik zu widmen, ist man dabei doch zu einigen neuen Erkenntnissen gelangt, welche eine erhöhte Aufmerksamkeit bei der späteren, ausführlicheren geologischen Kartierung verdienen.

In erster Reihe ist es die Frage der Auffassung des Ľubochňa—Massives und seiner sedimentären Hülle, als selbständige tektonische Einheit der Tatriden. Bisher hat man

im Gebiete der Grossen Fatra zwei tatride Einheiten unterschieden: Die Ľubochňaer und die durch die „Šiprúň-Decke" repräsentierte Niedertatrische Zone. Da jedoch die durch Matějka als sebständige tatride Decke interpretierte „Šiprúň-Serie" nur den höheren Teil der sedimentären Hülle des kristallinen Kernes repräsentiert (Bystrický, 1956), gibt es im Gebiete der Grossen Fatra nur eine tatride Serie, die sedimentäre Hülle des Ľubochňa-Massives, deren Schichtenfolge sich dadurch bis in den Alb ausbreitet.

Wenn man die Entwicklung der sedimentären Hülle des Ľubochňa-Massives mit der sedimentären Hülle der Kleinen Fatra, welche bisher für die westliche Fortsetzung der Hochtatrischen Zone der Hohen Tatra gehalten wurde, vergleicht, sieht man, dass beide Hüllenserien auffallend übereinstimmend sind. Deshalb ist die Angehörigkeit der Kleinen Fatra zu der Hochtatrischen Zone und des Ľubochňa-Massives zu der Ľubochňaer Zone, die sich voneinander gerade durch die sedimentäre Hülle unterscheiden sollen, sehr zweifelhaft. Es scheint, dass beide Massive mit ihren sedimentären Hüllen nur zu einer und derselben tektonischen Einheit angehören.

Deshalb kann man den Ľubochňa-Massiv nicht für eine selbständige tatride Einheit halten.[1]

An anderer Stelle (Bystrický, 1956) habe ich schon erklärt, dass die Aufteilung der Mitteltrias im Hangenden der auf dem Granit der Kleinen Fatra liegenden Untertrias, in zwei Teile, die zu zwei tektonischen Einheiten angehören, d. i. zur sedimentären Hülle und der „Šiprúň-Decke", resp. zur „unteren Digitation der Krížna-Decke", gewaltsam ist. Matějka konstatiert doch selbst in seiner Karte „östlicher Teil der Kleinen Fatra" (Guide des excursions, Beilage 9) nur die Mitteltrias der sedimentären Hülle, was allerdings mit dem Textteil nicht übereinstimmt.

Nach den durch Matějka angegebenen Daten und eigenen Beobachtungen bin ich zur Ansicht gelangt, dass in der Kleinen Fatra die Situation mit dem Ľubochňa-Massive übereinstimmend ist, dass ebenso, wie im Ľubochňa-Massive, auch in der Kleinen Fatra im Hangenden der auf Granit ruhenden Untertrias nur ein mitteltriadischer Schichtenkomplex — die Mitteltrias der sedimentären Hülle vorkommt, die sich von der Mitteltrias der sedimentären Hülle des Ľubochňa-Massives nicht unterscheidet. Auf ihr ruht normal die Obertrias (Keuper) der „Šiprúň-Serie" Matějka's, resp. die Obertrias (Keuper) seiner „unteren Digitation der Krížna-Decke". Jedoch die durch Matějka (1932, 1935) angeführte „untere Digitation der Krížna-Decke" unterscheidet sich in ihrer Entwicklung der Obertrias bis Alb nicht von der „Šiprúň-Serie" aus dem östlichen Teil der Kleinen Fatra, weshalb beide diese tektonische Einheiten nur den höheren Teil der sedimentären Hülle der Kleinen Fatra vertreten. Also auch hier tritt im Hangenden des Granites und im Liegenden der Krížna-Decke nur ein tatrider Schichtenkomplex — die sedimentäre Hülle — auf.

---

[1] V. Uhlig (1902, S. 521) gibt ausdrücklich an, dass die hochtatrische Entwicklung in der Kleinen Fatra nicht vertreten ist. Dagegen konstatiert Matějka (1931, 1932, 1935) in der Kleinen Fatra auch die hochtatrische Entwicklung, welche sich auf die Mitteltrias der sedimentären Hülle beschränken soll. Dadurch hält er den Massiv der Kleinen Fatra für die westliche Fortsetzung der Hochtatrischen Zone der Hohen Tatra. Im Hangenden der sedimentären Hülle der Kleinen Fatra, welche nach ihm hier — so wie im Ľubochňa-Massive — gleichfalls bedeutend beschränkt ist (Unter- und Mitteltrias), tritt im östlichen Teil die „Šiprúň-Serie", im zentralen Teil (die Gruppe Kriváň u. Belanská Dolina) direkt die „untere Digitation der Krížna-Decke" auf. Beide Einheiten, die „Šiprúň-Decke" und die „Digitation der Krížna-Decke" beginnen mit der Mitteltrias, die tektonisch auf der Mitteltrias der sedimentären Hülle ruhen soll. Im Ganzen Gebiete der Kleinen Fatra wurde nämlich in keiner von beiden obenerwähnten Einheiten die Untertrias festgestellt.

Die sedimentäre Hülle des Ľubochňa-Massives säumt den Granitmassiv vom Norden und Süden ein. Sie hat eine komplett entwickelte Schichtenfolge von der Untertrias bis Alb, mit einer stratigraphischen Lücke im Rhät. Überall taucht sie unter die Krížna-Decke unter, und auf die Oberfläche steigt sie südlich vom Ľubochňa-Massive in der Form tektonischer Fenster in den Tälern Belanská dolina und Necpalská dolina empor. Die Reduktion der sedimentären Hülle beschränkt sich nur auf die südwestlichen Abhänge des Ľubochňa-Massives, wo es zu einem unmittelbaren tektonischen Kontakt des Granitkernes mit dem Keuper, beziehungsweise mit dem Neokom der Krížna-Decke kommt. Die nordöstlichen Abhänge des Ľubochňa-Massives wurden nur durch geringere Reduktion ergriffen (Stupecký grúň), so dass hier die den Nemecký kopec bauenden, zur Krížna-Decke angehörenden mitteltriadischen Dolomite tektonisch entweder auf dem Granite, oder auf der Untertrias der sedimentären Hülle ruhen. Die destruktive Tätigkeit der sich überschiebenden subtatrischen Massen hat also nicht ein vollständiges Herausziehen der sedimentären Hülle auf den südlichen Abhängen des Ľubochňa-Massives, wie es bisher in der Literatur angegeben wurde, sondern meistenteils nur ein lokales Auswalzen einzelner Schichtenkomplexe der Hülle verursacht.[2]

Ähnlich kann man auf den nördlichen Abhängen des Ľubochňa-Massives keine Anhäufung tatrider Elemente beobachten, aber es existiert hier nur ein tatrider Schichtenkomplex mit einer sehr ruhigen Tektonik. Auch die mit der Untertrias beginnende Krížna-Decke, zeichnet sich durch keine komplizierte Tektonik aus. Bloss im südlichen Teil (Gebiet Borišov—Javorina—Veľký Rakytov) ist es zur intensiveren Faltung des normalen Schenkels der Krížna-Decke und zur Entstehung leichter, nach Norden gescharrten Falten gekommen. An den Stellen der maximalen Elevation der Antiklinalachse taucht die sedimentäre Hülle in der Form tektonischer Fenster (Magura, Täler des Veľý Rakytov im Revúca-Tal, Belanská dolina und Necpalská dolina) auf.

Komplikationen grösseren Umfanges kommen nicht vor. Die durch Ilavský—Červeňová (1952) aus den Tälern Necpalská dolina und Belanská dolina angeführte „innere Digitation" ist in Wirklichkeit die sedimentäre Hülle mit einer normalen und nicht verkehrten Schichtenfolge.

Über die Tektonik der Choč-Decke braucht man nicht besonders viel erwähnen, da sie auf dem kartierten Gebiete nur in der Form kleiner, auf dem Neokom der Krížna-Decke ruhender Schollen auftritt. Es ist da nur zu bemerken, dass es notwendig sein wird, die komplizierte Tektonik der Choč-Decke aus den westlichen Abhängen der Grossen Fatra, wie sie Ilavský—Červeňová (1952) angeben, zu revidieren, da sie die Strati-

---

[2] Sich auf die geologische Karte des östlichen Teiles der Kleinen Fatra, welche Matějka am III. Kongress der Karpathischen geologischen Assoziation (Guide des excursions, Beilage 6) vorgelegt hat, stützend, gibt Spengler (1937, Seite 50) die Untertrias der sedimentären Hülle nur von den nördlichen Abhängen des Ľubochňa-Massives an, wo sie nur in kleinen Schollen, als Relikte nach einer mächtigen Denudation der sedimentären Hülle vor der Überschiebung der subtatrischen Decken vorkommen sollen. Obzwar es schon aus Matějka's Karte klar ist, dass die Mitteltrias der sedimentären Hülle nicht als „noch etwas Kalk und Dolomit" erhalten ist, halte ich für notwendig darauf hinzuweisen, dass die Mitteltrias der sedimentären Hülle des Ľubochňa-Massives als ein mächtiger Schichtenkomplex von Kalken und Dolomiten auftritt und den Ľubochňa-Massiv sowohl vom Norden, als auch vom Süden einsäumt und sogar noch in tektonischen Fenstern der Täler Belanská dolina und Necpalská dolina vorkommt. Die Interpretation der „Šiprúň-Decke", — welche mit ihrer ziemlich kompletten Schichtenfolge einer mächtigen Denudation Tatrider Elemente vor der Überschiebung subtatrischer Decken widerspricht — als einen vor der Erosion und Denudation rätselhaft erhalten gebliebenen und durch die subtatrischen Massen nach Norden verschobenen Zeugenberg, ist unannehmbar.

graphie der Trias nicht genügend berücksichtigt. Es scheint, dass es auch in dieser tektonischen Einheit nicht möglich sein wird, sich nach der alten Gliederung der Mitteltrias: Anis-Kalke, Ladin-Dolomite, zu halten.

10. IV. 1956

Geologische Anstalt D. Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Navara

Erläuterungen zu den Bildern

Tab. I.

Bild 1. Bankige untertriadische Quarzite der sedimentären Hülle mit Lagen bunter Schiefer (a). Ľubochnianská dolina, Kornutova dolina.

Bild 2. Mitteltriadische Dolomite der sedimentären Hülle mit erhaltener oolithischer Struktur (dunkle Flecken).

Tab. II.

Bild 1. Detto, die Oolithe stärker vergrössert.

Bild 2. Ansicht des höheren Teiles des Tales Belanská dolina vom Borišov, a — tektonisches Fenster der sedimentären Hülle (Mitteltrias — Alb). 1 — Guttensteiner Kalksteine, 2 — mittel- und obertriadische Dolomite, 3 — Keuper, 4 — Rhät — Lias, 5 — Dogger — Malm, 6. — Neokom. (1—6 — Krížna-Decke).

Tab. III.

Bild 1. Oberer Teil des Tales Belanská dolina. Ansicht vom Norden. 1 — mitteltriadische Dolomite, 2 — Obertrias bis Alb der sedimentären Hülle, 3 — mitteltriadische Guttensteiner Kalke und Dolomite der Krížna-Decke.

Bild 2. Oberer Teil des Tales Belanská dolina. Ansicht vom Nordwesten. 1 — fleckige, mergelige Lias-Schiefer, 2 — Dogger — Malm, 3 — Hornsteinkalke des Neokoms, 4 — mergelige Schiefer und kalkige Sandsteine — Neokom — Alb, (1—4 sedimentäre Hülle), 5 — Guttensteiner Kalksteine, 6 — mitteltriadische Dolomite, (5—6 Krížna-Decke).

Bild 3. Borišov. 1 — bunte Schiefer — Keuper, 2 — dunkelgraue Kalke — Rhät, 3 — krinoide und oolithische Kalke, fleckige mergelige Schiefer — Lias, 4 — Dogger — Malm, — 5 Neokom, (1—5 Krížna-Decke), im Hintergrund, 6 — Guttensteiner Kalke und Dolomite der Choč-Decke.

Erläuterungen zu den Karten

Seite 39—42

Tektonische Skizze der Grossen und Kleinen Fatra

Bild 1

1 — kristalline Kerne; 2 — Unter- und Mitteltrias der sedimentären Hülle; 3 — Obertrias — Alb der sedimentären Hülle („Šiprúň-Serie" nach Matějka); 4 — Krížna-Decke; 5 — Choč Decke; 6 — Tertiäre Füllung des Kessels von Turiec.

Geologische Profile des zentralen Teiles der Grossen Fatra zwischen Borišov (K. 1517) und Rakytov (K. 1567)

Bild 2

1 — Guttensteiner Kalke; 2 — mitteltriadische Dolomite; 3 — obertriadische Quarzite und bunte Schiefer; 4 — fleckige Schiefer und Kalke — Oberlias; 5 — graue Horn-

steinkalke — Neokom; 6 — mergelige Schiefer und Sandsteine — Neokom — Alb; (2—6 — sedimentäre Hülle des Ľubochňa-Massives); 7 — Guttensteiner Kalke; 8 — mitteltriadische Dolomite; 9 — Lunzer Sandsteine und Schiefer; 10 — obertriadische bunte Schiefer, Quarzite und Sandsteine, „Keuperdolomite"; 11 — dunkle Kalke und Schiefer — Rhät; 12 — krinoide und oolithische Kalke — Unterlias; 13 — fleckige mergelige Schiefer und Kalke, graue bankige Kalke mit Hornsteinen — Oberlias; 14 — dunkelgraue Kalke und mergelige Schiefer — Rhät — Lias; 15 — grünliche und rötliche Radiolarite — Dogger — Malm; 16 — graue mergelige Schiefer und Kalke — Neokom; (7—16 — Krížna-Decke); 17 — Kalke und Dolomite der Choč-Decke.

Grosse Fatra. Skizze der geologischen Verhältnisse des zentralen Teiles der Grossen Fatra

Bild 3

1 — Granit; 2 — Quarzite; 3 — bunte Werfener Schiefer; 4 — Guttensteiner Kalke; 5 — mitteltriadische Dolomite; 6 — Quarzite und bunte Schiefer — Keuper; 7 — sandige und krinoide Kalke — Unterlias; 8 — fleckige mergelige Schiefer und Kalke — Oberlias; 9 — graue Hornsteinkalke — Neokom; 10 — mergelige Schiefer und kalkige Sandsteine — Neokom — Aalb; (2—10 — sedimentäre Hülle des Ľubochňa-Massives; 6—10 — „Šiprúň-Serie" nach M a t ě j k a); 11 — untertriadische bunte Schiefer und Quarzite; 12 — Guttensteiner Kalke; 13 — mittel- und obertriadische Dolomite; 14 — Lunzer Sandsteine; 15 — bunte Schiefer — Keuper; 16 — dunkle Kalke und Schiefer — Rhät; 17 — krinoide Kalke des basalen Lias; 18 — fleckige Mergel und Kalke — Lias; 19 — graue bankige Kalke mit Lias-Hornsteinen; 20 — grobbankige Hornsteinkalke — Lias; 21 — Radiolarite — Dogger — Malm; 22 — graue mergelige Kalke und Schiefer — Neokom; (11—22 — Krížna-Decke); 23 — mitteltriadische Guttensteiner Kalke und Dolomite der Choč-Decke; 24 — Lehm, Schutt.

Grosse Fatra. Skizze der geologischen Verhältnisse der Kľak — Gruppe

Bild 4

1 — Granit; 2 — Quarzite; 3 — bunte Werfener Schiefer: (2—3 Untertrias); 4 — mitteltriadische Dolomite und Kalke; 5 — obertriadische Quarzite und bunte Schiefer; 6 — sandige und krinoide Kalke — Unterlias; 7 — fleckige mergelige Schiefer und Kalke — Oberlias; 8 — graue bankige hornsteinhältige Kalke — Neokom; 9 — mergelige Schiefer, im oberen Teil kalkige Sandsteine — Neokom — Alb; (2—9 — sedimentäre Hülle des Ľubochňa-Massives; 5—9 — „Šiprúň-Serie" nach Matějka); 10 — untertriadische bunte Schiefer und Quarzite; 11 — Guttensteiner Kalke; 12 — mitteltriadische Dolomite; 13 — bunte Schiefer — Keuper; 14 — dunkle Kalke u. Schiefer — Rhät; 15 — fleckige mergelige Schiefer und Kalke — Lias; 16 — grünliche und rötliche Radiolarite — Dogger — Malm; 17 — graue mergelige Schiefer und Kalke — Neokom; (10—17 — Krížna-Decke); 18 — mitteltriadische Kalke und Dolomite der Choč-Decke; 19 — Nummulitenkalk des basalen Paläogens; 20 — Lehm, Schutt; 21 — die Dejektionskegel; 22 — Quellen; 23 — Streichen und Fallen der Schichten.

ARPÁD BERGFEST — MILOSLAV BÖHMER

POZNÁMKY K SZÁDECZKÉHO TEÓRII KRYŠTALINITY HORNÍN

(Ruské a nemecké resumé)

Úvod

V súčasnej dobe sa v našom štáte robí intenzívny prieskum nerastných surovín. V rámci výskumných prác sa venuje značná pozornosť aj ložiskám viazaným na neogénny vulkanizmus, ktoré sú u nás typicky vyvinuté hlavne v Kremnicko-štiavnickom rudohorí. Je potrebné, aby prieskumné geologické práce využívali všetky teoretické i praktické poznatky geologických vied. Preto chceme upozorniť na veľmi zaujímavé práce prof. Szádeczkého-Kardossa (1942), ktoré sú mimoriadne aktuálne pre riešenie geologických a ložiskových pomerov našich mladovulkanických oblastí, no napriek tomu sa im doteraz u nás nevenovala náležitá pozornosť.

Vzťahy medzi stupňom kryštalinity magmatických hornín, hĺbkou erózie a výskytom rudných ložísk

Szádeczkého praktické i teoretické závery, ktorých podstatu uvádzame v tejto časti, majú umožniť stanovenie takej hĺbky erózie masívu magmatických hornín, pri ktorej sa na povrchu objavuje určitá rudná formácia, geneticky viazaná na tento masív.

Názory, že rôzny stupeň erózie masívov magmatických hornín odkrýva úrovne, na ktorých sa objavujú rôzne typy parageneticky sa líšiacich ložísk, sú dosť starého dáta a všeobecne sa uznávajú. Podobne sa všeobecne uznáva aj fakt, že množstvo a bohatstvo ložísk na rôznych erozívnych úrovniach je rôzne. Všeobecne je známa Emonsova teória hĺbkových úrovní žulových batolitov, i jej oprávnená kritika (najmä kritika S. S. Smirnova). No i na základe najnovších pozorovaní zostáva uznávanou skutočnosťou, že rozmiestnenie hydrotermálnych ložísk okolo zdroja hydroteriem v priestore a čase je zákonité, že sa pri rôznej hĺbke erózie na povrchu objavujú parageneticky rozdielne skupiny ložísk, a že určitá erozívna úroveň je z ložiskového hľadiska najproduktívnejšia, t. j. obsahuje maximálne množstvo ložísk.

Szádeczky navrhuje zisťovať hĺbku erózie podľa stupňa kryštalinity hor-

nín, ktorá sa najmä pri vulkanických magmatických horninách bude zvyšovať do hĺbky. Všeobecne platí, že horniny vzniknuté na povrchu a v malých hĺbkach budú mať nižší stupeň kryštalinity ako horniny, ktoré utuhli ako subvulkanické, hypoabysálne až abysálne magmatické telesá. Szádeczkým navrhovaná metóda má umožniť presnejšie a objektívnejšie zisťovanie relatívnej hĺbky erózie.

Ďalším známym faktom je, že rôzne formácie hydrotermálnych ložísk vznikajú v rôznych hĺbkových intervaloch, kde panujú určité teplotné a tlakové podmienky, ktoré sú jedným z dôležitých predpokladov pre vznik ložiska. Z toho, čo sme povedali, vidieť, že skutočne možno očakávať závislosť medzi rôznymi formáciami hydrotermálnych ložísk a hĺbkovými intervalmi, v ktorých tieto ložiská môžu vznikať, vyjadrenými stupňom kryštalinity okolitých magmatických hornín.

Szádeczky navrhuje aj metódu zisťovania stupňa kryštalinity.

Ako najvhodnejší a dostatočne presný spôsob merania stupňa kryštalinity odporúča meranie veľkosti zrna kryštálov základnej hmoty. Veľkosť zrna porfyrických vyrastlíc nie je vhodná pre charakteristiku stupňa kryštalinity. Porfyrické vyrastlice, ako vieme, vznikajú často ešte v intratelurickej fáze kryštalizácie, alebo ich značne ovplyvňuje chemizmus magmy, a naopak neovplyvňujú ich pomery chladnutia magmy po jej preniknutí do vyšších častí zemskej kôry, na miesto úplného utuhnutia.

Veľkosť zŕn základnej hmoty sa zväčšuje s hĺbkou, v ktorej hornina utuhla. Pritom veľkosť zrna rozličných minerálov (opakných, živcov, tmavých súčiastok) sa úmerne zväčšuje, a podobne sa úmerne zväčšujú aj rôzne rozmery (šírka, dĺžka) tých istých minerálov, takže stupeň kryštalinity možno veľmi jednoducho charakterizovať ktorýmkoľvek priemerným rozmerom hocktorého minerálu základnej hmoty. Tieto údaje možno veľmi ľahko určiť vo výbrusoch mikroskopicky.

Veľkosť zrna minerálov základnej hmoty sa postupne zväčšuje od vulkanitov cez subvulkanické a hypoabysálne horniny až k horninám hlbinným.

Použitie uvedenej metódy môže naraziť na ťažkosti, keď sa minerály základnej hmoty vyskytujú vo viacerých generáciách, keď sú plynulé prechody medzi vyrastlicami a minerálmi základnej hmoty, a keď je základná hmota silne sklovitá alebo porušená rôznymi produktami premeny.

Pri posudzovaní stupňa kryštalinity treba vždy mať na zreteli, že kyslé magmy za iných rovnakých pomerov chladnutia, v dôsledku väčšej viskozity, kryštalizujú jemnozrnnejšie a s väčším množstvom skla ako magmy bázickejšie.

Uvedený spôsob merania kryštalinity magmatických hornín sa dá podľa údajov Szádeczkého použiť len pri horninách s porfyrickou štruktúrou. Pre posudzovanie stupňa kryštalinity hlbinných hornín, ktoré svojimi rovno-

merne zrnitými štruktúrami predstavujú najvyšší člen v stúpajúcom rade kryštalinity magmatických hornín, táto metóda sa nedá použiť.

Druhá metóda na určovanie stupňa kryštalinity, navrhovaná Szádeczkým, je založená na princípe, že stupeň kryštalinity hornín možno určovať na základe množstva skla v základnej hmote, ktoré je približne vyjadrené petrografickými názvami štruktúr základnej hmoty magmatických hornín. Dá sa teda zostaviť stupnica, ktorou možno orientačne vyjadriť stupeň kryštalinity. Szádeczký zostavil pre posudzovanie stupňa kryštalinity na základe štruktúr základnej hmoty sedemmiestnu stupnicu:

1° — prevažne sklovité štruktúry: hyalínna a vitrofyrická; množstvo skla v základnej hmote nad 80 %;

2° — štruktúry s veľkým množstvom skla v základnej hmote, 80—50 %; napr. hyalopilitická štruktúra a jej podobné;

3° — stredne sklovité štruktúry; množstvo skla v základnej hmote asi 50—25 %. Prechodné štruktúry hyalopilitické-pilotaxické;

4° — štruktúry s malým množstvom skla v základnej hmote, asi pod 20 %; pilotaxická štruktúra a jej podobné;

5° — štruktúry bez skla v základnej hmote; mikroholokryštalicko-porfyrické štruktúry;

6° — granitovo porfyrické štruktúry s väčšími zrnami v jemnozrnnej základnej hmote;

7° — všesmerne zrnité štruktúry.

Tufy a aglomeráty ako horniny celkom povrchové majú nízky stupeň kryštalinity vyjadrený 0°—1°.

Táto metóda stanovenia stupňa kryštalinity, hoci dáva len približné výsledky, je zrejme veľmi výhodná, lebo na posúdenie kryštalinity môžeme použiť početné údaje publikovaných geologicko-petrografických prác zo skúmaného územia. Jej nevýhodou je, že dáva menej presné, viac-menej orientačné výsledky. Sám autor použil túto metódu v časti svojej práce, v ktorej určuje stupne kryštalinity jednotlivých pohorí vnútrokarpatského mladovulkanického oblúka.

Ako sme už uviedli, na stupeň kryštalinity má vplyv hlavne hĺbka, v ktorej magma tuhla. Okrem toho však majú na stupeň kryštalinity vplyv aj rôzni iní činitelia, z ktorých najdôležitejší sú: objem magmatickej masy a vzdialenosť od okraja masívu, charakter vedľajšej horniny (pórovitosť, rozpukanosť, tepelná vodivosť) a predchádzajúce oteplenie okolitej horniny, ktoré je značne ovplyvnené hlavne pomerným vekom erupcie v rámci celého cyklu erupcií, čo sa prejavuje vyššou kryštalinitou hornín prislúchajúcich k mladším erupciám.

Uvedených činiteľov, majúcich vplyv na spôsob kryštalizácie a tak aj na stupeň kryštalinity magmy, zhrňuje Szádeczký pod pojem „pomery chlad-

nutia". Pomery chladnutia sú ešte do istej miery ovplyvňované teplotou magmy, a ako sme už uviedli, aj jej chemizmom, predovšetkým aciditou.

Vznik určitých formácií hydrotermálnych ložísk je vo veľkej miere podmieňovaný najmä: tlakom a teplotou hydroteriem, ktoré sa menia s hĺbkou. S hĺbkou sa mení aj kryštalinita hornín v dôsledku činiteľov zhrnutých pod pojem „pomery chladnutia", takže medzi stupňom kryštalinity hornín a prítomnosťou určitých formácií hydrotermálnych ložísk, môže existovať závislosť, hoci aj hydrotermálne ložiská sú voči horninám, v ktorých ležia, epigenetické.

Ako vidíme, vzťahy medzi stupňom kryštalinity magmatických hornín a hydrotermálnymi ložiskami sú značne zložité a sú ovplyvňované mnohými činiteľmi. Praktické použitie kryštalinity ako jedného z vyhľadávacích príznakov ložísk je však značne jednoduchšie. Často sa celá zložitá reťaz zákonitostí, viažúcich štruktúry magmatických hornín a ložiská v nich ležiace, odzrkadlí v tom, že určitý druh (stupeň) kryštalinity magmatických hornín indikuje pri určitom magmatickom spoločenstve bezprostredne možnosť prítomnosti alebo neprítomnosti určitej rudnej formácie na odkrytej erozívnej úrovni. To je základný výsledok Szádeczkého teoretických úvah i praktických pozorovaní v teréne.

Je tedy možné stanoviť, aký stupeň kryštalinity majú horniny v rudonosných oblastiach, odkrytých dnes eróziou, a zistené zákonitosti možno použiť pri analyzovaní možnosti výskytu hľadanej rudnej formácie i v celom geneticky jednotnom komplexe magmatických hornín.

Takéto stanovenie optimálnej kryštalinity okolitých hornín, ako aplikáciu svojich teoretických názorov, urobil Szádeczký pre dôležitú Au-Ag formáciu, viazanú na Karpatské mladovulkanické pohoria. Vymedzenie oblastí s optimálnou kryštalinitou má nesporne značný význam.

Stanovenie optimálneho stupňa kryštalinity pre Au-Ag formáciu vo vnútrokarpatskom mladovulkanickom oblúku

K záverom na optimálny stupeň kryštalinity došiel Szádeczky po preskúmaní vzťahov kryštalinity a ložísk vo všetkých pohoriach Karpatského mladovulkanického oblúka, väčšinou na základe spracovania údajov z literatúry a sčasti na základe vlastných terénnych prác. V ďalšom uvedieme niektoré jeho poznatky, týkajúce sa predovšetkým nášho územia.

Kremnicko-štiavnické rudohorie: Podľa údajov H. Böckha (1901) jednotlivé typy andezitov i iných magmatických hornín v okolí Štiavnice a Hodruše majú takéto priemerné stupne kryštalinity:

Pyroxenické andezity — často silne propylitizované, majú veľmi malý obsah skla v základnej hmote, teda stupeň kryštalinity asi 4°.

Augitické diority — často tiež trochu propylitizované, sú všesmerne zrnité horniny so stupňom kryštalinity 7°.

Granodiority — všesmerne zrnitej štruktúry, stupeň kryštalinity 7°.

Biotit — hyperstén — andezity — väčšinou holokryštalické, niekedy s malým obsahom skla, charakterizované stupňom kryštalinity asi 4,5°.

Ryolity — často mikrofelzitické aj vitrofyrické. Obyčajne sa nevyskytujú v blízkosti ložísk. Priemerný stupeň kryštalinity majú 3°.

Čadiče, ktoré sú podstatne mladšie ako ostatné vulkanity, sa do výpočtu priemernej kryštalinity nezahrňujú.

Z uvedených dát stanovil Szádeczky priemerný stupeň kryštalinity pre štiavnickú rudonosnú oblasť 5,1°. Horniny vystupujúce v užšom okolí rudných žíl majú väčšinou málo skla. Ich štruktúra sa najčastejšie blíži k mikroholokryštalickej.

Pre kremnickú oblasť Szádeczky tiež uvádza na základe údajov T e s c h l e r a (1890) pomerne vysoký stupeň kryštalinity, keďže horniny v okolí rudných žíl obsahujú len veľmi malé množstvo skla.

V bezrudných alebo, presnejšie, na rudy chudobných okrajových častiach Kremnicko-štiavnického rudohoria prevládajú vulkanity s oveľa menším stupňom kryštalinity.

Tak v oblasti Jedľových Kostolian podľa údajov L e n g y e l a majú andezity prevažne hyalopilitickú štruktúru základnej hmoty, takže stredný stupeň kryštalinity pre toto okolie je nízky, okolo 2,7°. Podobne oblasť Poľany má podľa údajov T. S z o n t á g h a vulkanity s nízkym stupňom kryštalinity. Pre túto východnú časť Kremnicko-štiavnického rudohoria odhaduje Szádeczky stupeň kryštalinity 3°: Bezrudné okrajové časti Kremnicko-štiavnického rudohoria sú okrem nízkej kryštalinity charakterizované prítomnosťou veľkého množstva tufov a aglomerátov.

Aj ďalšie pohorie mladovulkanického oblúka, ležiace na území Slovenska, Slánske hory, charakterizuje Szádeczky na základe údajov početnej literatúry nízkym stupňom kryštalinity, okolo 3°. Len v niektorých ostrovoch (Dubník, Zlatá Baňa) sa vyskytujú vulkanity s vyšším stupňom kryštalinity, s pilotaxickou až mikroholokryštalickou štruktúrou základnej hmoty, takže kryštalinita sa zvyšuje na 4°—5°. Práve v okolí týchto ostrovov sa nachádzajú menej významné výskyty Au-Ag formácie.

Podobným spôsobom, spracovaním údajov z literatúry i vlastnými pozorovaniami, analyzuje Szádeczky kryštalinitu vulkanitov vo všetkých pohoriach vnútrokarpatského mladovulkanického oblúka a sleduje jej vzťah k zrudneniu, predovšetkým k výskytom Au-Ag formácie. Tu uvedieme len prehľadnú tabuľku zostavenú Szádeczkým, z ktorej vidno priemerný stupeň kryštalinity vulkanitov jednotlivých pohorí mladovulkanického oblúka i prítomnosť alebo neprítomnosť zrudnenia a jeho charakter (tab. 1).

Tabuľka 1

	Kryštalinita	Zrudnenie
Bukové pohorie	1	—
Zemplínsky ostrov	2,2—2,5	—
Kelemen — Hargita, okrajové časti Sedmohradského rudohoria a pohoria Börzsöny	2,5—2,9	Siderítové železné rudy
Cserhát, Pilis, Tokajsko-prešovské pohorie, Vihorlat(?)	3,0—3,5	Siderítové železné rudy
Kremnicko-štiavnické rudohorie, centrálna časť pohoria Börzsöny, Mátra, Avas-Gutin, Sedmohradské rudohorie	4,0—5,1	Mladá Au—Ag formácia
Orodna, Rézbánya, južná časť banátskeho kontaktného pásma	5,5—6,0	Metasomatické rudy Cu—Pb
Severná časť banátskeho kontaktného pásma	6,0—6,5	Metasomatické železné rudy

Zovšeobecnením získaného materiálu dochádza Szádeczky k viacerým dôležitým záverom:

1. Mladá Au—Ag formácia, spolu s žilami obecných sírnikov, na ktorú práve v treťohornom Karpatskom oblúku nájdeme klasické prípady, sa nevyskytuje v ľubovoľných častiach vulkanického masívu, ale len v súvislosti s komplexom vulkanických hornín, s určitým stupňom kryštalinity. Takéto optimum kryštalinity predstavuje pre spomínanú rudnú formáciu pri intermediárnom zložení magmy štruktúra mikroholokryštalickoporfyrická, čiže stupeň kryštalinity 5°. Stredná optimálna hodnota kryštalinity pre celé rudonosné územie sa pohybuje medzi 4°—5°. Keď je rudonosné územie budované kyslými horninami (napr. okolie Verespataku), optimálny stupeň kryštalinity je vyjadrený nižšou hodnotou, v priemere okolo 3,5°.

2. V územiach s iným stupňom kryštalinity sú prítomné iné rudné formácie. Pri priemernom stupni kryštalinity okolo 5,5°—6°, keď sú prítomné karbonátové horniny, vzniká metasomatická Pb, Cu, Ag formácia (Orodna, Rézbánya, južný Banát). Pri ešte vyššom stupni kryštalinity okolo 6°—6,5° vznikajú metasomatické Fe rudy (severný Banát).

Keď sú vulkanické pohoria budované horninami s nízkym stupňom kryštalinity, buď sa nevyskytuje žiadne zrudnenie, alebo sa vyskytujú nateraz priemyselne nevýznamné siderítové rudy s kremeňom, často úplne limonitizované, a podľa menej určitých údajov aj Hg rudy (napr. v severnej časti Tokajsko-prešovského pohoria).

Napriek tomu, že na stupeň kryštalinity okrem hĺbky, v ktorej utuhla

hornina, majú vplyv ešte rôzni iní činitelia, predsa jednotlivé vulkanické pohoria zostavené v tabuľke podľa stúpajúceho priemerného stupňa kryštalinity predstavujú rad s väčšou a väčšou hĺbkou erózie jednotlivých pohorí.

Po uvážení týchto skutočností dochádza Szádeczky ešte k ďalším pre prax mimoriadne dôležitým tvrdeniam:

V územiach, v ktorých sa na dnešnom povrchu vyskytujú horniny s vyššou kryštalinitou (Cibles, Rodna), je bezúčelné hľadať Au—Ag formáciu hlbokými prieskumnými dielami, lebo možno predpokladať, že formácia vznikla vo vyšších polohách masívu dnes už v oddenudovaných. Zrudnenie tu možno očakávať ešte najskôr na periférii masívu, kde sa môžu vyskytnúť horniny s nižším (priaznivým) stupňom kryštalinity.

Vo vulkanických pohoriach, ktoré sú budované horninami s nízkym stupňom kryštalinity (pod 4°), možno očakávať prítomnosť Au—Ag formácie vo väčších hĺbkach. Za takéto pohoria pokladá Szádeczky severnú časť Vihorlatsko-gutinského pohoria, väčšiu časť Prešovsko-tokajského pohoria, Bukové pohorie, Cserhát a Pilis. Keď sú dopodrobna známe geologické pomery územia, Szádeczky uvažuje aj o možnosti stanoviť približnú hĺbku optimálnej kryštalinity, t. j. hĺbku, v ktorej sa môžu očakávať ložiská Au—Ag formácie.

Teraz po oboznámení sa s podstatou Szádeczkého názorov pristúpime k zrovnaniu, cieľom ktorého bude poukázať na to, do akej miery odpovedajú teoretické predpoklady a zovšeobecnenia z literatúry známym skutočnostiam z niektorých našich rudných oblastí.

Oblasť Banskej Štiavnice a Hodruše: V porovnaní s údajmi novších geologicko-petrografických prác sú Szádeczkým použité údaje pre toto územie značne schematizované. Kryštalinita vulkanických hornín je v skutočnosti značne premenlivá. Napr. i samy staršie pyroxenické andezity, v ktorých sa zrudnenie najčastejšie vyskytuje, vykazujú v širšom okolí aj také štruktúry, ktoré obsahujú značné množstvo skla v základnej hmote. Pozoruhodné je však, že pyroxénické andezity z vlastného rudonosného územia bývajú zhodne charakterizované ako horniny prevažne s malým množstvom skla, teda so štruktúrou pilotaxickou alebo až mikroholokryštalickou. Značnú premenlivosť štruktúr vykazujú i ostatné andezity. Pozoruhodné je, že dacity v štiavnickej oblasti majú spravidla značne vysoký stupeň kryštalinity, bývajú najčastejšie holokryštalické. Značná premenlivosť štruktúr základnej hmoty ukazuje na to, že presné stanovenie priemerného stupňa kryštalinity nie je ľahké a nebude sa môcť zaobísť bez veľkého počtu meraní a bez použitia presnejších metód.

Szádeczkého práca je zameraná značne regionálne, takže nevystihuje jemnejšie geologické a genetické rozdiely ložísk. Tak v Szádeczkého práci je hodrušský revír po geologickej i ložiskovej stránke posudzovaný so

štiavnickým ako jeden celok. Obe oblasti sú však po stránke geologickej i ložiskovej dosť rozdielne. Už dávnejšie sme poukazovali na túto odlišnosť (Bergfest, 1938), keď sme posudzovali oba žilové systémy samostatne a poukázali na ich značné rozdiely v paragenéze i v geologickom postavení.

V hodrušskom ostrove na dnešnom povrchu v značnej miere vystupuje podložie neovulkanického komplexu a jeho hypoabysálne časti, tvorené horninami o vysokom stupni kryštalinity (granodiorit, diorit). Takéto horniny v štiavnickom revíre vystupujú v omnoho menšom množstve. Často sú odkryté len banskými dielami vo väčších hĺbkach. Z toho sa dá predpokladať, že v hodrušskom revíre erózia postúpila hlbšie ako v štiavnickom. V súhlase so zásadami Szádeczkého teórie by sme očakávali na hodrušskom žilovom systéme, ležiacom na hlbšej erozívnej úrovni, vyššie termálnejšiu paragenézu. Skutočnosť je však opačná. Hodrušský žilový systém, okrem kontaktne metasomatických výskytov magnetitu v okolí Vyhieň, sa vyznačuje práve nižšie termálnejšou asociáciou minerálov.

Kremnická oblasť: Pre toto územie Szádeczky udáva na základe zastaralej práce Teschlera (1890), že so zrudnením bezprostredne súvisiace horniny prevažne neobsahujú žiadne sklo, alebo ho obsahujú len malé množstvo. Nové geologicko-petrografické práce Fialove (1949) poukazujú aj tu na značnú premenlivosť štruktúr základnej hmoty vulkanitov. Celkove sa však aj v tomto prípade ukazuje, že štruktúry s nízkym stupňom kryštalinity (vitrofyrická, hyalopilitická) sú bežnejšie v mladších andezitoch. V týchto andezitoch sa zrudnenie prakticky nevyskytuje. Staršie pyroxenické, silne propylitizované andezity, budujúce eróziou odkrytú centrálnu časť Kremnického pohoria, majú štruktúry s menším obsahom skla a častejšie sa tu vyskytuje štruktúra pilotaxická.

Značne nepresná je Szádeczkého charakteristika kremnickej oblasti v tom zmysle, že nepoukazuje na veľmi podstatný rozdiel medzi kremnickou a štiavnicko-hodrušskou časťou Rudohoria. V Kremnici sa prakticky nevyskytujú horniny s výraznými všesmerne zrnitými štruktúrami (diority, granodiority), ktoré sú veľmi charakteristické pre Štiavnicu a najmä pre Hodrušu. To nasvedčuje, že erózia v kremnickom pohorí nepostúpila do väčších hĺbok, v ktorých sa vyskytujú subvulkanické a hypoabysálne útvary s vyššou kryštalinitou. Kremnické rudné žily ležia teda v podpovrchovejšom komplexe vulkanitov. Na tento rozdiel poukazujú aj paragenetické a štruktúrne rozdiely štiavnických a kremnických ložísk.

Keby sme sa snažili o aplikáciu Szádeczkého teórie na rôzne iné výskyty rúd geneticky viazaných na neogénny vulkanizmus na našom území, bolo by možné uviesť ešte celý rad prípadov, kde popri zhode s niektorými faktami sú známe aj skutočnosti neodpovedajúce Szádeczkého predpokladom

a údajom. Nezrovnalosti zrejme môžu vznikať z rôznych príčin: z dôvodu, že autorove závery sú niekedy utvorené na základe neprípustne malého množstva údajov (niekedy zastaralých), z dôvodu, že pri riešení geologickoložiskových otázok treba mať na zreteli pokiaľ možno celý súhrn faktorov — a kryštalinita hornín je len jedným z nich — a nakoniec z dôvodu niektorých chybných predpokladov teórie samej.

Treba však tiež priznať, že výsledky Szádeczkého prác sú u nás málo známe a neoverovali sa priamo pri terénnych prácach. Preto nie je možné posúdiť na väčšom množstve konkrétnych prípadov ich platnosť v našich neovulkanických oblastiach.

Záver

Pokúsili sme sa zhodnotiť, do akej miery Szádeczkého teória kryštalinity vo vzťahu k ložiskám vyhovuje pozorovaným skutočnostiam v niektorých našich mladovulkanických pohoriach, a poukázali sme na vyskytujúce sa nezrovnalosti. Z toho, čo sme uviedli, tiež vyplýva, že Szádeczkým stanovený optimálny stupeň kryštalinity pre jednotlivé rudné formácie aspoň pre naše územie bol stanovený na základe malého počtu údajov z literatúry, ktorá bola, ako sám uznáva, čo do stupňa presnosti značne nerovnorodá. Preto sám autor považuje predkladanú prácu do istej miery za predbežnú, ktorú mieni v budúcnosti doplniť predovšetkým presnejším meraním stupňa kryštalinity.

V zásade však môžeme konštatovať, že Szádeczkého teória kryštalinity, odhliadnuc od odchýlok, ktoré sme uvádzali v jednotlivých konkrétnych prípadoch, správne vysvetľuje jednu zo základných zákonitostí rozloženia zrudnenia v kremnickej a štiavnickej časti Rudohoria, doteraz ťažko vysvetliteľnú, a to lokalizáciu prevažného množstva zrudnenia v starších pyroxenických andezitoch. Tieto väčšinou silne propilitizované horniny predstavujú hlbšie, v centrálnej časti pohoria eróziou odkryté komplexy vulkanických hornín. Stratigraficky vyššie andezity, doprevádzané často značným množstvom tufov a aglomerátov, budujúce hlavne okrajové časti Rudohoria, sú prakticky bezrudné. I bez špeciálnych meraní stupňa kryštalinity sa dá usudzovať, že rudonosné oblasti, eróziou odkryté okná, majú vyšší priemerný stupeň kryštalinity ako okrajové bezrudné územia.

V podstate teda nie je možné popierať, že by kryštalinita hornín nemohla slúžiť ako jeden z vyhľadávacích príznakov v mladovulkanických pohoriach. Szádeczkého poznatky prinášajú mnoho nových podnetných náhľadov, zasluhujúcich si plnú pozornosť. Napriek tomu niektoré stránky Szádeczkého úvah nemožno prijať bez výhrad a doplnkov. Uvedieme niektoré z nich:

Szádeczky na základe rastúceho stupňa kryštalinity určuje vlastne opti-

málnu hĺbku erózie vulkanického masívu a v podstate tvrdí, že sa na určitej erozívnej úrovni objavuje určitá rudná formácia. — Podľa našej mienky určitá kryštalinita vulkanitov okrem hĺbky erózie súčasne charakterizuje určité geologické telesá a určité časti vulkanického komplexu. Vyšším stupňom kryštalinity sa budú zrejme vyznačovať hlavne centrálne časti vulkánov, kde efuzívne horniny plynule prechádzajú do hĺbky do subvulkanických až hypoabysálnych telies. Takéto miesta bývajú často preniknuté celým rojom dajk a menších magmatických masívov. Práve tieto horniny, keďže netuhli na povrchu, ale v hĺbke, často v území značne ohriatom, v dôsledku predchádzajúcej vulkanickej činnosti, budú mať vyšší stupeň kryštalinity. Pre mladovulkanickú Au—Ag formáciu je jasne dokázané, že takéto geologické štruktúry sú jedny z najvhodnejších pre jej vznik a lokalizáciu. Sú tu spojení viacerí činitelia, podmieňujúci vznik ložiska: blízkosť magmatického centra, tektonická pripravenosť, značné diferenciačné pochody magmatického ohniska. Ako sme už uviedli, práve takáto geologická štruktúra sa bude na určitej erozívnej úrovni prejavovať vyšším stupňom kryštalinity. Táto skutočnosť v značnej miere vysvetľuje prekvapivú univerzálnosť platnosti Szádeczkého teórie.

Pri opisovaní geologicko-ložiskových pomerov v okolí Štiavnice a Hodruše sme poukázali na skutočnosť, že žilový systém s nižšie termálnou paragenézou leží v horninách s vyšším stupňom kryštalinity. To zrejme odporuje predstavám vyplývajúcim zo Szádeczkého teórie. Tento príklad ukazuje, že určité parageneticky jednotné typy ložísk nemusia vznikať na rovnakej hĺbkovej úrovni. Teplota hydrotermálnych roztokov neklesá len smerom k povrchu, ale aj laterálne so vzďaľovaním sa roztokov od zdroja hydroteriem. Keď máme na zreteli túto okolnosť, ľahko môžeme vysvetliť uvedený prípad. Je pravda, že Szádeczky v svojej práci uvažuje len o optimálnej kryštalinite pre celé ložiskové formácie a nepokúša sa stanoviť príslušný stupeň kryštalinity pre jednotlivé podtypy formácií. Pri detailných geologických prácach v menších oblastiach je potrebné aj rozlíšenie viacerých charakteristických typov, napr. v rámci Au—Ag formácie. V takomto prípade bude už treba brať ohľad i na spomínanú zonálnu zmenu minerálnych asociácií okolo zdroja hydroteriem.

Ak pochody zrudnenia majú pulzačný charakter, môže sa vyskytnúť prípad, že sa na tej istej hĺbkovej úrovni budú vyskytovať ložiská rozličných formácií, ktoré by ináč vznikali na rôznych hĺbkových intervaloch. Vznik ložísk akéhokoľvek genetického typu býva spravidla kontrolovaný viacerými faktormi. Z toho hľadiska sa javí Szádeczkého prognóza o možnej prítomnosti zrudnenia v hlbších častiach tých vulkanických pohorí, ktoré majú stupeň kryštalinity nižší ako 4°, síce mimoriadne zaujímavá a cenná, ale súčasne jednostranná. Vznik epitermálnych ložísk Au—Ag formácie

je iste podmienený rozmanitými činiteľmi, počínajúc pochodmi diferenciácie v magmatickom krbe a končiac priaznivými štruktúrami, v ktorých ložisko vzniká.

Údaje o optimálnom stupni kryštalinity sa vzťahujú na horniny, ktoré vystupujú v tesnej súvislosti s ložiskami, a okrem toho Szádeczky udáva ešte priemerný stupeň kryštalinity pre celé rudonosné územie. V súvislosti s tým treba poukázať na neurčitosť výrazu „rudonosné územie", ktorá umožňuje zahrnúť do počítanej strednej hodnoty stupňa kryštalinity väčšie alebo menšie územie s rôznymi komplexmi hornín, čím, prirodzene, môžeme dostať väčšiu alebo menšiu priemernú hodnotu kryštalinity. Celkove možno povedať, že sa aj metodika terénnych prác pri praktickom použití musí podrobnejšie rozpracovať.

V závere práce sám Szádeczky si kladie otázku, či je možné vždy pri stanovenom optime kryštalinity očakávať predpokladanú rudnú formáciu. Dochádza k záveru, že nemožno očakávať, že by v každom prípade prítomnosť optimálnej kryštalinity znamenala prítomnosť zrudnenia. Ako ďalšie faktory, ktoré sú charakteristické pre rudonosné územia, uvádza: V rudonosných územiach sú časté rôzne intruzívne telesá (komíny, žily, lakolity). Rudonosné územia sa vyznačujú príznakmi značnej magmatickej diferenciácie hornín (t. j. prítomnosťou andezitov, dacitov, ryolitov). Tým sa, pravda, nepriamo potvrdzuje náš názor, že stanovená optimálna kryštalinita charakterizuje okrem hĺbkovej úrovne priamo určité priaznivé geologické štruktúry pre vznik Au—Ag formácie.

Poukázali sme na najzávažnejšie otázky Szádeczkého práce. S ohľadom na to, že táto teória i v svojej predbežnej forme vystihuje niektoré dôležité zákonitosti rozloženia ložísk Au—Ag formácie v našich rudonosných územiach, je možné pokladať kryštalinitu vulkanitov za jeden z nepriamych vyhľadávacích príznakov tejto formácie, vyznačujúci sa všeobecnou platnosťou. Okrem toho detailné sledovanie kryštalinity vulkanitov môže prispieť významnou mierou pri riešení geologickej stavby vulkanických oblastí, kde bežné terénne mapovacie metódy narážajú na veľké ťažkosti. Z toho hľadiska treba Szádeczkého originálny príspevok k riešeniu ložiskových a geologických pomerov mladovulkanického oblúka hodnotiť veľmi kladne.

9. I. 1956

Katedra nerastných surovín Fakulty geologicko-geografických vied Univerzity Komenského, Bratislava
A. Bergfest, Banská Štiavnica

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Bergfest A., 1938: Baníctvo v Banskej Štiavnici. Sborník spoj. ban. revíru pre Slovensko a Podkarpatskú Rus, Bratislava.

Böckh H., 1901: Előzetes jelentés a Selmecbánya vidékén előforduló eruptív kőzetek korviszonyairól. Földt. közlöny XXXI.

Fiala F., 1949: Zpráva o geologické mapování v Kremnických horách, Věstník SGÚ XIV.

Szádeczky—Kardoss E., 1942: Forläufiges über den Kristallinitätsgrad der Eruptivgestein und seine Beziehungen zur Erzverteilung. Mitteilungen der berg- und hüttenmenischen Abteilung Sopron, Bnd XIII.

Szádeczky—Kardoss E., 1942: Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im innerkarpatischen Vulkanbogen. Mitteilungen der berg- und hüttenmenischen Abteilung Sopron, Bnd XIII.

Teschler Gy., 1890: Körmöczbánya, és északnyugati vidékének közletei. Mat. Term. Tud. Közl. XXIV.

АРПАД БЕРГФЕСТ — МИЛОСЛАВ БЕМЕР

ЗАМЕТКИ К ТЕОРИИ САДЕЦКОГО О КРИСТАЛЛИЧНОСТИ ПОРОД

Статья ознакомляет с сущностью работ Садецкого—Кардоша (Szádeczký—Kardoss, 1942), исследующих соотношения между степенью кристалличности магматических пород и месторождениями, генетически связанными с этими породами.

На основании сопоставления данных Садецкого с данными новейших геологическо-петрографических работ, произведенных различными авторами в Кремницко-Штявницком рудогорьи, приходим к заключению, что теоретические предложения Садецкого в основном правильно постигают закономерности размещения эпитермальной субвулканической Au—Ag формации. Месторождения этой формации находятся большей частью в центральной части гор, созданной вулканитами с высшей степенью средней кристалличности, выраженной пилотаксической и микроголокристаллической структурой основной массы.

Подчеркиваем действительность, что степень кристалличности, кроме условий охлаждения, характеризует прямо определенные геологические тела и определенные части вулканического комплекса, т. е. прямо геологические структуры.

Основная мысль теории Садецкого — в том, что определенные степени кристалличности являются признаками местонахождения определенных рудных формаций, может быть нарушена несколькими факторами, например пульсационным ходом процесса оруденения, зональным размещением месторождений возле источника гидротермов и т. д. Из всего этого вытекает, что надежная интерпретация данных о кристалличности пород является возможной только в связи со всесторонним исследованием территории.

Принимая во внимание, что теория Садецкого и в своей предварительной форме постигает некоторые важные закономерности локализации месторождений субвулканической Au—Ag формации на наших младовулканических территориях, можно считать кристалличность вулканитов одним из непрямых исследовательских признаков этой формации, обозначающейся общей действительностью. С этой точки зрения надо оригинальную работу Садецкого, служащую к познанию условий месторождений

и условий геологических карпатской младовулканической дуги расценивать весьма благоприятно.

9. I. 1956

А Бергфест
г. Банска Штявница

Кафедра неорганического сырья
Факультета геологическо-географических наук
Университета имени Коменского, Братислава

ARPÁD BERGFEST — MILOSLAV BÖHMER

BEMERKUNGEN ZU SZÁDECKY'S THEORIE DER GESTEINSKRISTALLINITÄT

Die Arbeiten von Szádecky—Kardoss (1942) verfolgen im Wesentlichen die Beziehungen zwischen dem Kristallinitätsgrade der magmatischen Gesteine und den genetisch an diese Gesteine gebundenen Lagerstätten.

Wenn wir die Arbeiten Szádecky's mit den in neueren geologisch-petrographischen Arbeiten angeführten Beobachtungen vergleichen, gelangen wir zur Ansicht, dass Sádecky's theoretische Voraussetzungen die Gesetzmässigkeiten der Verteilung der epithermalen subvulkanischen Au—Ag-Formation grundsätzlich richtig darstellen. Die Lagerstätten dieser Formation kommen überwiegend im zentralen Teile des Gebirges vor. Dieses ist aufgebaut von Vulkaniten eines höheren durchschnittlichen Kristallinitätsgrades, für welchen die pilotaxische bis mikroholokristalline Struktur der Grundmasse bezeichnend ist.

Wir weisen in unserer Arbeit auf die Tatsache hin, dass der Kristallinitätsgrad nicht nur die Verhältnisse bei der Abkühlung anzeigt, sondern gewisse geologische Körper und gewisse Teile des vulkanischen Komplexes, also direkt die geologische Struktur, charakterisiert.

Der Grundgedanke von Szádecky's Theorie, dass nämlich gewisse Kristallinitätsgrade die Anzeichen für das Vorkommen gewisser Erzformationen sind, kann durch verschiedene Faktoren beeinträchtigt sein, z. B. durch den pulsierenden Verlauf des Vererzungsvorganges, die zonale Anordnung der Lagen um den Herd der Hydrothermen usw.

Aus dem Gesagten ist ersichtlich, dass eine verlässliche Interpretation der Angaben über die Kristallinität der Gesteine nur in Verbindung mit einer allseitigen Durchforschung des Gebietes möglich ist.

In Anbetracht dessen, dass Szádecky's Theorie in ihrer vorläufigen Form einige wichtige Gesetzmässigkeiten in Bezug auf die Lokalisation der Lagerstätten der subvulkanischen Au—Ag-Formation in unseren jungvulkanischen Gebieten zum Ausdruck bringt, kann man die Kristallinität der Vulkanite als eines der indirekten Anzeichen bei der Aufsuchung dieser Formation betrachten, welches jedoch allgemeine Gültigkeit hat.

In dieser Hinsicht muss man Szádecky's originalen Beitrag zur Ermittlung der geologischen und Lagerstätten-Verhältnisse des jungvulkanischen Karpathenbogens sehr günstig beurteilen.

9. I. 1956

Lehrstuhl für Mineralrohstoffe
der Fakultät der geologisch-geographischen
Wissenschaften der Komenský-Universität,
Bratislava
A. Bergfest, Banská Štiavnica

Aus dem Slowakischen übersetzt von Vlasta Dlabačová.

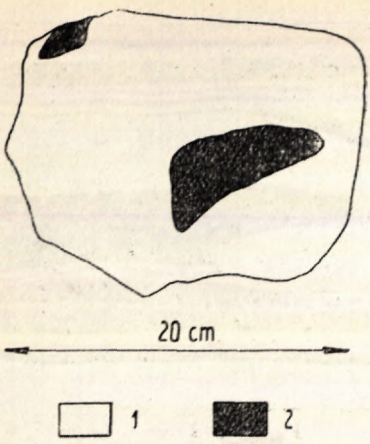
STANISLAV POLÁK

RELIKTY INTRASTRATIFIKAČNÝCH KORUGÁCIÍ V METAMORFOVANÝCH PEZINSKÝCH PYRITOVÝCH ZRUDNENIACH

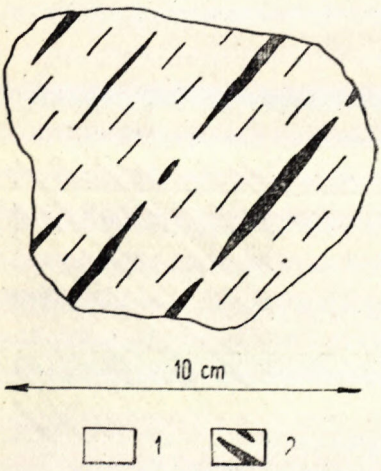
(Ruské a nemecké resumé)

V niektorých pezinských pyritových zrudneniach s jasne metamorfnou štruktúrou rudy (mimo partií pyrhotínových) sú už dlhšiu dobu známe a doteraz geneticky neriešené nápadne tmavočierne uzatvoreniny, tvorené jemnozrnným grafitickým kvarcitom s nepatrnými zrniečkami pyritu, makroskopicky temer nepozorovateľnými. Tvar týchto zaujímavých uzatvorenín je rôzny; najnápadnejšie vystupujú izometrické ploché uzatvoreniny od veľkosti zlomkov centimetra až do 10 cm, často pomerne málo zaobleného povrchu a tvaru (obr. 1). Menej nápadné sú drobné pretiahnuté šošovky mocnosti od 2 do 15 mm a dĺžky do 10 cm (obr. 2). Bývajú zoskupené do nesúvislých vrstvičiek paralelných s bridličnatou textúrou, ktorá, ako vidieť z vložiek slabo zrudnených grafitických bridlíc, je totožná so starou vrstevnatosťou tohto metamorfitu. Izometrické uzatvoreniny sú naproti tomu rozmiestené celkom nepravidelne väčšinou v tvrdých, nejasne bridličnatých pyritových agregátoch alotriomorfne zrnitej štruktúry. Drobné mladšie kremenné žilky a hniezda rôznych foriem a veľkosti, ktoré sú zjavne mladšie ako metamorfóza pyritovej rudy, sa v takýchto vzorkách nepozorovali, keďže sa koncentrujú na partie silnejšie zbridličnatené alebo porušené. Podobne sa nezistili uzatvoreniny preťaté žilkami pyritu.

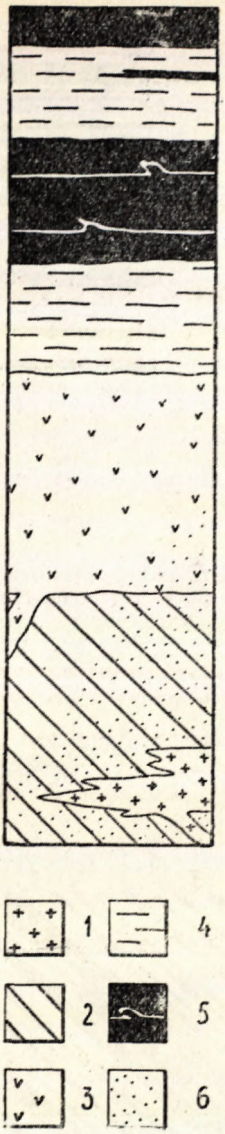
Pri bežnom pozorovaní činia uzatvoreniny s izometrickým tvarom dojem akýchsi pseudoxenolitov alebo brekciovitých úlomkov grafitického kremenca v pyritovej mase. Pri väčšom počte uzatvorenín by mohol vzniknúť dojem, že ide o väčšiu žilovú trhlinu v grafitických parametamorfitoch, a to v ich kvarcitickej časti, ktorá bola pri hydrotermálnom zrudnení vyplnená pyritom, uzatvárajúcim eventuálne brekciovité úlomky bočných hornín. Takéto prípady väčšieho nahromadenia uzatvorenín sa však nepozorovali. Naopak, nejasné relikty grafitických polôh ukazujú, že ide iba o parametamorfit so zvýšeným obsahom pyritu a nie o žilnú výplň. Podobne nikde zatiaľ nevidieť uzatvoreniny zreteľne bridličnatej textúry, ktoré by odpovedali napadaným úlomkom bridličnatejších polôh grafitických hornín. Na niekto-



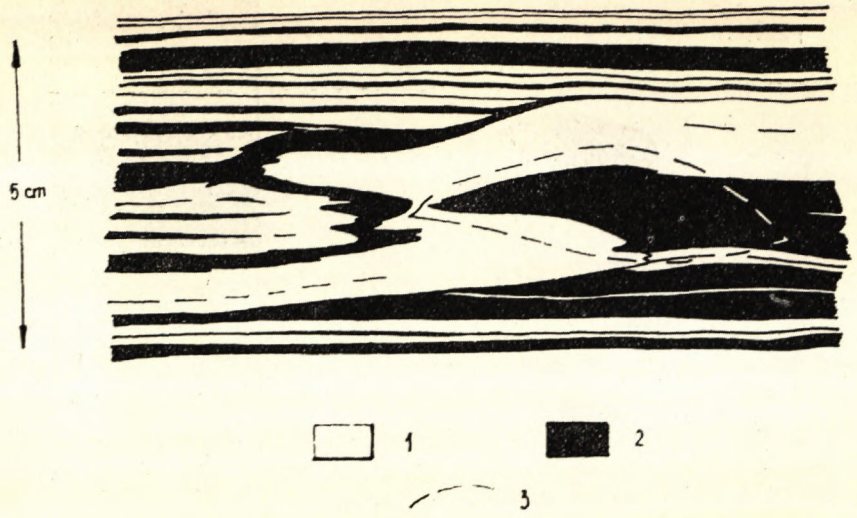
Obr. 1: 1 — pyritová ruda s nezreteľnou paralelnou textúrou; 2 — uzatvoreniny grafitického kvarcitu.



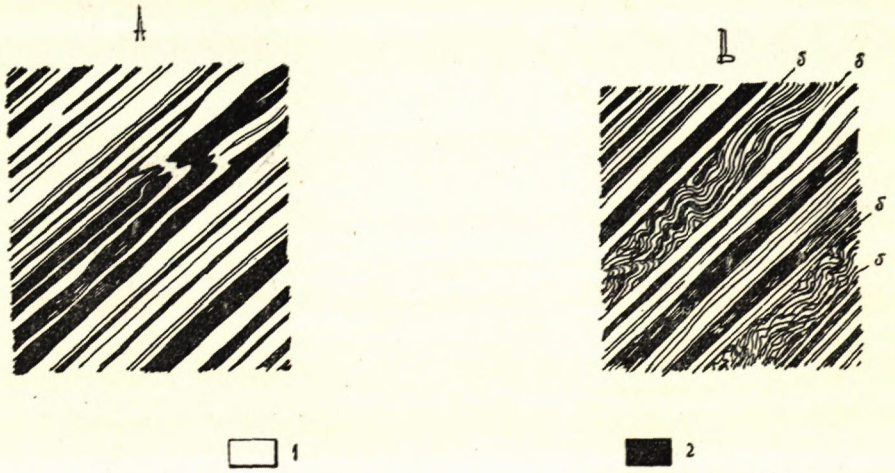
Obr. 2: 1 — pyritová ruda s jasne paralelnou textúrou v dôsledku usporiadania lístkov grafitu; 2 — pretiahnuté šošovky grafitického kremenca.



Obr. 3:
1 — granitoidné intruzívum; 2 — fylity; 3 — amfibolity; 4 — fylity s prímesou tufového materiálu; 5 — grafitické fylity; 6 — kontaktne hlbinný účinok granitoidného intruzíva.



Obr. 4: 1 — pyritové pásiky; 2 — grafiticko-kremité pásiky; 3 — hranice navŕšeného grafiticko-kremitého aleuritu.



Obr. 5: A. Nediastrofická deformácia v podobe intrastratifikačnej korugácie v rudnej polohe. B. Intrastratifikačné zvrásnenie v rudnej polohe: 1 — pyritové pásiky; 2 — grafiticko-kremité pásiky.

rých pezinských rudných ťahoch sa síce pozorovali jasné brekcie grafitických bridlíc stmelených pyritom, avšak tie majú celkom iný charakter (drobné, husto nakopené úlomky bridlíc, stmelené pyritom). V prípade kvarcitických uzatvorenín však zrejme ide o iný pôvod. Izotermické uzatvoreniny vystupujú obyčajne ojedinele, netvoria žiadne brekciovité roje a pri lentikulárnych tvaroch ich zoradenie je tak pravidelne paralelné, že možnosť ich brekciovitého charakteru je vylúčená. Skôr činia dojem akýchsi reliktov kvarcitických doštičiek, zachovaných napriek metamorfnej rekryštalizácii a agregátnemu spojovaniu pyritu. Takýto charakter majú najmä drobné šošovkovité uzatvoreniny.

V priebehu roku 1955 bol odkrytý na západ od vrchu Čmele (kóta 709), tedy na perneckej strane Malých Karpát, nový rudný ťah, ležiaci uprostred hornín veľmi slabo metamorfovaných (horniny fylitického charakteru). Rudné polohy tohto ťahu majú zreteľne páskovanú textúru a sú lavicovite alebo doštičkovite rozpadnuté. Páskovaná textúra je spôsobená striedaním polôh kremito-grafitických s nepatrným pyritovým zrudnením s polohami tvorenými temer výlučne pyritom s malou prímesou kremeňa. Miestami sú viditeľné i svetlejšie polohy viacej kremité, menej grafitické so zníženým obsahom pyritu, tvoriace niekedy prechod do kremito-sericitických a kremito-chloritických fylitov. Jednotlivé pásiky sú konštantne konkordantné a jasne paralelné s obmedzením celej rudnej polohy ako i okolitých hornín. Šírka pásikov sa pohybuje od zlomkov milimetra do 15 mm. Niektoré lavice až 0,50 m mocné sú tvorené prevládajúcim pyritom s málo jasným striedaním uvedených pásikov. Uzatvoreniny, známe z vyššie metamorfovaných pezinských zrudnení, sa tu nikde nepozorovali. Miesto toho sa však v tunajších rudných laviciach zistili jasné intrastratifikačné korugácie rôznej intenzity, viazané na pevnejšie polohy pôvodného aleuritického charakteru. V silne grafitických partiách naproti tomu chýbajú.

Intrastratifikačná korugácia sa prejavuje drobnými prevrátenými pseudovrásami rôzneho vzájomného rozpätia a výšky (do výšky 10 cm). Ramená týchto pseudovrás bývajú obyčajne vytiahnuté a v miestach prudkých ohybov nahlúčený materiál kremito-grafitický alebo pyritový. Takéto zvrásnenia vznikli zrejme v určitých stratigrafických výškach pravdepodobne zvlnením nespevnenej najmladšej časti sedimentu pod účinkom náhlych mocných morských vĺn, vyvolaných podľa všetkého podmorskými výbuchmi alebo zemetrasením. Zo sledu okolitých hornín (obr. 3) vidieť, že v uzatvorených, málo vetraných sedimentačných bazénoch dnešného malokarkarpatského kryštalinika došlo predovšetkým k submarínnym výlevom bázických hornín, tvoriacim po značnej dynamometamorfóze a slabej regionálnej metamorfóze, kombinovanej čiastočne s kontraktným hlbinným pôsobením granodioritových intrúzií, dnešné pruhy amfibolitu. Bázické

horniny sa vyliali na už jestvujúce ílovité a piesčito-ílovité sedimenty morského dna, metamorfované dnes na biotitické fylity a vo vyššom štádiu na svory a ruly. Ako vidieť z nehojných grafitických vložiek (so slabým biogénnym pyritovým zrudnením) uprostred biotitických fylitov a rúl, je zbridličnatenie týchto hornín súhlasné s vrstevnatosťou. Styk medzi amfibolitmi a biotitickými parametamorfitmi je stratigrafický, konkordantný, bez zjavnejšieho kontaktného účinku. Po efúzii bázik došlo k dočasnému ukľudneniu a opakovaniu ílovito-piesčitej sedimentácie s príbraním bázických tufových komponentov. Tieto však netvoria páskovité produkty striedaním s normálnym terigénnym materiálom, ale sú v ňom pravidelne dispergované a dávajú sedimentu slabozelenkasté sfarbenie. Vo vyššom štádiu metamorfózy prechádzajú tieto polohy do aktinolitických bridlíc. Už za sedimentácie tejto polohy dochádza k rôznym magmatickým exhaláciám, dávajúcim v tomto prostredí možnosť vzniku Fe-sulfidov. Náhle dostáva sedimentácia jasne redukčný charakter, pravdepodobne v dôsledku zmien podmorských prúdov, spôsobených neznámymi vplyvmi. Začínajú sa sedimentovať jemné aleuritické piesky s hojnou prímesou organických komponentov (dnešné grafitické bridlice) a súčasne dochádza k ďaleko mohutnejším plynným emanáciám, tvoriacim základ pyritového zrudnenia. Množstvo terigénnej prímesi, ako aj organických komponentov kolíše jednak prirodzene, jednak relatívne vzhľadom na rýchlosť tvorby sulfidov. Tým vzniká výrazná typická páskovaná textúra rúd. V priebehu sedimentácie vzdialenejšie sopečné výbuchy a zemetrasenia spôsobujú náhle silný náraz do diageneticky nespevnenej najsvrchnejšej časti sedimentu v podobe mohutných vĺn (aké sú i dnes časté napr. v Tichom oceáne) a stlačujú ju a zvrašťujú alebo úplne prevracajú. Vrstvička sa v dôsledku toho pred vytvorením zvráštenín preťahuje a stenčuje na účet akumulácie materiálu v miestach navŕšenia (obr. 4).

Spätnými nárazmi a sekundárnymi pohybmi vody pri morskom dne bola hneď časť zvrásnenia vyrovnaná splavením materiálu z vytvoreného navŕšenia, čo možno veľmi dobre sledovať na mnohých vzorkách. Časť hnaného nespevneného materiálu býva niekedy prehodená na nespevnené sedimenty, resp. do týchto sedimentov až zatlačená. Celok činí niekedy dojem mikropríkrovu s četnými digitáciami. Zarovnanie nerovnosti sedimentačného povrchu po korugácii je vyrovnané normálnym sedimentačným procesom (obr. 4 a 5). Vidieť pritom, že tu ide o akúsi sedimentáciu na nerovnom povrchu, kde sa na sklonených plochách usadzovalo až do jeho zarovnania len nepatrné množstvo príslušného materiálu. Tieto dva posledné jasne pozorovateľné zjavy sú najlepším dôkazom, že ide o nediastrofickú deformáciu, a nie o produkt nerovnomerného intrastratifikačného vrásnenia, u ktorého chýba práve postupné sedimentárne vyrovnanie.

Navŕšením plastického grafiticko-kremitého materiálu v sedlách zvrásnenia vznikajú po ich spevnení izometrické zhluky, ktoré zrejme odolávali pre svoju pevnosť aj pyritovej kryštaloblastéze a mladším tektonickým pohybom, kdežto ostatná masa bola úplne deštruovaná, pričom odolnejšie grafitické pásiky sa vyválcovali na malé paralelne usporiadané šošovky grafitického kvarcitu. Pri vyššom obsahu pyritu drobné grafitické pásiky boli agregátmi zhlukovania pyritu celkom rozrušené a grafit, ako aj zrnká kremeňa rovnomerne dispergované.

Je jasné, že v spevnenom stave, najmä po účinku regionálnej metamorfózy, nemohlo dôjsť k tak detailnému zvrásneniu a nahlúčeniu grafitických kvarcitov. Ako sa doteraz pozorovalo, došlo pri variskom a karpatskom orogéne síce ku štruktúre do určitej miery svojimi produktami sa ponášajúcej na produkty intrastratifikačného vrásnenia, avšak tu ide väčšinou o silne grafitický bridličnatý materiál so sledovateľnou pôvodnou štruktúrou pyritovej impregnácie alebo o hustú brekciu z grafitických bridlíc, stmelených rekryštalizačnou silou pyritu. Eventuálne vrásnenie v diageneticky nespevnenom stave by sa naproti tomu muselo prejaviť v širšej mocnosti vrstiev, resp. v celej rudnej polohe.

Novozistené intrastratifikačné vrásnenie, ako aj logicky odvodené jeho produkty vo vyššie metamorfovaných a silnejšie rekryštalizovaných rudných vzorkách pezinských nemajú význam len pre riešenie otázky súčasného stavu tunajších rudných ložísk. Sú jedinečným dôkazom pôvodného submarínne exhalačného charakteru tunajšieho zrudnenia a zároveň umožňujú čiastočne rekonštruovať zložité tektonické pochody pri ich orogenetickom vzniku.

22. II. 1956

Západoslovenský rudný prieskum,
Pezinok

СТАНИСЛАВ ПОЛАК

РЕЛИКТЫ МЕЖПЛАСТОВОЙ ГОФРИРОВКИ (РЯБИ) В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПИРИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ ОКРЕСТНОСТЕЙ СЕЛ. ПЕЗИНОК

В некоторых пиритсодержащих породах окрестностей сел. Пезинок с ясно выраженной метаморфической структурой руды (кроме участков с пирротиновым оруденением) уже давно наблюдались четко выделяющиеся среди окружающей массы желваки черного цвета. Эти включения состоят из тонкозернистого графитового кварцита с мельчайшими, едва различимыми простым глазом, зернышками пирита. Генезис их до сих пор не выяснен. Форма этих своеобразных включений бывает различной; особенно ясно выделяются плоские изометрические включения размером от нескольких долей сантиметра до 10 см с поверхностью и контурами часто сравнительно мало округленными (фиг. 1). Менее бросаются в глаза вытянутые линзочки длиной до 10 см и шири-

ной от 2 до 15 мм (фиг. 2), которые располагаются в несплошные слои со сланцеватой текстурой, соответствующей первоначальной слоистости метаморфизованной породы, на что указывают прослои слабо оруденелых графитовых сланцев. Изометрические включения размещены, напротив, совершенно неправильно, по бóльшей части в твердых пиритовых агрегатах аллотриоморфно-зернистой структуры с неясной сланцеватостью.

В 1955 году к югу от вершин Чмеле (высота 709 м), т. е. на пернецкой стороне Малых Карпат, был вскрыт новый рудный пояс, залегающий среди весьма мало метаморфизованных пород (характера филлитов). Рудные слои этого пояса имеют полосчатую текстуру, плитообразную отдельность. Полосчатая текстура обусловлена чередованием кварцево-графитовых слоев, пиритовое оруденение которых слабо выражено, со слоями, состоящими почти исключительно из пирита с небольшой примесью кварца. Местами видны и более светлые слои, содержащие больше кварца, меньше графита и пирита, которые осуществляют иногда переход к кварцево-серицитовым и кварцево-хлоритовым филлитам. Отдельные полоски всегда параллельны линиям, отграничивающим весь рудный комплекс от окружающих пород. Ширина полосок колеблется от долей миллиметра до 15 мм. Некоторые пласты достигают мощности до 0,50 м и состоят главным образом из пирита; чередование полосок в них выражено очень неясно. Включения (желваки), которые находятся в более сильно оруденелых породах, здесь никогда не встречаются, но вместо них была обнаружена ясная межпластовая гофрировка (рябь) различной интенсивности, приуроченная к плотным слоям, имевшим первоначально алевритовый характер.

Межпластовая гофрировка проявляется мелкими опрокинутыми псевдоскладками различной длины и различной высоты (до 10 см). Крылья этих псевдоскладок обычно вытянуты, а в местах резких изгибов наблюдается накопление кварцево-графитового материала. Описываемая гофрировка представляет собой, повидимому, рябь, которая образовалась в определенных стратиграфических горизонтах на еще не уплотнившихся молодых осадках в результате волнения, вызванного подводными взрывами или землетрясением. Автор считает, что эти явления связаны с вулканическими процессами, имевшими место в древнем палеозое, которые дали начало основным породам. Последовательность наслоения изображена на фиг. 3. При отложении графитовых алевритов происходили подводные эксгаляции с выделением сернистых грязей. Колебания в количественном соотношении терригенного материала и сульфидов привели к образованию полосчатой текстуры. Находившиеся на самом верху диагенетически не уплотненные осадки оказались смятыми и сложенным в мелкие складки (сгофрированными).

Обратными ударами волн и вторичными движениями воды близ морского дна рябь была местами сглажена, так как нагромоздившийся кучами материал подвергся размыву. Это явление прекрасно запечатлено на некоторых образцах. Часть передвигавшегося неуплотненного материала иногда оказывалась надвинутой на другие неуплотненные осадки или даже вдавлена в них. Все это вместе взятое производит порой впечатление микропокрова с многочисленными дигитациями. Нивелировка неровностей дна после образования ряби происходила в процессе нормального осадкообразования (фиг. 4 и 5). Отложение осадков имело здесь своеобразный характер вследствие неровности дна: на наклонных участках материал отлагался лишь в очень небольшом количестве пока дно не выравнивалось. Эти два факта ясно доказывают, что мы имеем здесь дело не с диастрофической деформацией и не с неравномерным межпластовым складкообразованием — постепенного выполнения неровностей осадками в таких случаях не бывает.

Из пластического графито-кварцевого материала, заполняющего седловины ряби, образуются, после его уплотнения, изометрические скопления (желваки), которые, благодаря своей твердости, оказывают бóльшее сопротивление и пиритовому кристал-

лобластезу, и молодым тектоническим движениям, чем остальная, совершенно разрушенная масса; находившиеся в ней графитовые полоски были развальцованы на небольшие, расположенные параллельно одна другой, линзочки графитового кварцита. При более значительном содержании пирита, скопления последнего совершенно разрушили мелкие графитовые полоски, и графит, также, как и зернышки кварца были равномерно рассеяны.

Обнаруженная межпластовая гофрировка и логически обоснованные выводы относительно вызванных ею явлений в более интенсивно метаморфизованных и сильнее перекристаллизованных пезинских рудах представляют большой интерес. Они не только имеют значение для выяснения вопросов, касающихся современного состояния рудных месторождений, но и бесспорно документируют тот факт, что оруденение вызвано подводными эксгаляциями. Все это дает возможность отчасти восстановить сложные тектонические процессы, происходившие во время образования осадка.

22. II. 1956

Западно-Словацкая разведка руд,
Пезинок

Перевод со словацкого В. Андрусовой

STANISLAV POLÁK

RELIKTE INTRASTRATIFIKATIONELLER KORRUGATIONEN IN DEN METAMORPHIERTEN PYRITVERERZUNGEN BEI PEZINOK

In manchen Pyritvererzungen bei Pezinok mit klar metamorphen Erzstrukturen (ausser den Pyrrhotinpartien) sind schon seit längerer Zeit auffallend dunkelschwarze Einschlüsse, die vom feinkörnigen graphitischen Quarzit mit geringen, makroskopisch kaum bemerkbaren Pyritkörnchen gebildet werden, bekannt, deren Genese bisher ungeklärt blieb. Die Form dieser interessanten Einschlüsse ist verschieden; am auffallendsten treten isometrische, flache, einen Bruchteil eines cm bis 10 cm grosse Einschlüsse mit oft verhältnismässig wenig abgerundeter Oberfläche und Form (Bild 1) auf. Weniger auffallend sind kleine, längliche, 2 bis 15 mm mächtige und bis 10 cm lange Linsen (Bild 2). Diese pflegen in unzusammenhangende, parallele Schichtchen mit schieferiger Textur gruppiert zu sein, welche — wie man aus den schwach vererzten Einlagen der graphitischen Schiefer sieht — mit der alten Schichtung dieses Metamorphites identisch sind. Isometrische Einschlüsse sind dagegen ganz unregelmässig, meistenteils in harten, unklar schieferigen Pyritaggregaten mit allotriomorph-körniger Struktur verteilt.

Im Laufe des Jahres 1955 wurde westlich von den Bergen Čmele (K. 709), also an der Perneker Seite der Kleinen Karpathen, ein neuer, inmitten schwach metamorphierter Gesteine (phyllitische Gesteine) liegender Erzzug aufgeschlossen. Die Erzlagen dieses Zuges haben eine deutliche, bänderförmige Textur und bankigen oder plattenförmigen Zerfall. Die bänderförmige Textur wird durch eine Abwechslung quarz-graphitischer Lagen mit geringer Pyritvererzung, mit den fast ausschliesslich durch Pyrit mit kleiner Beimischung von Quarz gebildeten Lagen, verursacht. Stellenweise sind auch lichtere, mehr quarzige, weniger graphitische Lagen mit einem herabgesetzten Pyritgehalte sichtbar, die manchmal einen Übergang in quarzserizitische und quarzchloritische Phyllite bilden. Einzelne Bänderchen sind konstant konkordant und klar parallel mit der Begrenzung der gesamten Erzlage, so wie auch der Nebengesteine. Die Breite der Bänderchen bewegt sich vom Bruchteil eines mm bis zu 15 cm. Manche, bis 0,50 m mächtigen Bänke werden durch vorherrschenden Pyrit mit wenig deutlicher Abwechslung der

erwähnten Bänderchen gebildet. Die von der höher metamorphierten Pezinoker Vererzungen bekannten Einschlüsse wurden hier nirgends beobachtet. Anstatt dessen wurden aber in den hiesigen Erzbänken klare Intrastratifikations-Korrugationen verschiedener Intensität festgestellt, die auf festere, ursprünglich aleuritische Lagen gebunden sind.

Die Intrastratifikations-Korrugation äussert sich durch kleine, gestürzte Pseudofalten verschiedener Spannweite und bis 10 cm Höhe. Die Schenkel dieser Pseudofalten pflegen gewöhnlich gedehnt zu sein und an den Stellen der scharfen Biegungen ist das quarzgraphitische oder pyritische Material angehäuft. Solche Faltungen sind evident in bestimmten stratigraphischen Niveaus, wahrscheinlich durch das Wogen des unverfestigten, jüngsten Teiles des Sedimentes unter der Wirkung plötzlicher, mächtiger Meereswogen, welche allen Zeichen nach durch untermeerische Explosionen oder Erdbeben, die der Autor mit dem hiesigen altpaläozoischen basischen Vulkanismus verbindet, entstanden. Die Folge der hiesigen Gesteine sieht man am Bild 3. Während der Sedimentation der graphitischen Aleurite kam es zu submarinen Exhalationen, die Sulfidschlämme produzierten. Durch das Schwanken der Mengen der terrigenen Beimengungen und Sulfide wurde eine ausdrucksvolle Bändertextur gebildet. Der oberste, diagenetisch unverfestigte Teil des Sedimentes wurde durch die plötzlichen, grossen Wogen gepresst und gefaltet.

Durch Rückschläge und sekundäre Bewegungen des Wassers beim Meeresgrunde wurde gleich ein Teil der Faltung durch Herabschwemmung des Materials von der gebildeten Anhäufung, ausgeglichen, was man an vielen Proben sehr gut beobachten kann. Ein Teil des getriebenen, unverfestigten Materials pflegt manchmal auf die unverfestigten Sedimente überworfen, resp. in dieselben sogar eingepresst zu sein. Das Gesamte macht manchmal den Eindruck einer Mikrodecke mit zahlreichen Digitationen. Das Ausgleichen der unebenen Oberfläche des Sedimentes nach der Korrugation erfolgt durch normalen Sedimentationsprozess (siehe Bild 4 u. 5). Man sieht dabei, dass es sich hier um eine gewisse Sedimentation an unebener Oberfläche handelt, wo auf den geneigten Flächen bis zum Ausgleichen nur geringe Mengen des zugehörigen Materials sedimentierten. Diese zwei letzten, klar bemerkbaren Erscheinungen bilden den besten Beweis dafür, dass es sich um eine undiastrophische Deformation und nicht um ein Produkt einer unregelmässigen Intrastratifikationsfaltung handelt, bei welcher eben die allmähliche Ausgleichung durch Sedimentation fehlt.

Durch die Anhäufung des plastischen graphitischquarzigen Materiales in den Faltungssätteln entstehen nach seiner Verfestigung isometrische Anhäufungen, die durch ihre Festigkeit auch der pyritischen Kristalloblastese und den jüngeren tektonischen Bewegungen sichtbar widerstanden, während die übrige Masse vollkommen destruiert wurde, wobei die widerstandsfähigeren Graphitbänderchen, in kleine, parallel geordnete Linsen des graphitischen Quarzites ausgewalzt wurden. Beim grösseren Pyritgehalt wurden die feinen Graphitbänderchen durch die angehäuften Pyritaggregate vollkommen zerstört und wie der Graphit, so auch die Quarzkörnchen gleichmässig dispergiert.

Die neu festgestellte Intrastrafikationsfaltung, so wie auch ihre logisch abgeleiteten Produkte in den höher metamorphierten und intensiver rekristallisierten Erzproben von Pezinok, haben nicht nur eine Bedeutung für die Lösung der Frage des derzeitigen Standes der hiesigen Erzlagerstätten. Sie bilden einen Beweis über den ursprünglich submarinen Charakter der hiesigen Vererzung und ermöglichen zugleich eine teilweise Rekonstruktion der komplizierten tektonischen Prozesse, während ihrer syngenetischen Entstehung.

22. II. 1956

Westslowakische Erzforschung,
Pezinok

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Navara

Erläuterungen zu den Bildern

Bild 1: 1 — Pyriterz mit einer undeutlichen parallelen Textur; 2 — Einschlüsse des graphitischen Quarzites.

Bild 2: 1 — Pyriterz mit klar paralleler Textur infolge einer Regelung von Graphitschuppchen; 2 — gedehnte Linsen des graphitischen Quarzites.

Bild 3: 1 — granitoides Intrusivum; 2 — Phyllite; 3 — Amphibolite; 4 — Phyllite mit tuffogener Beimenge; 5 — graphitische Phyllite; 6 — kontakt-tiefe Wirkung des granitoiden Intrusivums.

Bild 4: 1 — Pyritbänderchen; 2 — graphitisch-quarzige Bänderchen; 3 — Grenze des angehäuften graphitisch-quarzigen Aleurites.

Bild 5: A. undiastrophische Deformation in der Form einer Intrastratifikations-Korrugation in der Erzlage. B. Intrastratifikationsfaltung in der Erzlage: 1 — Pyritbänderchen; 2 — graphitisch-quarzige Bänderchen.

SOŇA SCHWARTZOVÁ — JOZEF SCHWARTZ

O NIEKTORÝCH ZVLÁŠTNOSTIACH OXYDAČNEJ ZÓNY NANDRÁŽSKEHO LOŽISKA

(Ruské a nemecké resumé)

Lokalita Nandráž sa v literatúre dosť často spomína, a to v súvislosti s tamojším výskytom *elementárnej medi.*

Zrudnenie, o ktoré tu ide, sa tiahne na severozápad od dedinky Nandráž (cca 6 km jz. od Jelšavy), a to v smere SV—JZ, teda približne v smere Nandráž—Rákoš. Pri Nandráži bolo toto zrudnenie sledované banskými prácami, nachádzajúcimi sa asi 1,5 km na severozápad od Nandráža v tzv. Mačka doline. Ide tu v podstate o dve kutacie práce, z ktorých prvá, ležiaca na ľavom brehu potoka, je už dnes vôbec neprístupná, druhá kutačka, označovaná ako Elena a ležiaca na pravom svahu spomínanej doliny, je prístupná a v poslednom čase sa v nej robili aj prieskumné práce. Celé ložisko, odkryté kutacími prácami Eleny, leží v karbónskych epimetamorfovaných bridliciach, najmä v grafitických a kremitých fylitoch.

Štúdiom rudných pomerov v podzemných priestoroch kutačky Eleny sa mohlo konštatovať, že nandrážske ložisko je v podstate tvorené komplexom štyroch žíl o mocnosti niekoľkých cm až 1,5 m s prevažným smerom SV—JZ. Ide tu zväčša o *kremenno-sideritové žily,* ktoré v dôsledku *rejuvenačného zrudnenia* boli obohatené o sulfidy: *pyrhotín, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit* a *tetraédrit.* Vedľa týchto sulfidov družia sa tu k primárnym minerálom ešte *kalcit* a *ankerit.*

Na značnej časti nandrážskeho žilového komplexu, a to najmä v jeho severovýchodnej časti, je vyvinutá *oxydačná zóna,* podmienená blízkosťou zemského povrchu, teda intenzívnejším pôsobením exogénnych činiteľov. Táto oxydačná zóna je tu reprezentovaná sekundárnymi minerálmi: *markazitom, chalkantitom, melanteritom, elementárnou meďou* a *limonitom.*

Z týchto sekundárnych minerálov zvláštnu pozornosť zasluhuje najmä *chalkantit* — $CuSO_4 . 5 H_2O$, ktorý sa na pôvodných Cu-žilách sústreďuje v podobe modrých kryštálikov, a to v puklinách žiloviny alebo i v súvislých belasých povlakoch, pokrývajúcich celé steny štôlne.

Vznik a existencia tohto sekundárneho minerálu vedľa sekundárneho

vzniku elementárnej medi sú dve *najpozoruhodnejšie zvláštnosti* oxydačnej zóny tejto nandrážskej bane.

Chalkantit patrí k vodnatým síranom, ktoré sú vo vode veľmi ľahko rozpustné, a preto pre jeho väčšie nahromadenie musia byť v bani špecifické podmienky.

Dnes je známe, že vznik tohto síranu môžu podmieniť predovšetkým dva faktory:

1. pomerne suchá klíma prostredia, v ktorom prebieha oxydácia;
2. počiatočné štádium rozkladu sírnikov, obsahujúcich kation Cu.

Klasických príkladov väčšieho nahromadenia tohto síranu je aj na cudzozemských ložiskách pomerne málo. Uvádza sa Bljavinské ložisko na južnom Urale (Smirnov S. S., 1951), kde oxyduje chalkopyrit a chalkozín na *pisanit* — $(Fe, Cu)SO_4 . 7 H_2O$. Pisanit je na tomto ložisku výsledkom počiatočného štádia oxydácie sulfidov Cu.

Suchou klímou sa naproti tomu udržali veľké nahromadeniny chalkantitu vo Veringtone v Nevade, kde sa tento síran dokonca ťaží ako medená ruda.

Vznik a udržanie chalkantitu v bani Elena je pravdepodobne umožnený jednak pomerne suchým prostredím v bani a jednak tým, že oxydácia ešte neprebehla úplne do ďalších oxydačných fáz.

Dôležitá je v tomto ohľade okrem toho aj koncentrácia síranu meďnatého vo vode, z ktorej môže potom chalkantit priamo kryštalizovať ako z presýteného roztoku. Jakovleva (1952) na základe experimentálnych pozorovaní uvádza, že kation medi môže prejsť do sedimentu v závislosti od koncentrácie síranu, prípadne uhličitanu vápenatého ako síran (chalkantit), resp. zásaditý síran medi (brochantit) alebo ako zásaditý uhličitan medi (malachit, azurit). Zásaditý uhličitan sa tvorí pri koncentrácii medi, neprevyšujúcej uhličitanovú koncentráciu alebo ekvivalentnej s ňou. Zásaditý sulfát vzniká zase pri koncentráciách, ktoré prevyšujú uhličitanovú hustotu vody. Bázicita solí — najmä síranov — je konečne závislá od pomeru koncentrácie $Ca(HCO_3)_2$ k $CuSO_4$ — čím je tento pomer menší, tým je menšia aj zásaditosť solí, ktoré sa tvoria v procese hydrolýzy.

Tieto experimentálne pozorovania môžu vysvetliť aj niektoré zvláštnosti nandrážskej bane Elena, a to najmä fakt, že v spomínanej kutačke nemožno pozorovať zásadité uhličitany medi, i keď by sa tu ináč aj tieto uhličitany mohli vyskytovať, a nepozorovať tu ani zásadité sírany. Veľká koncentrácia $CuSO_4$ vo vode podmienila v tejto kutačke práve vylučovanie chalkantitu.

Východiskovým minerálom nandrážskeho chalkantitu bol v prevažnej miere *chalkopyrit* — $CuFeS_2$. Tento hypogénny minerál sa rozkladá v oxydačnej zóne za prístupu kyslíka a určitého množstva vody pomerne rýchlo, a to podľa rovnice:

$$CuFeS_2 + 12 H_2O + 4 O_2 = CuSO_4 . 5 H_2O + FeSO_4 . 7 H_2O.$$

Tento rozklad prebieha omnoho rýchlejšie, ak na chalkopyrit začne druhotne pôsobiť *síran železitý*, ktorý vznikne oxydáciou nestáleho $FeSO_4 . 7 H_2O$ — *melanteritu*, a to účinkom kyseliny sírovej, ktorá je vždy prítomná ako jeden z produktov zvetrávania sulfidov v oxydačnej zóne. Vznik síranu železitého z melanteritu prebieha nasledovne:

$$4 FeSO_4 . 7 H_2O + 2 H_2SO_4 + O_2 = 2 Fe_2(SO_4)_3 + 30 H_2O.$$

Rozklad chalkopyritu na chalkantit a melanterit účinkom tohto síranu železitého možno si potom znázorniť rovnicou:

$$CuFeS_2 + 2 Fe_2(SO_4)_3 + 40 H_2O = CuSO_4 . 5 H_2O + 5 FeSO_4 . 7 H_2O + 2 S.$$

Podľa tejto reakcie mohla by tu vzniknúť aj elementárna síra, tá sa však voľným kyslíkom oxyduje na SO_2 a v tomto stave môže potom pôsobiť ako účinné redukovadlo medi. Tak vzniká až SO_3, pričom sa potom tento kysličník zlučuje s vodou na H_2SO_4.

Oxydácia v nandrážskej bani Elena prebieha pravdepodobne podľa obidvoch rovníc, ale nestály melanterit, ako sme už spomenuli, sa rozkladá v kyslom prostredí, ktoré v bani existuje, pričom z neho v konečnej forme vzniká hydroxyd železitý — limonit. Aj prítomnosť SO_2 možno cítiť v podzemných priestoroch nandrážskej oxydačnej zóny.

Druhou zvláštnosťou oxydačného procesu v nandrážskej bani je ďalší produkt tejto oxydácie — *rýdza meď*, ktorá vypĺňa jednak dutiny v kremeni alebo dutinky v limonite, jednak vytvára na kremeni drobné dendritické povlaky. Čistej medi je tu však už pomerne málo a možno ju nájsť len po trpezlivom hľadaní.

Meď ako sekundárny produkt oxydácie je na meďnosulfidných ložiskách pomerne dosť častá, no takmer vždy sa vyskytuje v bezvýznamných množstvách — len ako mineralogická zvláštnosť. Najčastejšie vzniká oxydačnými pochodmi z chalkozínu. V tomto prípade je potom rýdza meď v asociácii s kupritom. Tento vznik rýdzej medi nie je však v spomínanej nandrážskej kutačke pravdepodobný; v tamojšej primárnej rude sa totiž chalkozín nevyskytuje a nepozorovať tam ani kuprit v asociácii s rýdzou meďou.

Keďže nandrážska rýdza meď vystupuje len v súvislosti s chalkopyritom, chalkantitom, melanteritom a limonitom, možno konštatovať, že táto meď vznikla z *chalkantitu*, a to redukciou dvojmocným, resp. trojmocným železom.

Ak vzájomne reaguje chalkantit a melanterit, oxyduje sa $Fe^{..}$ na $Fe^{...}$, pričom sa meď v dôsledku straty svojho náboja vyredukuje. Táto redukcia môže prebiehať (v zásaditom prostredí) nasledovne:

$$CuSO_4 + 2 FeSO_4 = Fe_2(SO_4)_3 + Cu.$$

Pri tomto oxydačno-redukčnom procese vzniká elementárna meď a ako medziprodukt síran železitý, ktorý sa však v dôsledku svojej nestálosti okamžite mení na hydroxyd železitý — limonit podľa rovnice:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6\ H_2O = 2\ Fe(OH)_3 + 3\ H_2SO_4.$$

Možnosť uvedeného spôsobu vzniku rýdzej medi v nandrážskej bani možno podoprieť niekoľkými pozorovaniami v podzemných priestoroch spomínanej kutačky.

Ako primárna meďnatá ruda, ktorá sa v nandrážskej oxydačnej zóne podrobuje rozkladu, prichádza do úvahy jedine chalkopyrit. Ten sa tu rozkladá tak, že z jednej molekuly chalkopyritu vzniká po jednej molekule chalkantit a melanterit. V nandrážskej oxydačnej zóne však nepozorujeme ani len približne rovnaké množstvá obidvoch síranov. V úplnej prevahe je chalkantit, kdežto melanterit je len v podradnom množstve a zrejme tu teda v konečnej forme svojho zvetrávania podmienil značné množstvo tunajšieho limonitu. Treba ešte zdôrazniť, že pri vyredukovaní jedného atómu medi oxydujú sa na konečný limonit dve molekuly melanteritu, takže i po oxydácii celého množstva melanteritu, vzniknutého z primárneho chalkopyritu, ostáva ešte vždy polovica z pôvodného chalkantitu. V nandrážskej oxydačnej zóne skutočne možno pozorovať pomerne značné množstvo chalkantitu, podobne i hodne limonitu, kdežto melanterit je veľmi zriedkavý a prevažné množstvo medi bolo pri kutacích prácach zrejme vybrané.

Uvedené reakcie, podľa ktorých sa pravdepodobne redukovala meď v Nandráži, sme sa snažili overiť v laboratóriu.

Pri zmiešaní roztokov modrej a zelenej skalice neprebiehala žiadna reakcia, ani pri zohrievaní ani po pridaní H_2SO_4. Akonáhle sa však po pridaní malého množstva NH_4OH stalo prostredie zásaditým, prebiehala reakcia aj za studena a jej výsledkom bola hnedá zrazenina.

Predpokladali sme, že hnedá zrazenina je tvorená jednak hydroxydom železitým (limonitom), jednak elementárnou meďou. Po prefiltrovaní a dôkladnom premytí zrazeniny (aby sa rozpustili a odstránili prípadne limonitom adsorbované zvyšky $CuSO_4$), rozpustili sme ju v kyseline dusičnej, načo sme urobili nové vyzrážanie limonitu a predpokladanej medi. Po pridaní amóniaku sa roztok sfarbil intenzívne modro. Táto výrazná farba indikovala prítomnosť vyredukovanej medi v limonitovej zrazenine. Podobnou redukciou by mohla vznikať aj spomínaná nandrážska meď, otázka sa však do určitej miery komplikuje tým, že tamojšie prostredie je skôr kyslé ako zásadité.

Redukcia nandrážskej medi z chalkantitu mohla by prebiehať aj elektrolytickým pôsobením limonitu na roztok $CuSO_4$. Ako sme už spomenuli, nie je

ani vylúčené, že redukcia medi sa tu deje redukčným účinkom voľného kysličníka siričitého.

Záverom treba ešte pripomenúť, že redukcia medi, ako ju pozorovať v Nandráži, je skutočne zvláštny prípad a treba zdôrazniť, že v pomerne krátkom štúdiu nandrážskej oxydačnej zóny nebolo možné prešetriť všetky okolnosti a podmienky, za ktorých dochádza k tamojšej redukcii Cu. Je nesporné, že sa tu vytvorili zvlášť mimoriadne podmienky, ktoré umožňujú prebiehanie aj takých reakcií, ktoré sa v laboratóriu dajú niekedy dosť ťažko urobiť. V tomto zmysle treba si ešte v budúcnosti všimnúť vzťah okolitých hornín k oxydačnému procesu, ďalej cirkuláciu vzduchu v podzemných priestoroch tejto kutačky, s ktorou súvisí prísun kyslíka a odstraňovanie vznikajúceho SO_2, čím sa v značnej miere môže ovplyvňovať tamojší oxydačno-redukčný proces. Treba mať na zreteli aj veľkosť pH podzemných nandrážskych vôd. Nemožno však nakoniec zabudnúť ani na časový moment, v priebehu ktorého sa môžu uskutočňovať i reakcie, ktoré sú zo zhutňovania medených rúd známe ako reakcie endotermné.

28. III. 1956

Katedra geológie a mineralógie
Banickej fakulty Vysokej školy technickej,
Košice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Jakovleva, 1952: Experimentalnyje issledovanija k voprosu nakoplenija medi v osadkach. Bul. občestva ispit. prirody, t. XXVII.
Saukov A. A., 1954: Geochemie (preklad dr. J. Koktu), Praha.
Smirnov S. S., 1951: Zona okislenija sulfidnych mestoroždenij, Moskva.

СОНЯ ШВАРЦЕВА — ЙОЗЕФ ШВАРЦ

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ НАНДРАЖСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Полоса нандражского оруденения, тянущаяся северо-западнее деревеньки Нандраж (примерно в 6 км к ЮЗ от сел. Елшава в Спишско-Гемерских Рудных горах) с северо-востока на юго-запад среди карбонских эпиметаморфизованных сланцев — главным образом графитовых и кварцевых филлитов — отличается тем, что в ней мощно развита зона окисления, в которой наряду с марказитом, мелантеритом и лимонитом обнаружена самородная медь и довольно большое количество халькантита.

Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м. Первичными минералами являются кварц (занимает преобладающее место) и сидерит, затем продукты „омоложающего" оруденения, а именно пирротин, пирит, халькопирит, арсенопирит и тетраэдрит. К этим сульфидам присоединяются еще дальнейшие первичные минералы — кальцит и анкерит.

Минерал, из которого на нандражском месторождении образовался халькантит, был главным образом халькопирит. При доступе кислорода и достаточного количества воды последний довольно быстро разлагается в зоне окисления на халькантит и мелантерит.

То, что в нандражском руднике (шахта Елена) халькантит возникает и продолжает существовать объясняется, вероятно, тем что, во-первых, шахта довольно сухая, и что, во-вторых, окисление еще не завершилось вполне и не перешло к дальнейшим фазам. Большое значение имеет также концентрация сернокислой меди в воде — халькантит может прямо выпадать из нее, как из насыщенного раствора.

Другой особенностью нандражской зоны окисления является наличие самородной меди. Когда она возникает из халькозина в результате процессов окисления — что бывает чаще всего, — то находится в ассоциации с купритом. Трудно, однако, допустить, чтобы самородная медь нандражского месторождения образовалась таким путем, так как первичная руда там не содержит халькозина, а ассоциации куприта с самородной медью вовсе не наблюдается. Значит самородная медь могла возникнуть только из халькантита.

Восстановление меди могло произойти либо под влиянием двухвалентного железа, которое при разложении мелантерита окисляется на трехвалентное железо, либо в результате электролитического действия лимонита на раствор $CuSO_4$. Возможно и то, что восстановление меди обусловлено воздействием свободного сернистого ангидрида.

28. III. 1956

Кафедра геологии и минералогии
горного факультета политехникума,
г. Кошице

Перевод со словацкого В. Андрусовой

SOŇA SCHWARTZOVÁ — JOZEF SCHWARTZ

ÜBER DIE OXYDATIONSZONE DER Cu-LAGERSTÄTTE BEI NANDRÁŽ

Die Vererzung, die sich nordwestlich von der Gemeinde Nandráž (cca 6 km südwestlich von der Stadt Jelšava — Zips-Gömörer Erzgebirge) in nordöstlich — südwestlicher Richtung zieht und in den karbonischen epimetamorphierten, hauptsächlich graphitischen Schiefern und Quarzphylliten liegt, ist durch eine mächtig entwickelte Oxydationszone, in welcher man ausser *Markasit, Melanterit* und *Limonit* als Seltenheit *gediegen Kupfer* und verhältnismässig grosse Mengen *Chalkanthit* beobachten kann, bemerkenswert.

Die primäre Füllung der Gänge, deren Mächtigkeit sich von einigen cm bis 1,5 m bewegt, bilden — neben dem vorherrschenden *Quarz* und *Siderit* — die Produkte der Rejuvenationsvererzung: *Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Arsenopyrit und Tetraedrit*. Ausser diesen Sulfiden gesellen sich zu den primären Mineralen noch *Kalzit* und *Ankerit*.

Das Ausgangsmineral des Chalkanthites ist überwiegend Chalkopyrit gewesen, der sich in der Oxydationszone unter Zutritt von Oxygen und bestimmter Wassermenge verhältnismässig schnell in Chalkanthit und Melanterit zerlegt.

Die Entstehung und Erhaltung des Chalkanthites in der Nandrážer Grube (namens Elena) ist wahrscheinlich einerseits durch das verhältnismässig trockene Milieu der Grube und anderseits dadurch, dass die Oxydation noch nicht vollkommen in weitere Oxydationsphasen durchgelaufen ist, ermöglicht.

Bemerkenswert ist weiter in der Oxydationszone das Vorkommen von gediegen Kupfer. Am häufigsten entsteht es durch Oxydationsprozesse aus Chalkosin. In diesem Falle ist

dann gediegen Kupfer in Assoziation mit Kuprit. Dieses Entstehen von gediegen Kupfer ist aber in der erwähnten Schürfung unwahrscheinlich. Im dortigen primären Erz kommt nämlich Chalkosin nicht vor und man kann dort Kuprit nicht einmal in der Assoziation mit gediegenem Kupfer beobachten. Gediegen Kupfer konnte also hier nur aus Chalkanthit entstehen.

Die Reduktion des Kupfers könnte einerseits das zweiwertige Eisen, das beim Zerlegen des Melanterites in dreiwertiges Eisen oxydiert, bedingen, anderseits könnte es zu dieser Reduktion auch durch elektrolythische Wirkung von Limonit auf die $CuSO_4$—Lösung kommen. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die Reduktion von Kupfer hier auch durch die reduktive Wirkung des freien Schwefeldioxydes geschieht.

28. III. 1956

Katheder der Geologie und Mineralogie
der Bergmännischen Fakultät
der Technischen Hochschule,
Košice

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Navara

MIROSLAV MÁŠKA

NĚKTERÉ PROBLÉMY METALOGENESE A HLEDÁNÍ RUDNÍCH LOŽISEK V SPIŠSKO-GEMERSKÉM RUDOHOŘÍ, ZPRÁVA ZA ROK 1953/1954

(Ruské a německé resumé)

V roce 1953 jsem byl vedením ÚÚG zařazen do kolektivního přehledného výzkumu rudní oblasti spišsko-gemerské. Koncem roku jsem podal o svých tehdejších poznatcích a názorech zprávu (rukopis Geofondu), z níž zde vyjímám některé partie a odstavce, týkající se otázek vlastního vyhledávání nových ložisek a některých otázek metalogenese, souvisící přímo s tímto vyhledáváním. Použité partie rukopisu jsou stylisticky upraveny, místy je zpřesněn a rozveden smysl původního textu i přidány některé skutečnosti, které jsem přednesl většinou až ústně, v přednášce na oponentuře počátkem roku 1954 a v diskusi po ní následující. Rovněž jsou přidány některé kritické poznámky. Vysvětlivky k nejasným místům původního textu jsou uváděny jako poznámky pod čarou.

I. K problémům vlastního vyhledávání

Dnes těžená ložiska nejsou nevyčerpatelná. V současné době však nejde jen o to, zajistit pro budoucnost náhradu za ložiska, která se blíží vyčerpání, nýbrž i o to, připravit půdu pro těžbu dalších ložisek, ba dokonce — nalézt v blízké budoucnosti ložiska *zcela nová*, aby rudní produkce mohla dále stoupat. Naděje na nalezení zcela nových, vydatných ložisek na dnešním povrchu pohoří není nijak velká, vzhledem k tomu, že se v tomto pohoří už od pradávna kutalo a dolovalo. Je sice známo určité množství starých nalezišť, která je možno znovu otevřít a revidovat, avšak i tato možnost je omezena konečným počtem známých výskytů; proto se tato hornická metoda zajišťování zásob a dávání dalších ložisek do těžby jednoho dne nutně ocitne v koncích. Jedinou nadějí pak zůstane hledání ložisek zcela nových, v případě siderity tedy *„skrytých", nevycházejících na dnešný povrch.* Pak vyvstane jako ústřední a životně důležitý problém, kde a jak taková ložiska hledat.

Budoucí hledání ložisek bude proto mít převážně charakter hledání pod

dnešním zemským povrchem, ať již půjde o hledání v úsecích kutaných za stara, nebo o hledání v oblastech nových. Vzhledem k tomuto charakteru můžeme označit tento *typ* vyhledávání ložisek jako *„hledání v hloubce"*.

Aby „hledání v hloubce", po případě kutání, mělo naději na úspěch, musí mít řádně připravenou půdu. Kromě toho se musí řídit vědeckou metodikou. Amatérstvím ani povrchovým geologickým „prospektorstvím" se v hloubce hledat nedá. Naopak! Právě v tomto případě je nejvíce třeba, aby všechny geologicky dostupné partie pohoří (t. j. obnažené) byly všestranně tak probádány, jak jen je za dnešních poměrů možné. Jedině takto se mohou stát naše úsudky o hlubinách, do nichž nevidíme, dostatečně věrohodné; pak bude též oprávněná naděje, že se nová, skrytá ložiska naleznou, a to za únosnou částku.

Cesta vedoucí k tomuto cíli je dnes nejvýznamnějším geologickým problémem gemerid. Je to cesta všestranného teoretického zvládnutí problematiky gemerid, cesta kolektivního komplexního výzkumu s dělbou práce mezi co nejtěsněji spolupracující a thematicky se překrývající geology-specialisty.

II. K problémům metalogenese

Je jisto, že v prostoru gemerid jsou rudní ložiska několikeré genese. Průmyslový význam však mají dnes vesměs jen ložiska hydrothermální. Proto se zde nezabývám ostatními genetickými typy, ani otázkami ložisek typu Licince, Šankovce, Veľký Folkmár, Bôrecká planina a pod. Dosavadní literatura ukazuje, že většina základních otázek hydrothermální metalogenese Rudohoří není ještě dořešena. Jelikož tyto otázky mají velký význam pro ocenění budoucích možností zdejší rudní produkce i pro vlastní metodiku hledání nových ložisek, je třeba se jimi zabývat.

Za nejdůležitější problémy se vždy považovalo *stáří ložisek* a jejich *„mateřská hornina"*. V dalším podávám k těmto otázkám své zatímní zkušenosti, hlavní fakta a názory, získané v první etapě terénních výzkumů. Pokud jde o vyčerpávající důkazy, detaily a dosavadní vývoj názorů, odkazuji až na podrobnou práci.

a) Problém stáří ložisek

Otázka stáří zdejších hydrothermálních ložisek má značný význam pro jejich hledání. Nelze je hledat v mladších horninách a tektonických strukturách (dislokačních, vrásnatých a j.), lze je však hledat v horninách a tektonických strukturách přibližně stejně starých a ve všech horninách a strukturách starších (ovšem „zmlazených"). O stáří není dosud názorové jednoty; stále se ještě vyskytují obhájci variského stáří.

Dostatečné zdůvodnění *neoidního*[1] *stáří* předneogenního hydrothermálního zrudnění *celých* Západních Karpat bylo podáno v roce 1937 Vl. Zoubkem, který je (podle smyslu textu) kladl do období senon-paleogen. V roce 1953 toto zařazení ještě zpřesnil. — Na základě vlastních pozorování (data strukturně-geologická, metamorfně-geologická a historicko-tektonická) a zvláště pak rudně-tektonické analysy potvrzuji Zoubkova fakta i jeho synthetické stanovisko: *Hydrothermální ložiska Spišsko-gemerského Rudohoří (včetně hořečnatých surovin krystalických magnesitů a mastků) jsou ve své ohromné většině nesporně neoidní, t. j. vzniklá za alpsko-karpatské tektogenese.*

Význam tohoto faktu pro vyhledávání skrytých ložisek je zřejmý. Již Vl. Zoubek (1952) napsal, že teorie karpatského stáří[2] předneogenního hydrothermálního zrudnění Slovenska znamená pro praxi možnost nálezu ložisek i v mladých, druhohorních útvarech. Kromě toho však to znamená, že *při hledání skrytých ložisek je třeba se orientovat na staroalpidní struktury a poruchy i na všechny staroalpidně „zmlazené" poruchy a deformace starší.*

Velmi nápadným rysem hydrothermálních ložisek celé spišsko-gemerské rudní oblasti je jejich jednotnost, především s hlediska geologického. Vznikla tedy pravděpodobně v jediné veliké hydrothermální *metalogenní epoše*, a to *staroalpidní*, členěné ovšem na dvě až tři *subepochy.*

Její zcela přesné zařazení do geologické chronologie není však zatím možné. Ložiska v ní vytvořená jsou ovšem rozhodně starší než neogen, neboť v neogenu vznikla samostatná, mladoalpidní rudní provincie, a starší i než lutét, jak první doložil M. Ivanov (1952, dis. práce). Spolehlivá spodní hranice stáří ložisek je pak dána mým zjištěním (1953), že *ložiska jsou mladší než karpatské epimetamorfní vrásnění*, které v některých místech postihuje kromě svrchního karbonu a permu i triasové komplexy (na př. t. zv. Föderata-serie u Dobšiné nebo slabá metamorfosa werfenu na jihu Rudohoří) a projevuje se i retrográdní metamorfosou hornin v některých předkarpatských krystalinických jednotkách (na př. v krystaliniku veporid nebo v krystaliniku Čierné hory).

Ložiska jsou proto mladší než hlavní ze starokarpatských období tektonického vývoje gemerid, které je do značné míry obdobou austrijského vrásnění Východních Alp. H. Stille (1953) tvrdí, že toto hlavní období

---

[1] Termín používaný H. Stillem pro éru alpinského cyklu. — Před Vl. Zoubkem nebyl tento starý názor dostatečně podložen (F. W. Voit 1900, A. Koch 1904, H. Böckh 1905, 1906, 1908, K. A. Redlich 1922, 1923 a do roku 1937 řada dalších zmínek několika autorů). V letech 1950—54 snesl Vl. Zoubek další fakta a prohloubil časové zařazení (rukopisy Geofondu).

[2] Výrazu karpatský, karpatského stáří používám jako synonyma termínů alpidní, neoidní, alpidního stáří a pod.

lze zúžit na „fázi staroaustrijskou". Vyvrcholení karpatské obdoby austrijského vrásnění je tedy zároveň spodní hranicí stáří zkoumaných ložisek.

Soubor hydrothermálních ložisek spišsko-gemerské oblasti však nevznikl celý naráz. Vytvářel se *etapovitě*, v rámci *subepoch* (předžulová a požulová, která se snad člení na starší a mladší) ještě v řadě *dílčích zrudňovacích aktů*, „pulsů" (základní pozorování učinil již J. Ahlburg 1910—13 a jiní staří autoři). Přivádění rudních roztoků se opakovalo a dílčí akty jsou obvykle odděleny *přestávkami*, které mají tektonické příčiny. Každý dílčí zrudňovací akt je zde uváděn tektonickými deformačními pohyby, každému *dílčímu vyplňování* předchází tedy zvláštní *„tektonická příprava"* (zčásti pozoroval již P. Rozlozsnik 1911, J. Ahlburg 1912, J. Chrt 1949 a j.). Jednotlivé subepochy a „pulsy" však tvoří dohromady veliký a v hrubých rysech *jednotný, byť i diskontinuitní hydrothermální proces*, který právě proto, že zaujímá větší časový interval (viz dále), prodělává určité změny v čase, má své dílčí pochody a vývojové etapy, prostě vývoj.

Celý hydrothermální proces proběhl nejspíše během svrchní křídy.[3] Do začátku paleogenu byl asi v podstatě skončen. Zatím není sice ještě zcela jisto, zda po spodnopaleogenním vrásnění nedošlo k jeho obnovení („dozvuky"). Přesto soudím (na základě historicko-tektonické analysy), že do terciéru se jeho pokračování neprotáhlo.

K bližšímu určení stáří ložisek jednotlivých skupin, odpovídajících jednotlivým subepochám, by mohlo přispět též přesněji známé *stáří gemeridních žul*. K jejich stáří udávám: Gemeridní granity jsou, jak známo, prostorově těsněji sdruženy s ložisky mladšího zrudňovacího období (subepochy s t. zv. rejuvenačními paragenesemi). Další dobré datovací možnosti poskytuje zvláště *turmalín*, který se vyskytuje na rudních žilách, především v okruhu turmalínem velmi bohatých žul. Stopy této turmalínové aureoly se vyskytují i ve werfenu, vzácněji sice, ale přece; již tato skutečnost *ukazuje na mladost granitů*. Ještě více však na ni ukazuje to, že již před zásahem turmalinisace byl werfen na některých místech slabě alpidně metamorfován! Kromě toho sa tatáž turmalinisace objevuje i na alpidně zmlazených plochách „s" a v deformačně pohybových zonách, kde došlo za karpatské orogenese k obnovení kluzných deformačních pohybů po plochách vzniklých již v době předmesozoické.

Z toho všeho a též z toho, že i hydrothermální ložiska této rudní oblasti jsou mladá, usuzuji, že i gemeridní žuly musí být mladé (totéž stanovisko zastával již H. Böckh (1905) a do roku 1953 dlouhá řada dalších autorů). Nyní jde o to, jak mladé jsou. Na základě svých poznatků tvrdím, že *gemeridní žuly jsou staroalpidní, mladší než vyvrcholení hlavní fáze alpsko-*

[3] Míněna svrchní křída v rozpětí cenoman až dan, podle pojetí vžitého v českém masivu. Je však možné, že hydrothermální proces se odehrál zčásti již v době albské (viz níže).

karpatského vrásnění gemerid (staroaustrijské, H. Stille 1953), *avšak starší než po ní následující orogenní fáze pozdější* (subhercynská a j.), které způsobují ještě dosti intensivní, zpravidla však místní, *dislokační prohnětení* některých částí známých žulových výskytů. *K intrusi tedy došlo ve střední křídě* podle dělení používaného D. Andrusovem, neboli na počátku svrchní křídy ve smyslu poznámky sub 3. Vl. Zoubek dospěl k málo odlišnému vymezení stáří gemeridních žul (zpráva za rok 1953, Geofond).

Detailnější věkové zařazení gemeridních žul umožňuje pak zařadit konkretněji i jednotlivé skupiny minerálních paragenesí.

b) Otázky původu rudních látek

Jaký význam má jasné pochopení vzniku a rozmístění ložisek ve vztahu ke zdroji rudních roztoků nebo k „matečné hornině" pro provádění a usměrnění vyhledávacích výzkumů, je všeobecně známo. V posledních desítiletích panoval téměř jednomyslně názor sformulovaný již B. Baumgaertelem (1902) a H. Böckhem (1905), že matečnou horninou[4] všech zdejších hydrothermálních ložisek jsou gemeridní granity, zčásti obnažené, většinou však skryté. Jen pro rejuvenační paragenese jej přijal Fr. Ulrich (1928, 1936) a méně určitě i J. Ahlburg (1910, 1913) a J. Woldřich (1912, 1913); starší paragenese odvozovali od basičtějších magmat, jako již někteří jejich předchůdci. R. Schönenberg (1949) a po něm i J. Chrt (1949, dis. práce) předložili představu o společném magmatickém zdroji v hloubce, o *hlubinném „rodovém" krbu,* z něhož vycházejí žulové intruse i rudní roztoky. V značně zdokonalené a modifikované formě se vrací k dřívějšímu pojetí M. I. Dolgal (1951) a C. Varček (1952, dis. práce). Zcela jinou, *nemagmatickou* koncepci vyslovil Vl. Zoubek (1937), který hledal spojitost hydrothermálního procesu s regionálními, v podstatě metamorfně-migračními procesy. Nemagmatické koncepce vyslovili též někteří zahraniční badatelé.

K otázkám „matečné horniny" a magmatického zdroje rudních látek podotýkám, že v případě Spišsko-gemerského Rudohoří by bylo zbytečné hledat „matečné horniny" rudních roztoků za každou cenu. *Gemeridní granity, včetně skrytých částí nejsou totiž, podle mých zjištění, přímo rudodárným „matečným magmatem" nebo „matečnou horninou" hlavních přínosů hydrothermálních roztoků ani rudních látek velké většiny známých minerál-*

[4] Termín „matečná hornina" nebo „matečné magma" je míněn tak, jak se magmatický vztah v Rudohoří dosud vždy pojímal, t. j. že tuhnoucí intrudovavší magmata, resp. intrusivní horniny, jsou přímým „vysílačem" hydrothermálních roztoků.

ních paragenesí vůbec; konkretněji, že přímo látkově nezávisí na těchto granitech nejen starší paragenese,[5] nýbrž ani paragenese rejuvenační (snad až na výjimky, viz dále). Z toho však ještě neplyne, že vůbec popírám nějaké vzájemné genetické souvislosti, včetně souvislostí látkových. Již celkové poměry jednoznačně ukazují, že *mezi žulami a ložisky, i mezi různými skupinami paragenesí existují vzájemné vztahy geologické i geochemické („pokrevní příbuzenství"), přes veškeré rozdíly mineralogické a chemické. Tyto vztahy jsou však vesměs nepřímé, rámcové, jen více nebo méně vzdáleně příbuzenské.* Užší látková spřízněnost s gemeridními žulami existuje jen v případě mladších, rejuvenačních paragenesí, jejichž požulové stáří je nepochybné a jejichž prostorové a chronologické vztahy k žulám jsou též těsnější; při tom však mnohem volnější, než předpokládala koncepce „matečných intrusí". Ještě volnější jsou genetické a příbuzenské vztahy v případě předrejuvenačních paragenesí, neboť u nich chybí kromě evidentní látkové spřízněnosti i znaky požulového vzniku (srovnej již J. Ahlburg, 1910—1912, J. Woldřich, 1912, Fr. Ulrich, 1928 a j.), s nímž stará koncepce automaticky počítala. (Podrobnější rozbor nastíněných vztahů viz níže.)

Sideritová a četná jiná ložiska Rudohoří nejen že tedy nejsou v mém pojetí přímými deriváty krystalisace chladnoucích gemeridních žul nebo jejich skrytých částí, nýbrž část rudních paragenesí (starší skupina) zřejmě s jejich intrusí vůbec nesouvisí. Přesto však určité genetické souvislosti mezi ložisky a gemeridními žulami nesporně existují. Formy těchto souvislostí jsou ovšem značně složitější i pestřejší, než se soudilo pod vlivem učení o „rudodárných žulových intrusích".

Rozpor způsobený v koncepci rudodárných žul zvláštním postavením starších paragenesí znali kromě několika starých autorů i někteří autoři noví. Proto na př. C. Varček považuje za matečné magma starších paragenesí mohutný, dosud skrytý intrusivní žulový pluton, relativně starší než gemeridní žuly, za jejichž dodatečnou intrusi pak sleduje mladší paragenese. M. I. Dolgal vyslovuje zřejmě z téhož důvodu *domněnku o minimálně dvou časově blízkých generacích rudodárných žulových intrusí;* z nich předpokládané, dosud skryté žulové plutony první generace produkovaly starší roztoky a žulové intruse druhé generace, za jejichž výčnělky považuje známé žulové výskyty, vyslaly roztoky rejuvenační. *Obojí intrusivní magmata* vycházejí podle představy obou autorů *ze společného hlubinného krbu,* při čemž předpokládané opakování intrusivní činnosti si vysvětlují *obnovováním orogenních pohybů.* Jejich pojetí je mnohem přirozenější a podnět-

[5] Jde o paragenese vytvářející ložiska krystalických magnesitů, mastků, metasomatických sideritů a ankeritů, žíly sideritové paragenese v užším slova smyslu a j.

nější než původní koncepce; podstatně ji mění a přizpůsobují ji existenci rejuvenačních paragenesí ve shodě s požadavkem G. Berga (1928).

Rovněž progresivní je představa R. Schönenberga a J. Chrta, že zdrojem je společný, v podstatě neintrusivní rozsáhlý *hlubinný magmatický krb;* postrádá, bohužel, bližší konkretisace v otázce relativní chronologické posice gemeridních žul, následkem čehož činí též poměrně malý genetický rozdíl mezi oběma hlavními skupinami paragenesí. Nové pozornosti si zaslouží i názory J. Ahlburga, J. Woldřicha a Fr. Ulricha, všímáme-li si ovšem nikoliv konkretních aplikací (obnažené dobšinské gabbrodiority, diabasy a p.), nýbrž jejich myšlenkového jádra, t. j. že starší paragenese jsou předžulové a že geneticky souvisí s basičtějším magmatismem.

Kombinací a upravením všech těchto koncepcí, doplněných tektonickomagmatickou „pulsací" ve smyslu Dolgala a Varčeka, dostáváme představu hlubinného, dlouhodobého a měnícího se magmatického zdroje roztoků, který se nejvíce blíží pravděpodobným poměrům (viz dále). Již i z toho však částečně plyne, že považovat všechny látkové složky roztoků nebo celé jejich množství za produkt ryze magmatický, bez látkové addice („znečištění") z jiných zdrojů, by bylo poněkud dogmatické.

V každém případě by však jakýkoliv někdejší magmatický zdroj byl dosud skryt, neobnažen, čímž otázka magmatických zákonitostí vzniku a rozmístění rud ztrácí s hlediska aplikace při vyhledávání nových ložisek značnou část své praktické ceny. *S hlediska vyhledávání skrytých ložisek siderita a krystalického magnesitu nemají otázky vztahů k magmatickým zdrojům vůbec žádnou praktickou cenu.*

K otázkám nemagmatických zdrojů. — Odmítám koncepci *metamorfogenní a podobné genese* starokarpatských ložisek, kterou vyslovili někteří alpští geologové (nověji na př. F. Angel 1940—1953), jako extrémní, i když obohatila vývoj metalogenetických názorů (u nás na př. Vl. Zoubek prohlubuje a doplňuje v roce 1937 názory E. Clara a O. M. Friedricha z roku 1933). Hydrothermální proces nemůžeme docela odtrhnout od vývoje magmatických procesů (viz níže), o jejichž existenci máme v gemeridách dostatečné důkazy — gemeridní granity. Rovněž odmítám přijmout t. zv. *regenerační* koncepci H. Schneiderhöhna (1952), který se ji snaží uplatňovat i na Karpaty zhruba v té obměně, že hydrothermální paragenese (včetně neogenních) mají svůj původ v analogických mladopaleozoických ložiskách, jejichž látkový obsah byl *za karpatského vrásnění pouze „mobilisován" a složitými procesy, včetně magmatických, přemístěn výše,* kde došlo ke zkoncentrování do nových ložisek. Pro nedostatek místa nelze zde vyložit ani základní argumenty této hypothesy; zatím stačí upozornit, že staví na příliš mnoha předem učiněných předpokladech a že je to vlastně

jen pružný, všem východoalpským metalogenním hypothesám za pravdu dávající kompromis. Její přijetí pro Západní Karpaty by nadto znamenalo nahradit vztahy skutečné a studiu přístupné vztahy méně jasnými a po stránce genese přímému studiu zcela nepřístupnými. Přitom však *tato koncepce nijak neoplodňuje metodiku vyhledávání ložisek*, ba spíše naopak, vede nutně k názorové a metodické neurčitosti.

Pro část ložisek zastává v podstatě nemagmatickou genesi v poslední době též Vl. Z o u b e k (1953, rukopis). Pro mladší paragenese uznává genetickou souvislost s žulovými intrusemi, starší paragenese, včetně části turmalinisace, pojímá jako produkt hlubinných látkových procesů, vyvolaných za subhercynského vrásnění zatlačováním „kořenů" centrálně-karpatského horstva do hlubin vyšší mobilnosti (do „plastické vrstvy"). Vzbuzené procesy měly povahu *látkové mobilisace*, která *vyústila i v ascensní migrace* při dalším zavrásňování příslušných horninových komplexů do hloubky (1937). *Vznik sideritové a magnesitové paragenese by pak byl nejspíše výsledkem „epizonální" formy těchto migrací* a jiných látkových transportů, které se současně projevují v katazonálních hloubkách vysoce orogenní granitisací. *Všechno Fe a Mg nemusí však pocházet z těchto pochodů, určitý podíl jich pochází pravděpodobně i z hornin krystalinika, z nichž se uvolnil diafthoresou při tektonických pochodech* (podrobně viz Z o u b k o v u zprávu za rok 1953, str. 19—21). Tato představa je značně přirozenější než koncepce Angelova a Schneiderhöhnova a zahrnuje v sobě i jejich lepší stránky. Přesto však je v ní mnoho nevyjasněného a sporného; na př. existence zabořených kořenů pohoří je problematická, též tak dalekosáhlá migrace látek při regionální metamorfose není přesvědčivá, podobně ani uvolňování rudních látek z retrográdně se metamorfujících hornin, aspoň ne v takové míře a v karpatských terénech. I kdyby byl Zoubkův výklad zcela správný, bylo by ho možno, podobně jako představ o rudodárných magmatech, použít jen v malé míře pro účely vyhledávání. Umístění a rozmístění ložisek se totiž v Rudohoří řídí především geologickými podmínkami svrchních částí zemské kůry — téměř jen faktory strukturně-tektonickými a litho-logicko-stratigrafickými — nikoliv vzdáleností od zdroje roztoků a pod.

Moje dosavadní poznatky lze shrnout a zevšeobecnit takto: Všechny skupiny paragenesí jsou v nepochybném geologickém a „pokrevním" vztahu ke gemeridním žulám. Ovšem ve vztahu, který je podle jednotlivých skupin více nebo méně volný, pokud jde o látkovou souvislost nebo závislost, i pokud jde o časovou souvislost se žulami a vzájemnou posloupnost. Na př. nejmladší skupina paragenesí, známá hlavně průmyslovými koncentracemi antimonitu, nemá zřejmě nijak úzký vztah ke gemeridním žulám, přestože se její žíly často vyskytují v těsné blízkosti žulových masivků, ba dokonce

i v nich. Ještě volnější vztah k žulám se dá zjistit u předrejuvenační skupiny, která je nadto relativně starší než žuly (viz též Vl. Zoubek, 1953, rukopis). Je však možné, že i vzniku těchto paragenesí předcházely m. j. též nějaké intruse magmat, třeba i úzce „spřízněných", jejichž tělesa nejspíše granodioritového až dioritového složení jsou dosud skryta; ani je by však pravděpodobně nebylo možno označit jako matečné „vysílače" předrejuvenačních roztoků. Tyto spřízněné intruse by ovšem byly nutně produkty těchže dlouhodobých hlubinných procesů, které vedly později za určitého tektonického „oživení" ke vzniku a intrusi magmat známých gemeridních žul. I s tohoto hlediska je starší skupina paragenesí „pokrevní" s gemeridními žulami. Nejtěsnější vztah k žulám má ovšem skupina „rejuvenační", známá hlavně turmalínovou asociací, asociacemi s rudami As, Ni a Co, Cu, Pb, Zn a j. Ani u této skupiny nemusí však být souvislost s žulami do všech detailů tak těsná, jak se předpokládá, zvláště v ohledu látkovém; na př. jen malá část její látkové náplně by mohla pocházet přímo z materie gemeridních žul (nejstarší požulové křemeny, některé zlatonosné křemeny ± s pyritem a j., některé albity, kassiterit z „greisenu", starší generace turmalínů a turmalínových křemenů a pod.). Ani vůči „rejuvenačním" rudním roztokům není tedy sama žulová materie „matkou", nýbrž jen jakousi starší „tetičkou".

Z toho, co jsem uvedl plyne, že zcela bezpečně lze dnes říci jen to, že rudy vznikly z hydrothermálních roztoků hlubinného původu. Již genese těchto roztoků není však zcela jasná, jelikož o gemeridních žulách, jakožto jediném, na povrchu v úvahu přicházejícím „zdroji", nelze mluvit jako o přímém „vysílači" hydrothermálních roztoků. Podobně není zcela jasný ani původ rudních látek v nich rozpuštěných, zvláště v případě staršího zrudňovacího období. Z povrchových geologických poměrů lze usoudit (viz výše) pouze na příbuzenský vztah všech uvažovaných ložisek k celému, většinou dosud skrytému, etapovitě se vyvíjejícímu komplexu intrusivních těles, který sám je zas jen vedlejším produktem základních procesů hlubších částí zemské kůry, které „vyslaly" i roztoky. *Dnes obnažené žuly i rudy jsou tedy pravděpodobně jen různé produkty nadřazeného hlubinného zdroje (resp. procesu)*, ne však přímo v tom smyslu, jak naň upozornil R. Schönenberg a J. Chrt. Co vlastně bylo tímto hlubinným „zdrojem" a jakou fysikální a chemickou povahu měl za jednotlivých etap metalogenese, nelze ovšem za dnešního stavu vědění rovněž spolehlivě posoudit; ani jakou měl posici v zemské kůře, jaký rozsah, a jak se tyto a ostatní podmínky s ním souvisící měnily v průběhu karpatské tektogenese. Jisté však je, že vznikl za starokarpatské periody, a že v ní *tvořil podstatnou součást hlubinných procesů strukturního a látkového vývoje zemské kůry* (postupné intrakrustální látkové diferenciace), v prostoru *téměř celých centrálních* Karpat.

Prapříčinu těchto hlubinných procesů a vývoje pak vidím *v tektonickém životě* zemské kůry.

Do jaké míry měly příslušné hlubinné procesy (roztoky) — za různých etap metalogenese — povahu (genesi) magmatickou nebo (ultra)-metamorfní a jakou úlohu zde hrají domnělé masové migrace látek, nelze zatím rovněž správně (kvantitativně) odhadnout, zvláště v případě předrejuvenační skupiny (Vl. Zoubek, 1953). Přesto však na základě chronologických vztahů ložisek k progresivní alpidní metamorfose soudím, že za všech metalisačních subepoch měly při genesi rudních roztoků *naprostou převahu procesy*, které zde označit jako *magmatické v nejširším slova smyslu*, aniž se tím dotýkám genese a fysikálního stavu příslušných hlubinných hmot nebo povahy procesů, které v nich probíhaly. Z uvedených chronologických vztahů i z jiných kriterií odvozuji, že *starokarpatské orogenní pochody* vyvolaly a udržovaly magmatické přesuny hmot, včetně chemických a geochemických změn v hlubších úrovních zemské kůry nejen v době vyvrcholení austrijského vrásnění, ale i v době jeho vyznívání; i že přímo *„řídily" historii všech těchto změn a tím i celý*, často komplikovaný *průběh hydrothermálních procesů v čase a v prostoru.*

Přitom je ovšem třeba připustit změnu a částečnou „hybridisaci" látkového obsahu teplých roztoků za jejich vzestupného pohybu zemskou kůrou. Je též možné, že nejen jejich látkový obsah, nýbrž i roztoky samy byly různě „hybridního" původu, jak předpokládá pro starší skupinu Vl. Zoubek (1937; 1953, rukopis), a že v souvislosti s tím i jistá část Fe a Mg a snad i část SiO_2 různých křemenů nemá magmatický ani zcela hlubinný původ, jako jej nemá chrom obsažený ve fuchsitických slídách zelených křemenů a j. (již. Fr. Ulrich, 1936). Přes různé možnosti hybridisace (Vl. Zoubek, F. Angel, H. Schneiderhöhn) se přikláním k téměř nehybridnímu nebo jen málo hybridnímu a skutečně hlubinnému původu nejen roztoků, ale i drtivé většiny jejich rudního obsahu, a to právě proto, že vznik a vývoj hydrothermálních pochodů v Rudohoří souvisel za austrijské epochy nikoliv se synmetamorfními, nýbrž především s již doznívajícími, tedy mnohem slabšími orogenními pochody.

Vcelku je moje vlastní představa poměrně nejbližší Zoubkově koncepci z roku 1953, připisuji však podstatně větší význam magmatické složce látkového vývoje hlubších partií orogenně se přetvářející zemské kůry, a to nejen pro metalogenesi požulovou, nýbrž i předžulovou (magnesity, mastky, ankerity, siderity a j.).

Takovéto pojímání *zdroje* hlavního podílu ložisek — jako *složitého* a *dlouhodobého látkově-vývojového procesu, převážně magmatického v širším slova smyslu, tvořícího spolu s vývojem strukturním jen různé stránky téhož procesu orogenního vývoje hlubších úrovní zemské kůry* — nemá

ovšem rovněž valnou cenu pro vyhledávací praxi; leda tu, že činí — podobně jako některé z předchozích představ — *nepoužitelným* jednoduché schema emmonsovské koncepce (zastávané dosud zvl. J. Ilavským). Genesi a vlastnosti tohoto „zdroje" blíže definovat zatím ovšem nemohu. Rovněž o vlastní genesi rudních roztoků jednotlivých skupin a o původu látek v nich rozpuštěných neříká moje pojetí nic bližšího ani prakticky závažného. V daném případě však nemá znalost jejich přesné genese rozhodující význam pro vyhledávání ložisek.

Nemusíme znát přesnou genesi roztoků ani přesně původ jejich látkového obsahu, abychom mohli poznávat konkretní zákonitosti rozložení spišsko-gemerských rud v prostoru a v čase, vznik a vývoj konkretních ložisek ve vztahu ke geologickým strukturám pohoří, k různým tektonickým prvkům (k poruchám, prostým trhlinám, ke klivážovým rozsedlinám, vrstevním rozsedlinám a pod.) a k stratigraficko-lithologickým horizontům. Spíše než analysovat genesi rudních roztoků *musíme* analysovat v tomto případě, t. j. s hlediska vyhledávání „skrytých" ložisek v Rudohoří, *osudy a historii roztoků v době, kdy se z nich vylučovaly rudy*, a studovat, jakými strukturně-geologickými, geotektonickými, historicko-geologickými, litho-stratigrafickými, látkovými a jinými zákonitostmi je tato historie spoluurčována. Jedině těchto *zákonitostí* lze použít při *vyhledávání* „skrytých" hydrothermálních ložisek a při *prognose* jejich možného výskytu.

Závěrečné vývody

Na základě dosavadních znalostí a vlastních poznatků (Nízké Tatry, Ľubietovsko, Staré Hory, Spišsko-gemerské Rudohoří a j.) tvrdím, že předneogenní hydrothermální ložiska *celých* Západních Karpat vznikla kromě nehojných výjimek za *regionálního hydrothermálního procesu starokarpatského* (staroalpidního), a že dohromady tvoří jedinou hydrothermální metalogenní *provincii „starokarpatskou"* (kterou v rámci staroalpidní metalisace mediterranního horstva lze označit jako *„západokarpatskou"* provincii), jednotnou metalogenně i geochemicky a zcela samostatnou vůči ložiskům Kremnicko-štiavnického Rudohoří, která patří k *mladoalpidní provincii „pannonské"* (M. Vendl, 1946, 1948). Hydrothermální rudní oblast spišsko-gemerská je pak nejvýznamnější z rudních oblastí, které skládají starokarpatskou provincii. Dalšími oblastmi jsou oblast nízkotatranská, malokarpatská, veporidní, vysokotatranská, fatranská a j.

Hlavní originální výsledky mého studia v první etapě výzkumu, jak vyplývá z rukopisné zprávy za rok 1953, jsou:

1. Hydrothermální procesy uvedené starokarpatské metalogenní epochy spadají mezi neokom a terciér.

2. Intruse gemeridních granitů spadá do závěru karpatské obdoby austrijského vrásnění Východních Alp.

3. Podobně patří do vyznívání téhož orogenního procesu i většina rudních paragenesí; především starší jejich skupina, zahrnující krystalické magnesity, mastky, ankerity, průmyslové siderity a baryty i j., která je však ještě o něco starší než žuly. Tato skupina minerálních paragenesí a rud tedy na gemeridních žulách látkově ani geneticky nezávisí, a to ani nepřímo.

4. Požulová skupina paragenesí s rudami As, Co, Ni, Cu, Zn, Pb a j. je sice chronologicky i geneticky dost úzce spjata s gemeridními žulami, avšak až na nevýznamný podíl vlastně jen nepřímo, formou společného původu, zhruba ve smyslu H. Schneiderhöhna (1941, str. 305—306).

5. V případě žádné z ekonomicky důležitých paragenesí nelze za „matečná magmata" rudních roztoků považovat intrusivní tělesa gemeridních granitů, včetně jejich skrytých ekvivalentů.

6. Všechny skupiny paragenesí mají však ke gemeridním žulám nepochybný vztah „pokrevní" (geochemický) i geneticko-geologický; tento vztah má ovšem podle jednotlivých skupin různý stupeň těsnosti nebo volnosti.

7. Vlastní zdroj příslušných rudních roztoků, jejich skutečný „vysílač", se nedá přímo stanovit; ani se nedá spolehlivě odvodit pomocí teorie, hlavně v případě starší skupiny paragenesí. Pravděpodobně jím jsou hlubinné, intrakrustální látkové procesy regionálního rozsahu, především procesy „magmatické" v nejširším slova smyslu, vzbuzené a „dirigované" orogenním vývojem Západních Karpat během austrijské epochy.

8. Při praktickém vyhledávání nových ložisek, zvláště ložisek „skrytých", si nelze v Rudohoří pomáhat ani Emmonsovou koncepcí hydrothermální metalogenese, ani Angelovou koncepcí metamorfogenní, ani regenerační koncepcí H. Schneiderhöhna, avšak vlastně ani žádnou jinou podobnou koncepcí. Studium konkretních znaků vzniku a vývoje hydrothermálních procesů, prováděné v nedílném spojení se studiem geologického vývoje pohoří, je však velmi potřebné a užitečné, zvláště pro posouzení celkové nadějnosti jednotlivých úseků pohoří.

9. Pro vyhledávání „skrytých" ložisek poskytuje konkretní vodítka pouze znalost těch podmínek a faktorů, které vytvářejí geologické předpoklady pro lokalisaci rud, a které lze mimoto sledovat i v terénu; v Rudohoří jsou jimi téměř jen faktory strukturně-tektonické a stratigraficko-lithologické.

10. Na základě zákonitostí, projevujících se v konkretním umístění a rozmístění rudních ložisek, lze dělat prognosy nadějnosti na výskyt „skrytých" ložisek.

22. II. 1956

Ústřední ústav geologický,
Praha

МИРОСЛАВ МАШКА

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНЕЗА И ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СПИШСКО-ГЕМЕРСКИХ РУДНЫХ ГОРАХ

В настоящей работе я рассматриваю некоторые вопросы металлогенеза Спишско-Гемерских Рудных гор, которые представляют большой теоретический интерес и являются важными с экономической точки зрения, а также останавливаюсь на проблемах поисков новых рудных месторождений, в частности месторождений скрытых. При этом я опираюсь главным образом на результаты моих исследований, произведенных в 1953 году. В основном мои наблюдения сводятся к следующему:

1. Гидротермальные процессы, которые дали начало целому ряду гидротермальных парагенетических ассоциаций и нескольким пневматолитовым парагенетическим ассоциациям, приурочены к древнекарпатской (древнеальпийской) металлогенической эпохе. Проявлялись они между неокомом и третичным периодом.

2. Древнекарпатский металлогенез, о котором говорилось выше, находятся в тесной причинной связи с орогеническим развитием Западных Карпат в течение древнекарпатского этапа, подобно тому, как проявления плутонизма, характеризующегося кислой магмой, породили гемеридные граниты. Интрузия этих гранитов произошла в конце карпатских движений, соответствующих австрийской складчатости в Восточных Альпах.

3. К затуханию того же орогенического процесса относится и бóльшая часть рудных парагенетических ассоциаций, в первую очередь древняя группа (продукты кристаллические магнезиты, тальк, анкерит, промышленные сидерит и барит, по возрасту несколько старше гранита. Эта группа парагенетических ассоциаций минералов и руд совершенно не связана с гемеридными гранитами ни в отношении генезиса, ни в отношении вещества.

4. Постгранитная группа парагенетических ассоциаций с рудами As, Co, Ni, Cu, Zn, Pb и другими хотя связана довольно тесно хронологически и генетически с гемеридными гранитами, но в общем — за исключением незначительной части — лишь косвенно, общим происхождением, приблизительно в смысле Г. Шнейдергёна (1941, стр. 305—306).

5. Ни в одном случае нельзя считать, что магма интрузивных тел гемеридных гранитов (включая и их скрытые эквиваленты) представляла собой „материнскую магму", которая дала начало парагенетическим ассоциациям, имеющим практическое значение.

6. Несомненно, однако, что в геохимическом и генетическом отношениях все группы парагенетических ассоциаций находятся в „кровном родстве" с гемеридными гранитами; степень близости у разных групп различна.

7. Прямо определить очаг, из которого „высылались" соответствующие рудные растворы, не представляется возможным; нельзя прийти к надежным заключениям и теоретическим путем, в особенности, когда дело касается старшей группы парагенетических ассоциаций. Повидимому главную роль играли глубинные интеркристальные процессы регионального значения, и прежде всего процессы „магматические" в самом широком смысле слова, вызванные и „управляемые" орогеническим развитием Западных Карпат в продолжении австрийской эпохи.

8. При поисках новых месторождений, в особенности месторождений „скрытых", не может помочь ни теория гидротермального металлогенеза Эммонса, ни метаморфогенная теория Ангела, ни регенеративная теория Г. Шнейдергёна, вообще ни одна

из подобных теорий. Однако изучение конкретных признаков, по которым можно было бы судить о возникновении и развитии гидротермальных процессов, тесно связанное с изучением геологического развития всего массива, весьма необходимо и полезно, особенно для общего прогноза рудоносности отдельных участков.

9. Для поисков „скрытых" месторождений единственной путеводной нитью может служить знание условий и факторов, которые создают геологические предпосылки локализации руд и которые можно проследить и на поверхности земли; в Спишско-Гемерских Рудных горах приходится основываться почти исключительно на структурно-тектонических и литолого-стратиграфических данных.

10. Принимая во внимание закономерность, которая наблюдается в размещении и распределении рудных залежей, можно делать прогнозы относительно правдоподобности нахождения „скрытых" месторождений.

22. II. 1956

Центральный научно-исследовательский
геологический институт,
Прага

Перевод с чешского В. Андрусовой

MIROSLAV MÁŠKA

EINIGE PROBLEME DER METALOGENESE UND DER PROSPEKTION NACH ERZLAGERSTÄTTEN IM ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE

Die Arbeit behandelt einige theoretisch und wirtschaftlich wichtige Fragen der Metalogenese des Zips-Gömörer Erzgebirges und die Probleme des Suchens nach neuen, besonders der verborgenen, zur Oberfläche nicht hinaufreichenden Erzlagerstätten. Sie stütz sich hauptsächlich auf die Ergebnisse meines Studiums dieser Fragen im Jahre 1953. Die Hauptergebnisse kann man folgend zusammenfassen:

1. Die hydrothermalen Prozesse, die die Entstehung einer ganzen Reihe hydrothermaler und einiger pneumatolythischer Paragenesen verursachten, gehören durchwegs in den Rahmen der altkarpathischen (altalpinen) metalogenen Epoche und fallen in den Zeitraum zwischen Neokom und Tertiär.

2. Diese altkarpathische Metalogenese zeigt eine enge ursächliche Beziehung zur orogenen Entwicklung der Westkarpathen im Laufe der altkarpathischen Etappe ihrer tektonischen Entwicklung, ähnlich wie der, unter dem Namen gemerider Granite bekannte, sauere Plutonismus. Die Intrusion dieser Granite fällt in den Abschluss der Austrischen Faltungsphase der Ostalpen.

3. Ähnlich gehört zum Ausklingen desselben orogenen Prozesses auch die Mehrheit der Erzparagenesen, vor allem ihre ältere Gruppe (Produkte der „vorgranitischen" metalogenen Epoche), in welche kristalline Magnesite, Talke, Ankerite, industrielle Siderite, Baryte u. a. mit einbegriffen sind, und die noch etwas älter ist, als die Granite. Diese Gruppe der Mineral- und Erzparagenesen hängt also nicht einmal indirekt von den gemeriden Graniten stofflich und genetisch ab.

4. Die nachgranitische Gruppe von Paragenesen, mit As-, Co-, Ni-, Cu-, Zn-, Pb- u. a. Erzen ist zwar chronologisch und genetisch mit den gemeriden Graniten ziemlich eng verbunden, aber bis auf einen unbedeutenden Teil, eigentlich nur indirekt, in der Form des gemeinsamen Ursprungs, im grossen und ganzen im Sinne H. Schneiderhöhn's (1941, Seite 305—306).

5. In keinem Fall kann man von den ekonomisch wichtigen Paragenesen die intrusiven Körper gemerider Granite, inclusive ihrer verborgenen Equivalente für „Muttermagmen" der Erzlösungen halten.

6. Alle Paragenesengruppen besitzen jedoch zu den gemeriden Graniten eine unzweifelhafte „blutverwandte" (geochemische) und genetisch-geologische Beziehung, die allerdings in den einzelnen Gruppen einen unterschiedlichen Grad von Enge oder Freiheit erreichen.

7. Die eigentliche Quelle der betreffenden Erzlösungen, deren tatsächlichen „Aussender" kann man nicht direkt bestimmen; man kann sie auch mit Hilfe der Theorie, hauptsächlich im Falle der älteren Paragenesengruppe nicht verlässlich ableiten. Wahrscheinlich sind es tiefe, interkrustale Materienprozesse regionalen Umfanges, vor allem „magmatische" Prozesse im breitesten Sinne des Wortes, die durch orogene Entwicklung der Westkarpathen im Laufe der Austrischen Epoche mobilisiert und „dirigiert" wurden.

8. Beim praktischen Aufsuchen neuer, besonders der verborgenen, zur Oberfläche nicht hinaufreichenden Lagerstätten, kann man im Erzgebirge weder die Emmonsche Konzeption der hydrothermalen Metalogenese, weder Angels metamorphogene Konzeption, weder H. Schneiderhöhn's Regenerationskonzeption, noch keine andere ähnliche Konzeption zur Hilfe heranziehen. Ein Studium konkreter Zeichen der Entstehung und Entwicklung der hydrothermalen Prozesse, durchgeführt in unteilbarer Verbindung mit dem Studium der geologischen Entwicklung des Gebirges ist jedoch sehr notwendig und nützlich, besonders für die Beurteilung der gesamten Hoffnungsvölligkeit einzelner Teile des Gebirges.

9. Für das Aufsuchen der „verborgenen" Lagerstätten bietet einen konkreten Leitfaden nur die Kenntnis der Bedingungen und Faktoren dar, welche die geologischen Voraussetzungen für die Lokalisation der Erze bilden und die man ausserdem auch im Terrain folgen kann; im Erzgebirge sind es fast nur die strukturell-tektonischen und lithologisch-stratigraphischen Faktoren.

10. Auf Grund der Gesetzlichkeiten, die sich in der Lokalisation und Dislokation der Erzlagerstätten kundgeben, kann man Prognosen auf das Vorkommen „verborgener" Lagerstätten machen.

22. II. 1956

Geologisches Zentralinstitut,
Prag

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Navara

JAKUB KAMENICKÝ

ZPRÁVA O GEOLOGICKOM VÝSKUME A MAPOVANÍ SEVERNEJ ČASTI KRYŠTALINIKA POVAŽSKÉHO INOVCA

(Ruské a nemecké resumé)

Roku 1955 som robil geologické mapovanie v území vyznačenom v nadpise tejto zprávy. Mapovacích prác sa zúčastnili aj študenti FGGV UK v Bratislave D. Hovorka, J. Forgáč, M. Krivý, L. Melioris, H. Vági, V. Žilinčík a V. Puobiš, prom. geológ GÚDŠ v Bratislave.

Objektom nášho štúdia bolo kryštalinikum, jeho úlohou vypracovanie podkladov pre plánované zostavenie prehľadnej geologickej mapy miery 1 : 200 000 listu Trenčín.

Kryštalinikum Inovca patrí k najmenej prebádaným územiam západných Karpát. O jeho stavbe nachádzame v literatúre len stručné zmienky.

Prvý sa o ňom zmieňuje D. Štúr (1860), ktorý spomína v kryštaliniku muskovitické ruly prechádzajúce do muskovitických svorov a muskovitickú žulu. Ďalšie zmienky nachádzame u G. Stacheho (1864) a V. Uhliga (1903).

Za prvej svetovej vojny bolo kryštalinikum Inovca mapované I. Ferenczim, ktorý svoje poznatky zhrnul do niekoľkých kratších zpráv (1915, 1916, 1917, 1918 a 1934). Jeho mapa nebola však uverejnená. Okrem rúl a svorov, spomínaných už Štúrom, uvádza z kryštalinika aj porfyroidy, amfibolické horniny, aplity a pegmatity. Naposledy bolo toto územie orientačne študované V. Zoubkom (1936), ktorý mu pripisuje ráz kryštalinika nízkotatranského, poukazujúc pritom aj na vystupovanie migmatitov.

V prvej etape tohoročného výskumu bolo orientačnými túrami sprofilované územie, rozprestierajúce sa na sever od čiary Hrádok—Sadený Buk (637 m n. m.)—Skalka (377 m n. m.)—Závada až po čiaru Mníchova Lehota—Trenč. Jastrabie, kde sa inovecké kryštalinikum norí pod mezozoické série Strážovskej hornatiny. V ďalšom sa prikročilo k podrobnému geologickému mapovaniu (v miere 1 : 25 000) jeho východnej a najsevernejšej časti.

Výsledky nových výskumov až do štádia tejto predbežnej zprávy priniesli viaceré nové poznatky, ktoré doplňujú naše doterajšie predstavy o vzniku a faciálnom vývoji inoveckého kryštalinika. Zhrňujem ich:

Považský Inovec patrí k typickým jadrovým pohoriam. Jeho centrálna časť je budovaná kryštalickým jadrom, ktoré po oboch stranách, západnej a východnej, je obalené mladšími sériami. V najjužnejšej časti pohoria kryštalické jadro takmer úplne chybuje. Ku kryštalickému jadru patrí len staršie paleozoikum. Mladšie paleozoikum, zastupované tu verukánom, prislúcha už k mladopaleozoicko-mezozoickému obalu vlastného jadra.

Jednotlivé útvary majú pruhovitý priebeh a čiastočne asymetrické rozloženie, čo sa prejavuje vo veľkom nedostatku vývoja permu pri východnom okraji pohoria a v sporadickom vývoji subtatranského mezozoika a mezozoika obalovej série pri východnom okraji pohoria.

Otázka začlenenia inoveckého jadra k niektorému z tektonických pásiem bola v posledných rokoch niekoľkokrát diskutovaná. Inovecké jadro sa pričleňovalo raz k vysokotatranskému pásmu (M a t ě j k a — A n d r u s o v, 1931), inokedy s neistotou k tatridnému pásmu ľubochnianskemu (A n d r u s o v, 1938).

Na objasnenie tejto otázky považujem za dôležité uviesť tieto faktá:

a) príslušnosť inoveckého jadra k vysokotatranskému pásmu je naznačená už z jeho vysunutia na vonkajší (externý) okraj karpatského oblúka;

b) tatridná maninská séria Strážovskej hornatiny prechádza bez podstatnejších faciálnych zmien a tektonického prerušenia na severné svahy Inovca (M a h e ľ, 1948 a 1950);

c) kryštalinikum Inovca ako vo svojom predmetamorfnom vývoji, tak aj charakterom metamorfizmu a vývojom verukána prejavuje isté príbuzenské vzťahy k vysokotatranskému pásmu (muskovitické svory, porfyroidy [?] a vývoj verukána v pásme Čierna Hora—Bujanova). Nejaví však bližší vzťah k pásmu ľubochnianskemu, jadro ktorého je tvorené len granitickými sériami. Istú príbuznosť mohli by sme vidieť len medzi leukokratnou aplitickou-pegmatitickou žulou východného okraja ľubochnianskeho masívu a žulou inoveckou.

Na základe uvedených faktov prikláňam sa k názoru M a t ě j k u — A n d r u s o v a (1931), potvrdzovaného aj M a h e ľ o m (1951), o príslušnosti inoveckého jadra k tatridnému pásmu vysokotatranskému.

V študovanej oblasti kryštalinikum silne dominuje nad sériami permsko-mezozoickými. Buduje celú centrálnu a východnú časť pohoria a v strednej jeho časti medzi Novou Vsou n/Váh. a Hrádkom meandrovite vybieha takmer až k západnému okraju pohoria. Charakterizuje ho silná prevaha kryštalických bridlíc nad horninami granitickými, vyvinutými iba v južnej a východnej časti pohoria, ďalej nedostatok synorogénneho (syntektonického) žulového plutonizmu a s ním geneticky združených starších migmatitov v tejto oblasti.

Kryštalické bridlice v predmetamorfnom vývoji patria flyšoidnému sú-

vrstviu ílovitých bridlíc s vložkami pieskovcov a kremencov prechádzajúcich niekedy do drobových slepencov. Charakteristickým znakom sedimentárneho súvrstvia je nedostatok karbonátových a len celkom sporadické vystupovanie bituminóznych členov.

Pravdepodobne už počas sedimentácie tohto súvrstvia došlo k prejavom vulkanickej činnosti. Charakterizujú ju slabé medzivrstevné intrúzie diabázov, diabázových porfyritov, porfyritov a amfibolických dioritov, ktoré ako sporadické výskyty sú rozšírené v celej severnej časti kryštalinika pohoria Inovca.

Bázický vulkanizmus patrí k iniciálnemu (ofiolitovému) vulkanizmu varíského vývinového cyklu.

Na sklonku sedimentácie došlo k mohutným horotvorným pochodom, s ktorými je spojené vynorenie staropaleozoickej geosynklinály a prerušenie sedimentácie. Za varijského orogénu došlo aj k intenzívnemu zvrásneniu a prehneteniu a kryštalizačnému zbridličnateniu suprakrustálnych sérií staršieho paleozoika v regionálnom meradle. S týmto orogénom pravdepodobne len po jeho kulminačnej fáze došlo i k žulovému plutonizmu, k intrúzii žúl a vzniku migmatitov.

V kryštalických bridliciach som na základe stupňa („hĺbky") metamorfizmu a pôvodu hornín vydelil kartograficky niekoľko stupňov a fácií:

1. sériu sericitických až sericiticko-chloritických fylitických bridlíc a fylitov so slabými vložkami grafitických fylitických bridlíc. K tejto sérii pričleňujem i slabé polohy muskovitických svorov, ktoré nebolo možno samostatne kartograficky vyznačiť. Táto séria je vyvinutá hlavne v oblasti Horánskej, Horčianskej a Hradeckej doliny pri západnom okraji Inovca. V sporadickom vývoji bola však pozorovaná aj na východnej strane ústredného hrebeňa, na východ od Starej Huty. Svojím predmetamorfným vývojom i stupňom metamorfizmu pripomína epimetamorfované pelitícko-psamitické súvrstvie vrchného karbónu gemeríd, a nie je preto vylúčené, že zastupuje v Inovci karbón;

2. sériu muskovitických svorov prechádzajúcich do *svorových rúl*, ktoré obsahujú slabé polohy kvarcitických svorov až kvarcitických rúl. Typomorfnou asociáciou série vedľa kremeňa je novoproduktný muskovit, niekedy sporadicky biotit a kyslý plagioklas. Niekedy môže byť prítomný i ortoklas. Ten však nie je typomorfným minerálom asociácie, ale produktom granitizačnej káliovej metasomatózy. Séria muskovitických svorov a svorových rúl je najrozšírenejší člen inoveckého kryštalinika, buduje celú severnú časť pohoria s výnimkou jeho západného okraja. Smerom k juhu pozvoľna prechádza do nasledujúcej série; je to

3. séria biotitických svorov, svorových rúl a biotitických pararúl s typomorfnou asociáciou kremeň, biotit, kyslý plagioklas a ortoklas. Sú vyvinuté

v južnej časti pohoria, predovšetkým v doline Železnica a v širšom okolí Podhradia.

Ku kryštalickým bridliciam kartograficky pričleňujem i slabo granitizované (feldšpatitizované) migmatitické horniny, v ktorých paramateriál naprosto prevláda nad granitizačno metasomatickou ortozložkou. Kremito-živcová ortozložka netvorí v nich samostatné, súvisle prebiehajúce polohy, ale vytvára ojedinelé očká priemernej veľkosti 1—3 mm.

Na sv. hrebeni Panskej Javoriny (943 m n. m.) na východ od kóty 777 a v hornej časti Hradeckej doliny vystupujú svetlé, bridličnaté horniny, ktoré makroskopicky pripomínajú porfyroidy staršieho paleozoika gemeríd.

Vo výbruse majú porfyroblastickú štruktúru s porfyroblastami kremeňa a muskovitu, ktoré sú uložené v ostatnej jemnozrnnej kremito-sericitickej lepidoblastickej hmote. V ojedinelých prípadoch sa v porfyroblastickom kremeni pozorovali zjavy magmatickej korózie (meandrovité zálivy), ktoré poukazujú na magmatický pôvod týchto hornín. Tvoria samostatné telesá v sérii muskovitických svorov, do ktorej pozvoľna prechádzajú. Pravdepodobne sú dynamometamorfnými produktami kremitých porfýrov.

4. metabázity iniciálneho (ofiolitového) *vulkanizmu* variského vývinového cyklu. Sú zastupované diabázami, diabázporfyritmi, porfyritmi, amfibolickými dioritmi a ich metamorfnými produktmi, v extrémnom prípade bridličnatými amfibolitmi.

Sú spravidla slabej mocnosti (priemer 0,40—2 m) a majú charakter ložných žíl, uložených konkordantne s bridličnatosťou okolitých hornín. V hornej časti Hradeckej doliny a na južných svahoch Panskej Javoriny boli pozorované i pruhy 200—300 m široké, dosahujúce dĺžky vyše 1 km.

Horniny žulového plutónizmu (žuly, aplity, pegmatity a migmatity) v mapovanom území vystupujú iba pri jv. okraji pohoria, v oblasti medzi Kulhaňom a Podhradím.

Žula tvorí niekoľko samostatných telies, z ktorých najväčšie dve vystupujú v oblasti Machovnej a Hrabového vrchu na sever od Podhradia. Menšie výskyty prichádzajú v jv. okolí Podhradia a sú poväčšine od seba oddelené iba pokryvnými útvarmi. Žula má jednotný petrografický charakter. Je to svetlý, strednozrnný až hrubozrnný leukokratný muskovitický granit, prechádzajúci lokálne do fácie dvojsliedneho granitu. Hrubozrnný pegmatitický typ prichádza najčastejšie vo vrchných polohách, na hrebeňoch žulových masívov. Je podstatne tvorená kremeňom, ortoklasom, albit-oligoklasom a muskovitom, ku ktorým miestami pristupuje aj biotit. Je málokedy úplne čerstvá a často býva tektonicky postihnutá (undulózne zhášanie, katakláza kremeňa a živcov). Máva často uzavreniny utopeného sedimentárneho plášťa, čo nás nabáda predpokladať, že predstavuje najsvrchnejšie partie väčšieho žulového masívu denudáciou najprv odkryté.

Na druhej strane svojím acidným charakterom môže predstavovať okrajový diferenciát (in situ) bázickejšieho granitu, vystupujúceho snáď v podloží terciéru bánovskej kotliny.

V žilovom doprovode žuly prichádzajú slabé žily *aplitov* a *pegmatitov*, prerážajúce jeho plášťom i vlastným žulovým telesom.

Na periférii žulového masívu Machovnej a pri severnom okraji žulového telesa Hrabového vrchu je vyvinutá mohutná zóna migmatitov.

Nápadným zjavom je pomerne ostrý styk žuly s plášťom pri južnej hranici žuly Hrabového vrchu a nedostatok migmatitov v tejto časti. Na druhej strane zaujímavým zjavom je vystupovanie migmatitov mimo žulovej oblasti v uzávere doliny Železnica a na ústrednom hrebeni v oblasti Preliačiny (880 m. n. m.), čo nás núti predpokladať žulu v plytkom podloží migmatitov.

Migmatity sú tvorené ortozložkou a parazložkou, pričom sa obe zložky podstatne zúčastňujú na stavbe horniny. Podľa stupňa intenzity metasomatickej granitizácie, prejavujúcej sa v pomere ortozložky a parazložky, som rozlíšil v mape 3 faciálne typy, ktoré sú spojené kontinuitnou radou prechodov.

A. Migmatity-arterity s prevahou parazložky nad ortozložkou. Kremitoživcová ortozložka vytvára v nich samostatné a súvislé prebehúvajúce pruhy (prebiehajúce rovnobežne s kryštalizačnou bridličnatosťou) a strieda sa s parazložkou v 1—3 mm mocných polohách. K týmto horninám sa pričleňovali i horniny nasledujúceho typu B, ktoré pre slabú mocnosť nemohli byť samostatne kartograficky vyznačené. Horniny tohto typu sú vcelku jemnozrnné, priemernej veľkosti zrna pod 0,5 mm.

B. Migmatity-arterity, u ktorých ortozložka a parazložka sú v rovnováhe, alebo u ktorých ortozložka i prevláda nad parazložkou a môže tvoriť i niekoľko dm mocné polohy, majúce charakter apliticko-pegmatitických žúl. Horniny tejto fácie sú proti predchádzajúcim podstatne hrubozrnnejšieho vývoja (priemerná zrnitosť 0,5 až 2 cm) a na plochách bridličnatosti sú charakteristické vystupovaním izometrických živcov.

C. Granitizačné žuloruly (hybridné žuly), ktoré sa vyznačujú naprostou prevahou ortozložky nad parazložkou. Pomer ortozložky a parazložky je vyjadrený obsahom biotitu, ktorý javí zreteľný sklon po lineácii, predstavujúc „kresbu" (palimpsest) po pôvodnej bridličnatosti. Sú to jemnozrnné (priemernej zrnitosti okolo 2 mm) horniny granitického zloženia. Od granitov sa líšia nedostatkom sukcesie a častejšími vložkami migmatitov predchádzajúcich typov (A, B).

Perm

Vystupuje predovšetkým pri západnom okraji pohoria, kde tvorí jednak mohutný súvislý pruh medzi Hradeckou dolinou, Selcom a Mníchovou Leho-

tou, ďalej prichádza v severnej časti pohoria, kde tvorí niekoľko úzkych synklinálnych pruhov, zavrásnených do staršieho paleozoika. Pri východnom okraji je perm vyvinutý jedine pri jeho severovýchodnom cípe pri Trenčianskom Jastrabí.

Rozlíšili sme dva faciálne vývoje:

a) vývoj bazálnych (?) drobových zlepencov a drob a

b) vývoj bridličnatý.

a) Zlepencový vývoj je vyvinutý len lokálne a bol pozorovaný napr. na sever od Javorového vrchu (746 m n. m.) a v Krásnej doline pri severnom ukončení Inovca. Sú to šedé zlepence s málo opracovaným valúnovým materiálom, tmeleným kremitým tmelom, so slabými vložkami pestrých bridlíc.

b) Bridličnatý vývoj zastupujú ílovité až ílovito-piesčité pestrofarebné bridlice s častým podielom klastickej sliedy. Miestami sa v tomto súvrství pozorovali i slabé polohy arkózovitých bridlíc, prechádzajúcich zo svetlých arkóz.

Pestrofarebné súvrstvie označil Štúr (1860) ako „rotliegende Serie" a začlenil ho do permu. Pričleňuje však k nemu i nadložné spodnotriasové kremence obalovej série Inovca. Neskoršie Ferenczi (1934) ho považuje za ekvivalent verfénskych bridlíc. Tohoročné výskumy však ukázali, že pestrofarebné súvrstvie je stratigrafickým ekvivalentom verukána, ktoré je členom obalu inoveckého jadra. Potvrdzuje to najmä vystupovanie spodnotriasových kremencov obalovej série v bezprostrednom nadloží tohto súvrstvia.

Problémy metamorfizmu

Študované územie bolo postihnuté viacerými fázami varijského i alpsko-karpatského orogénu, ktoré mu vtisli celkový metamorfný ráz. Rozlíšili sme 3 hlavné fázy metamorfizmu:

a) Predžulový regionálny dynamometamorfizmus, vyvolaný varijským orogénom, ktorý sa prejavil zonárnou progresívnou metamorfózou hornín staršieho paleozoika. Má izochemický charakter a stupňom metamorfózy (séria muskovitických svorov atď.) odpovedá najmä vrchnej a strednej mezozóne (zóna spodných svorov Jung-Roquesa). Smerom k západnému okraju pohoria sa stavia metamorfizmus (séria fylitických bridlíc a fylitov...) pozvoľna „plytším" a odpovedá prevažne strednej a spodnej časti epizóny (zóna vrchných a spodných fylitov Jung-Roquesa).

Hlavným faktorom premeny bol jednostranný tlak (stress), ktorý prenikol celou hmotou horniny (Durchbewegung) a viedol k pochodom migračným a rekryštalizačným a k rekryštalizačnému zbridličnateniu v regionálnom meradle. Deštrukcia (= mechanická deformácia) a minerálna rekonštrukcia (= rekryštalizácia) sa môžu lokálne časove variabilne kombinovať, vcelku

však nie je *rekryštalizácia paratektonická (syntektonická) a metamorfóza synorogénna.*

Metamorfnú fáciu charakterizujú spomínané zóny. „Plytší" stupeň metamorfizmu západnej časti pohoria odpovedá plytšiemu tektonickému milieu metamorfózy.

b) Granitizačno-metasomatický metamorfizmus, spôsobený žulovou intrúziou varijského plutónizmu. Má alochemický charakter a viedol k hybriditizácii regionálne už dynamometamorfovaného súvrstvia za vzniku migmatitov spomínaných typov (A, B, C). Injekčne metasomatický roztok aplitícko pegmatitického zloženia postupoval po plochách bridličnatosti (princíp zhodnosti) a viedol k obohateniu horniny o kremito-živcovú zložku.

K žulovému metamorfizmu počítam i vznik biotitických svorov a biotitických svorových rúl, vystupujúcich v žulovej oblasti v južnej časti študovaného územia. Relatívne vyšší stupeň (katazónu) týchto hornín interpretujem ako následok kontaktne termického pôsobenia (preteplenia) intrudujúceho žulového magmatu na regionálne dynamometamorfované súvrstvie, čo viedlo k dosiahnutiu hlbšieho stupňa metamorfizmu tejto série.

c) Alpínsko-karpatský dislokačne diaftoritický metamorfizmus sa prejavuje v inoveckom kryštaliniku predovšetkým mechanickou deštrukciou, mylonitizáciou a kataklázou. Deformáciou porušená kryštálová mriežka a kataklázou zväčšená celková reakčná plocha intergranulár mali zároveň za následok i slabé retrográdne minerálne premeny (diaftoréza). Tento metamorfizmus sa najčastejšie prejavuje obláčkovitým zhášaním a kataklázou kremeňa a živcov a vznikom mikrobrekcií a prehýbaním slied, chloritizáciou biotitu za súčasného odmiesenia TiO_2, najčastejšie v sagenitovom vývoji, seritizáciou živcov a pod.

Alpínsky metamorfizmus je viazaný na mylonitizované zóny, z ktorých najvýznamnejšia sleduje východné obmedzenie Inovca.

Problém pôvodu muskovitických svorov a svorových rúl

V otázke genézy týchto hornín nás zaujíma, či sú orto alebo para pôvodu, ďalej či sú produktmi varijského progresívneho alebo alpínsko-diaftoritického metamorfizmu. I keď tieto otázky z výsledkov doterajšieho štúdia nemožno riešiť s definitívnou platnosťou, treba upozorniť na niektoré dôležité faktá. V oblasti Hradeckej doliny a vo východnej časti Panskej Javoriny boli v súvrství muskovitických svorov a svorových rúl nájdené horniny, ktoré môžeme označiť ako porfyroidy. Porfyroidy sú najpravdepodobnejšie produktmi kremitých porfýrov. Charakter a rozsah ich vulkanizmu nie je nám zatiaľ známy. Medzi porfyroidmi, svorovými rulami a muskovitickými svormi boli konštatované pozvoľné prechody. To nás na-

báda predpokladať, že istá časť série muskovitických svorov a svorových rúl môže byť orto pôvodu.

Muskovitické svory a svorové ruly pri západnom okraji pohoria pozvoľna prechádzajú do série fylitických bridlíc a fylitov. To by zasa (okrem iných zjavov) nasvedčovalo tomu, že sú produktmi progresívneho zonárneho metamorfizmu varijského orogénu.

Tektonika

Kryštalinikum Inovca predstavuje zvrásnenú megantiklinálu (antiklinórium), ktorá na severe klesá do axiálnej depresie (úklon b osi na sever), noriac sa pod mezozoické série Strážovskej hornatiny. Stredná jeho časť predstavuje elevá̋ciu, ktorá sa na juhu znižuje do transverzálnej axiálnej depresie, ponárajúc sa pod mezozoikum obalovej série a subtatranských príkrovov.

Pri východnom okraji pohoria je vyvinutá tektonická línia, ktorú nazývam *líniou závadsko-dubodielskou.* Vznikla pravdepodobne už pred presunovaním subtatranských príkrovov, ktoré prekonávali elevá̋ciu Inovca. Pri tomto presunovaní došlo k zaklesnutiu časti mezozoika obalovej série do tejto línie. Pozdĺž nej došlo k vyzdvihnutiu inoveckého kryštalinika a k poklesnutiu jeho východnej časti, ležiacej v podloží terciéru bánovskej kotliny. Táto línia je vyznačená mylonitizačnou zónou prebiehajúcou pozdĺž tejto línie minerálnymi prameňmi, vystupujúcimi na tejto línii, a izolovanými šupinami mezozoika obalovej série zaklesnutím v tejto línii v priestore medzi Trenč. Jastrabím, Dubodielom a Závadou.

Povaha západného omedzenia Inovca nebola zatiaľ podrobnejšie študovaná. Predbežne poukazujem na vyvieranie minerálnych prameňov, vyvierajúcich pri západnom okraji pohoria medzi Mníchovou Lehotou a Starým Hájom (363 m n. m.).

7. II. 1956

Fakulta geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Ampferer O., 1924—1931: Beiträge zur Auflösung der Mechanismus der Alpen. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, Wien LXXIV.—LXXXI.

Andrusov D., 1930: Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadných Karpat (Considérations sur la tectonique et la paléogeographie des Carpathes du Nord-Ouest). Sborník SGÚ Čs. rep. IX.

Bearth P., 1940: Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. Schw. Min. u. Petr. Mitt. XXVIII. Bd.

Drescher—Kaden F. K., 1936: Über Assimilationsvorgänge, Migmatitibildung und ihre Bedeutung bei der Enstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. Chemie d. Erde, Zeitschr. d. chem. Min., Petr. Ged. u. Badenkunde, Jena.

Ferenczi S., 1915: Geologische Beobachtung am mitleren Teile des Inovec. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest.

— 1915: Die geologischen Verhältnisse von Galgóc und seiner Umgebung. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1914, Budapest.

— 1917: Die geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges östlich von Pöstyén. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1915, Budapest.

— 1918: Die geologische Verhältnisse der südlichen Häfte des Inovec. Föld. Közl., Bd. I, Hft. 1, Budapest.

— 1934: Beiträge zur Kenntnis der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1917, Budapest.

Gorek A., 1954: I. zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vys. Tatier. Geol. práce, Zprávy I, SAV, Bratislava.

— 1954: II. zpráva o geologickom výskume kryštalinika západnej časti Vys. Tatier. Geol. práce, Zprávy I, SAV, Bratislava.

Hauer F., 1864: Geologischen Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verhandlungen geol. Reichsanstalt, Wien.

Horusitzký H., 1912: Agrogeologische Notizen aus der Umgebung von Galgóc. Jahresb. d. K. ung. geol. Reichsanstalt f. 1909, Budapest.

Koutek J., 1930: Geologická studie na severozápadě Nízkých Tater. Zvl. otisk ze Sborníku SGÚ Čs. rep. IX, Praha.

— 1935: O krystalických břidlicích skupiny Barance (2184 m n. m.) v Lipt. holích. Věst. SGÚ, Čs. rep. XI. Praha.

Maheľ M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. The Tectonic of Territory betwen the nide Váh and the upper Nitra. Práce ŠGÚ 18, Bratislava.

— 1950: Obalová série Inovca. La couverture sedimentaire du masif de l'Inovec. Geol. sborník I, roč. 1, Bratislava.

— 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Die Tektonik des mittleren Teiles des Inovec. Geol. sborník SAV II, Bratislava.

Niggli E., 1948: Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. Schw. Min. u. Petr. Mitt., XXVIII. Bd.

Wegmann E., 1935: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau, Bd. 26, Hf. 5.

Zoubek Vl., 1930: Geologické stúdie skořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové, Věst. SGÚ Čs. rep. VI, Praha.

— 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních vřídel. La tectonique de la vallée supérieeure du Hron et sa relation avec la distribution des sources minerales. Věst. SGÚ Čs. rep. XI, Praha.

— 1936: Poznámky o krystaliniku západních Karpat. Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen. Zvl. otisk z Věst. SGÚ Čs. rep. XII, č. 6, Praha.

— 1951: Zpráva o geologickém výzkumu jižního svahu Nízkých Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. ÚÚG XXVI, Praha.

ЯКУБ КАМЕНИЦКИЙ

ОТЧЕТ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ И КАРТИРОВАНИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПОВАЖСКИЙ ИНОВЕЦ

В 1955 году я картировал северную часть кристаллического массива Иновец, который является наименее исследованной областью Западных Карпат. В литературе мы находим лишь отрывочные сведения, по которым нельзя составить себе полной картины о его фациальном развитии и общем геологическом строении. Из авторов, которые так или иначе касались геологии иновецкого кристаллического массива, упомянем прежде всего Д. Штура (1860), Г. Стахе (1864), В. Улига (1903), С. Ференчи (1915, 1916, 1917, 1918, 1934) и В. Зоубека (1936).

Результаты новых работ, произведенных до настоящего исследования, которые во многом дополняют старые представления об образовании и фациальном развитии Иновецкого массива, сводятся в общем к следующему:

Поважский Иновец представляет собой типичный центральный кристаллический массив. Его средняя часть сложена палеозойским кристаллическим ядром, с западной и с восточной сторон выступают мезозойские серии оболочки. К кристаллическому ядру в узком смысле слова относятся лишь породы нижнего палеозоя; верхний палеозой, сложенный здесь слоями веррукано, относится уже к верхнепалеозойско-мезозойской оболочке ядра. Мезозой представлен татридной серией оболочки и субтатранскими покровами.

Ядро Иновецкого массива относится к татридной высокотатранской зоне, о чем свидетельствует его положение на внешней стороне карпатской дуги, постепенный переход татридной манинской серии Стражовских гор на северные склоны массива Иновец (Магель, 1948 и 1950), близкие фации палеозоя, возникшие до метаморфизации и характер его метаморфизма.

В исследованной области кристаллические породы сильно преобладают над пермомезозойскими сериями. Они образуют всю центральную и восточную часть массива, а в его средней части, между селениями Нова Весь на р. Ваг и Градок, заходят в виде извилин почти к самому западному краю гор. Характерной чертой является сильное преобладание кристаллических сланцев над гранитными сериями; эти последние развиты лишь в южной и восточной частях гор. Точно также характерно отсутствие продуктов синорогенного гранитного плутонизма и генетически связанных с ним более древних мигматитов.

Кристаллические сланцы, не испытавшие метаморфизма, имеют флишоидный характер. Представлены они толщей глинистых сланцев с прослойками песчаников и кварцитов, переходящих местами в тонкие горизонты граувакковых конгломератов. Спорадическое появление битуминозных слоев и полное отсутствие карбонатов типично для этой толщи.

Повидимому еще в то время, когда отлагались эти слои, начались проявления вулканической деятельности (кварцевые порфиры). На следующей стадии (но еще в период существования геосинклинали) вулканизм, характеризовавшийся кварцевыми порфирами, уступил место вулканизму, давшему основную магму, который в геотектоническом отношении нужно рассматривать либо как завершение субсеквентного сиалического вулканизма, продуктами которого являлись кварцевые порфиры, либо как начало нового, варисского цикла вулканической деятельности, проявившегося интрузиями основной магмы.

Когда отложение нижнего палеозоя приближалось к концу, произошли сильные орогенические движения, в результате которых древнепалеозойская синклиналь вы-

ступила из-под воды, а суперкрустальные серии нижнего палеозоя были интенсивно сложены в складки и подверглись кристаллизационному рассланцеванию. С этими орогеническими движениями связана также интрузия так называемых „серорогенных" (позднеорогенных) гранитов и образование мигматитов.

I. Основываясь на степени („глубине") метаморфизации и происхождении кристаллических сланцев, я различаю на карте следующие фации:

1. серию серицитовых и серицитово-хлоритовых филлитовых сланцев и филлитов с тонкими прослоями графитовых филлитовых сланцев. К этой серии я отношу также слои мусковитовых сланцев, переходящих в слюдяносланцевые гнейсы, мощность которых настолько мала, что их нельзя отдельно отметить на карте.

2. серию мусковитовых сланцев, переходящих в слюдяносланцевые гнейсы, которые содержат маломощные горизонты кварцитовых слюдяных сланцев и кварцитовых гнейсов.

3. серию биотитовых сланцев и слюдяносланцевых гнейсов и биотитовых парагнейсов с типичной для них ассоциацией минералов (кварц, биотит, кислый плагиоклаз и ортоклаз). К кристаллическим сланцам я причленяю на карте и слабо гранитизированные мигматитовые породы, в которых паракомпоненты резко преобладают над гранитовыми кварцево-полевошпатовыми ортокомпонентами, образующими „глазки" размером в $^1/_3$ мм.

4. Порфироиды, являющиеся продуктами метаморфизации нижнепалеозойских кварцевых порфиров.

5. Метабазиты начальной стадии проявлений вулканизма (диабазы, диабаз-порфириты, роговообманковые диориты, амфиболиты).

II. В области, которую я картировал, гранитные породы (граниты, аплиты, пегматиты и мигматиты) выступают лишь близ юго-восточного края массива между селениями Кулгань и Подградье.

Гранит образует несколько тел незначительных размеров. Два из них — самые большие — выступают в окрестностях пункта Махнова и высоты Грабовый к северу от сел. Подградье. Небольшие обнажения гранита находятся также к ЮВ от сел. Подградье. По своему петрографическому характеру гранит однообразен — это главным образом светлый, средне- и грубозернистый мусковитовый гранит, переходящий местами в двуслюдяной. По краям гранитного массива Махова и близ северного края гранитной массы высоты „Грабовый верх" развита мощная зона мигматитов; мигматиты наблюдаются и за пределами зоны гранита в глубине долины Железница. По интенсивности метасоматической гранитизации я различил на карте три типа мигматитов, связанных между собой постепенными переходами:

А. Мигматиты-артериты с преобладанием паракомпонента. Ортоэлементы образуют сплошные полоски, чередующиеся с полосками параэлементов мощностью в 1—3 мм.

Б. Мигматиты-артериты, состоящие из зерен размером в 0,5—2 мм. Орто- и параэлементы представлены в одинаковом количестве или первые преобладают.

В. Гранито-гнейсы (гибридные граниты), возникшие в результате гранитизации. Соотношение орто- и параэлементов находит свое проявление в содержании биотита, который имеет явную тенденцию располагаться линейно, обозначая так первоначальную сланцеватость (это своего рода палимпсест).

П е р м ь обнажается главным образом на западном краю массива, образуя сплошную полосу между Градецкой долиной и сел. Мнихова Легота. Она появляется также в виде узких синклинальных зон в центральной части массива, близ его северной границы. У восточного края пермь наблюдается лишь в северо-восточном углу у сел. Тренчианске Ястрабие. Различаются две фации: а) фация базальных (?) граувакковых конгломератов и граувакк, б) фация сланцев.

В кровле верруканo в нескольких местах обнажаются нижнетриасовые кварциты

осадочной оболочки массива Иновец, что подтверждает его принадлежность к нормальной оболочке кристаллического ядра Иновецкого массива.

Проблемы метаморфизма

Исследованная область претерпела несколько фаз варисских и альпийских карпатских орогенических движений, что сказалось на характере ее метаморфизма. Различаются три основных вида метаморфизма:

а) догранитовый региональный динамометаморфизм, вызванный варисскими орогеническими движениями; проявления его сказались в прогрессивной зональной метаморфизации пород древнего палеозоя. Характера он изохимического, по степени метаморфизации соответствует верхней и средней мезозоне (зоне нижних филлитов и слюдяных сланцев Юнга—Рока). По мере приближения к западному краю массива степень метаморфизации слабеет, и мы имеем главным образом средние и нижние части эпизоны (зону верхних и нижних филлитов Юнга—Рока).

б) гранитизирующий метасоматический метаморфизм, связанный с интрузией варисских гранитов. Аллохтонный по своему характеру, он вызвал гибридизацию толш, которые уже были регионально динамометаморфизованы, что привело в образованию описанных выше типов мигматитов. Метаморфизму, связанному с гранитизацией, я приписываю и образование биотитовых сланцев и биотитовых слюдяносланцевых гнейсов южной части исследованной области. Их более сильную („глубокую") степень метаморфизации я объясняю тем, что они были „прогреты" интрудирующей гранитной магмой.

в) альпийско-карпатский дислокационный метаморфизм диафторитового характера проявляется в Иновецком кристаллическом массиве главным образом механическим разрушением, милонитизацией и диафторезом кристаллических сланцев, мигматитов и гранитоидных пород. Генетически он приурочен к зонам дислокаций, и проявления его наблюдаются локально. К явлениям, вызванным альпийским диафторезом, я отношу например облачное погасание и катаклаз кварца и полевых шпатов, образование микробрекчий, изогнутость слюд, хлоритизацию биотита с одновременным выделением TiO_2 (чаще всего в виде сагенита), серицитизацию полевых шпатов и т. п.

Тектоника

Иновецкий кристаллический массив представляет собой сложенную в складки мегантиклиналь с поперечными элевациями и депрессиями. Близ восточного его края проходит тектоническая линия, называемая завадско-дубодиельской. Образовалась она вероятно до надвига субтатранских покровов, которым пришлось преодолевать элевацию Иновецкого массива. При этом надвиге часть мезозоя осадочной оболочки оказалась вдавленной вдоль этого разлома. По этой же линии произошло поднятие части Иновецкого кристаллического массива; восточная же часть, которая теперь лежит под третичными отложениями бановецкой котловины, наоборот, опустилась. Вдоль дислокации, о которой идет речь, развита зона милонитов, вытекают минеральные источники, а между селениями Тренчианске Ястрабие и Завадка наблюдаются отдельные защемленные линзы мезозоя осадочной оболочки.

Характер западной границы Иновецкого массива еще не был подробно изучен.

9. II. 1956

Факультет геолого-географических наук
Университета им. Коменского,
Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

JAKUB KAMENICKÝ

BERICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHE FORSCHUNG UND KARTIERUNG IM NÖRDLICHEN TEIL DES KRISTALLINIKUMS DES GEBIRGES POVAŽSKÝ INOVEC

Im Jahre 1955 habe ich den nördlichen Teil des Kristallinikums Inovec kartiert. Das Kristallinikum dieses Gebirges gehört zu den am wenigsten durchgeforschten Gebieten der Westkarpathen. In des Literatur findet man nur kurze Erwähnungen, die über seine fazielle Entwicklung und seinen gasamten geologischen Bau kein einheitliches Bild bieten. Von den Autoren, welche die Geologie des Kristallinikums des Inovec-Gebirges erwähnen, muss man in erster Reihe D. Štúr (1860), G. Stache (1864), V. Uhlig (1903), S. Ferenczi 1915, 1916, 1917, 1917 und 1934) und V. Zoubek (1936) anführen.

Die Ergebnisse neuer Forschungen haben schon in das Stadium dieses vorläufigen Berichtes mehrere neue Erkenntnisse gebracht, die unsere bisherigen Vorstellungen über die Entstehung und fazielle Entwicklung des Kristallinikums des Inovec-Gebirges ergänzen. Ich fasse sie folgend zusammen:

Der Považský Inovec gehört zu den typischen Kerngebirgen. Sein zentraler Teil wird durch einen paläozoischen kristallinen Kern gebildet, der beiderseits, vom Westen und Osten durch mesozoische Serien umhüllt wird. Im engeren Sinne des Wortes gehört zu dem kristallinen Kern nur das ältere Paläozoikum, wobei das jüngere Paläozoikum, welches hier durch Verrucano vertreten wird, schon zu der jungpaläozoisch-mesozoischen Hülle des Kernes angehört. Das Mesozoikum wird durch die tatride Hüllen-Serie und subtatrische Decken repräsentiert.

Der Kern von Inovec gehört zur tatriden Hochtatrischen Zone. Seine Angehörigkeit zu dieser Zone wird durch seine Position an der äusseren Seite des Karpathenbogens, den allmählichen Übergang der tatriden Manin-Serie des Strážov-Berglandes in die nördlichen Abhänge des Inovec-Gebirges (Maheľ, 1948 und 1950) und durch verwandte vormetamorphe Entwicklung des Paläozoikums und den Charakter seines Metamorphismus bestätigt.

Im studierten Gebiete dominiert das Kristallinikum stark über permisch-mesozoische Serien. Es baut den ganzen zentralen und östlichen Teil des Gebirges auf und läuft in seinem mittleren Teil zwischen Nová Ves n/Váh. und Hrádok meanderförmig fast bis zum westlichen Rand des Gebirges aus. Es wird durch starkes Vorherrschen der kristallinen Schiefer über granitische Serien, die nur im südlichen und östlichen Teil des Gebirges entwickelt sind, charakterisiert. Sein weiteres charakteristisches Zeichen ist ein Mangel an synorogenen Granitplutonismus und mit diesem genetisch verbundenen älteren Migmatiten.

In der vormetamorphen Entwicklung besitzen die kristallinen Schiefer einen flyschoiden Charakter. Sie werden durch ein Schichtenkomplex von Tonschiefer mit Sandstein- und Quarzitlagen, die stellenweise in schwache Grauwackenkonglomeratlagen übergehen, charakterisiert. Ein typisches Zeichen dieses Schichtenkomplexes ist nur sporadisches Auftreten bituminöser Glieder und ein absoluter Mangel an Karbonaten.

Wahrschreinlich ist es schon während der Sedimentation dieses Schichtenkomplexes zur vulkanischen Tätigkeit quarzporphyrischer Magmen gekommen. Im nachfolgenden Stadium (aber noch in der geosynklinalen Periode) wurde der Vulkanismus der Quarzporphyre durch basischen Vulkanismus abgelöst, der vom geotektonischen Standpunkte entweder die Beendigung des subsequenten sialischen Vulkanismus der Quarzporphyre darstellt, oder schon dem neuen, initialen (basischen) Vulkanismus des variszischen Entwicklungszyklus entspricht.

Am Ende der Sedimentation des älteren Paläozoikums ist es zu mächtigen gebirgsbildenden Prozessen gekommen, mit denen das Auftauchen der altpaläozoischen Geosynklinale, eine intensive Faltung und Kristallisationsverschieferung der superkrustalen altpaläozoischen Serien verbunden ist. Mit diesem Orogen ist auch die Intrusion der serogenen (nachkinematischen) Granite und die Entstehung der Migmatite verbunden.

I. Auf Grund der Intensität („Tiefe") des Metamorphismus und des Ursprunges der Gesteine habe ich kartographisch einige Stufen und Fazien aufgeteilt:

1. *Die Serie der serizitischen und serizitisch-chloristischen Phyllit-Schiefer und Phyllite* mit schwachen Einlagen graphitischer Phyllit-Schiefer. Zu dieser Serie gliedere ich auch die schwachen Lagen muskovitischer Glimmerschiefer bis Glimmerschiefergneise, die man wegen ihrer geringen Mächtigkeit kartographisch selbständig nicht darstellen konnte.

2. *Serie muskovitischer Glimmerschiefer,* die in Glimmerschiefergneise übergeht, welche schwache Lagen quarzitischer Glimmerschiefer und quarzitischer Gneise enthalten.

3. *Serie biotitischer Glimmerschiefer, Glimmerschiefergneise und biotitischer Paragneise* mit der typomorphen Assoziation der Minerale: Quarz, Biotit, sauerer Plagioklas und Orthoklas. Zu den kristallinen Schiefern gliedere ich kartographisch auch schwach granitisierte migmatitische Gesteine, deren Paramaterial über die granitische, quarzig-feldspatische Orthokomponente, die sich durch feine $^1/_3$ mm grosse Aufen kundgibt, absolut waltet.

4. *Porphyroide* als metamorphe Produkte altpaläozoischer Quarzporphyre.

5. *Metabasite des initialen Vulkanismus* (Diabase Diabasporphyrite, Amphiboldiorite, Amphibolite).

II. Gesteine des granitischen Plutonismus (Granite, Aplite, Pegmatite und Migmatite) treten im kartierten Gebiet nur beim südöstlichen Rand des Gebirges, u. zw. im Gebiete zwischen Kulhaň und Podhradie auf.

Granit bildet einige kleinere Körper, von denen die grössten zwei im Gebiete Machovná und Hrabový vrch, nördlich von der Gemiende Podhradie auftreten. Kleinere Granitvorkommen kommen auch in der südöstlichen Umgebung von Podhradie vor. Der Granit hat einen einheitlichen petrographischen Charakter. Es handelt sich um lichten, mittel- bis grobkörnigen muskovitischen Granit, der stellenweise in Zweiglimmergranit übergeht. An der Peripherie des Granitmassives Machovná und am nördlichen Rand des Granites des Hrabový vrch ist eine mächtige Migmatit-Zone entwickelt, welche auch ausser des Granitgebietes im Gebiete der Železnica-Talsperre bekannt ist. Nach dem Grade der Intensität der metasomatischen Granitisation habe ich in der Karte drei Typen, durch allmähliche Übergänge miteinander verbundener Migmatite unterschieden:

A. Migmatite-Arterite mit überwiegender Parakomponente, in welchen die Orthokomponente ununterbrochene, sich mit den Lagen der Parakomponente abwechselnde, 1—3 mm mächtige Lagen bildet.

B. Migmatite-Arterite, mit einer durchschnittlichen Körnigkeit von 0,5—2 mm, bei denen die Ortho- und Parakomponente im Gleichgewicht sind, oder bei welchen die Orthokomponente auch vorherrschen kann.

C. Granitisierte Granitgneise (hybride Granite), bei welchen das Verhältnis der Ortho- und Parakomponente durch den Biotitgehalt ausgedrückt wird. Dieser Biotit zeigt eine deutliche Neigung nach Lineazion, wodurch er den Palimpsest nach der ursprünglichen Schieferigkeit darstellt.

Perm tritt hauptsächlich am westlichen Rand des Gebirges auf, wo er einen zusammenhangenden Streifen zwischen Hradecká dolina und Mníchova Lehota bildet. Ausserdem kommt er in der Form enger, synklinaler Streifen auch im zentralen Teil des Gebirges, bei seinem nördlichen Ende, vor. Am südlichen Rand des Gebirges ist er nur bei dem

nordöstlichen Winkel bei Trenč. Jastrabie entwickelt. Es wurden in ihm zwei fazielle Entwicklungen unterschieden: a) Entwicklung basaler (?) Grauwackenkonglomerate und Grauwacken, und b) schieferige Entwicklung. Im Hangenden des Verrucano treten an einigen Stellen die untertriadischen Quarzite der Hüllenserie auf, welche die Angehörigkeit zur normalen Hülle des Inovec-Kernes beweisen.

Probleme des Metamorphismus

Das studierte Gebit wurde durch mehrere Phasen des variszischen und alpin-karpathischen Orogens ergriffen, die sich unter anderem auch im Charakter seines Metamorphismus geäussert haben. Man unterscheidet 3 Hauptarten des Metamorphismus:

a) Vorgranitischer regionaler Dynamometamorphismus des variszischen Orogens, der sich durch die zonare progressive Metamorphose der altpaläozoischen Gestein geäussert hat. Er ist isochemisch und nach dem Grade der Metamorphose entspricht er der Ober- und Mittelmesozone (Zone der unteren Phyllite und der Glimmerschiefer nach Jung-Roques). In der Richtung zum westlichen Rand des Gebirges wird er „seichter und entspricht überwiegend dem mittleren und unteren Teil der Epizone" (Zone der oberen und unteren Phyllite nach Jung-Roques).

b) Granitisations- und metasomatischer Metamorphismus, der mit der Intrusion variszischer Granite verbunden ist. Er ist allochton und hat zur Hybridisation des regional schon dynamometamorphierten Schichtenkomplexes unter der Entstehung der schon erwähnten Migmatittypen geführt. Zum granitischen Metamorphismus rechne ich auch die Entstehung biotitischer Glimmerschiefer und biotitischer Glimmerschiefergneise des südlichen Teiles des studierten Gebietes. Ihren „tieferen" Grad des Metamorphismus interpretiere ich als Folge einer Überwärmung durch das intrudierende Granitmagma.

c) Alpin-karpathischer, Dislokations- diaphtorischer Metamorphismus äussert sich im Kristallinikum des Inovec-Gebirges vor allem durch mechanische Destruktion, Mylonitisation und Diaphtorese der kristallinen Schiefer, Migmatite und der granitoiden Gesteine. Er besitzt lokalen Charakter und ist genetisch an Dislokationszonen gebunden. Zu den Erscheinungen der alpinen Diaphtorese rechne ich z. B. undulöses Auslöschen und die Kataklase des Quarzes und der Feldspate, die Entstehung von Mikrobrekzien, die Biegungen der Glimmer, Chloritisation des Biotites unter der Abmischung von TiO_2 am meisten in der Sagenitform, serizitisation der Feldspate u. ä.

Tektonik

Das Kristallinikum des Inovec-Gebirges stellt eine gefaltete Megantiklinale mit transversalen Elevationen und Depressionen dar. Am östlichen Rand des Gebirges ist eine tektonische Linie, die ich *Zavadsko-Dubodieler* Linie bezeichne, entwickelt. Sie entstand wahrscheinlich schon vor der Überschiebung der subtatrischen Decken, welche die Elevation des Inovec überwinden mussten. Bei dieser Überschiebung wurde ein Teil des Mesozoikums der Hüllenserie in diese Linie eingekeilt. Längs dieser Linie wurde das Kristallinikum des Inovec-Gebirges gehoben und sein östlicher, im Liegenden des Tertiärs des Kessels von Bánovce liegender Teil gesunken. Diese Linie wird durch die mylonitisierte Zone, in dieser Linie auftretende Mineralquellen und isolierte Schuppen des Mesozoikums der Hüllenserie, welche in dieser Linie zwischen Trenč. Jastrabie und Závadka eingekeilt sind, charakterisiert.

Der Charakter der westlichen Begrenzung des Inovec-Gebirges wurde vorläufig nicht näher studiert.

9. II. 1956

Fakultät der geologisch-geographischen Wissenschaften an Komenský's Universität, Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Navara

MICHAL MAHEĽ

NOVÉ NÁLEZY SKAMENELÍN VO VERFÉNSKYCH VRSTVÁCH NA JUŽNOM SVAHU NÍZKYCH TATIER

(Ruské a nemecké resumé)

Verfénske vrstvy v Západných Karpatoch patria k útvarom pomerne bohatým na skameneliny. Sú hojné najmä v slienito-vápencových polohách, vystupujúcich uprostred bridlíc a pieskovcov. Spodnotriasovú príslušnosť týchto vrstiev na južných svahoch Nízkych Tatier stanovil už D. Štúr (1868). Na niekoľkých miestach našiel v nich skameneliny:

pri Lopeji na lokalite Borovie: *Ceratites Murchianus* Hauer a *Anodontophora fassaensis* Wissm.;

pri Brusne na lokalite Stranie: *Myophoria costata* Zenk;

pri Moštenici: *Anodontophora fassaensis* Wissm.;

pri ceste Šalková—Poníky: *Anodontophora* sp.;

pri Ponickej Lehote na lokalite Drienkina: *Naticella costata* Münst. a *Myophoria costata* Zenk.

Československí geológovia pri zostavovaní podrobnejších geologických máp v období medzi dvoma svetovými vojnami našli ďalšie lokality skamenelín. Šťastný (1928) uvádza od Ráztok: *Anodontophora* sp., a *Naticella costata* Münst., Matějka (1931) od Banskej Bystrice: *Anodontophora* sp. a *Myophoria* sp. Andrusov (1937) od Slovenskej Ľupče z lokality nájdenej Koutkom: *Pseudomonotis (Eumorphotis) squamosa* Frech., od Ráztok: *Belerophon* sp. a zo Štúrovej lokality Borovie pri Lopeji: *Gervilleia exporrecta* Leps., *Myophoria costata* Zenk., *Naticella costata* Münst.

Posledne uvedená lokalita stala sa priam klasickou zásluhou Rotha (1939), ktorý rozčlenil verfénske vrstvy na tri oddiely: 1. červené ílovité bridlice a pieskovce, 2. šedozelené slienité bridlice s polohami vápencov, 3. hnedošedé sliednaté vápenité pieskovce.

Spodný oddiel obsahuje faunu: *Pecten (Entolium) discites* var. *microtis* Bitt., *Myophoria praeorbicularis* Bitt., *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria ovata* Goldf.

Stredný oddiel obsahuje faunu: *Dinarites* sp., *Naticella costata* Münst.

Anodontophora fassaensis Wissm., *Myophoria laevigata* var. *elongata* Philippi, *Myophoria laevigata* Alberti, *Gervilleia exporrecta* Leps., *Pseudomonotis* sp., *Pleuromya baconica* Bitt.

Vo vrchnom oddieli sa našli: *Dinarites* cf. *dalmatinus* Hau., *Turbo rectecostatus* Hau., *Naticella costata* Münst., *Myophoria praeorbicularis* Bitt., *Myophoria laevigata* Alb., *Myophoria costata* Zenk., *Pseudomonotis* sp., *Pseudomonotis (Eumorphotis) telleri* Bitt., *Pecten discites* var. *microtis* Bitt., *Anodontophora canalensis* Cat., *Gervilleia incurvata* Leps., *Gervilleia* sp., *Gervilleia vinassai* Vialli.

Roth vedľa toho našiel i ďalšiu lokalitu v doline Hnusno s faunou: *Myophoria costata* Zenk. a *Gervilleia* sp.

Československí geológovia príraďovali súvrstvie, v ktorom sa vyskytuje fauna, sprvu k sériám tatridným, a to k tzv. melafýrovej sérii (Kettner, 1927), prípadne k tzv. nízkotatranskej sérii (Matějka, 1931). Neskôr sa ukázalo, že verfénske vrstvy s melafýrami sú súčasťou chočského príkrovu (Kettner 1933). Prítomnosť melafýrových hornín v tomto súvrství sa stala dôležitým kritériom pre ich začleňovanie k chočskej jednotke.

Pri výskumoch robených roku 1954 v mesozoiku južných svahov Nízkych Tatier podarilo sa mi nájsť nové lokality skamenelín v tomto súvrství, a to pri Ráztokách, pri Moštenici a pri Ponickej Lehote.

Pri poľnej ceste vedúcej z Ráztoky na Ráztocké Seče v súvrství pestrých červených i zelených slienitých bridlíc i slienitých vápencov podarilo sa nám nazbierať nie menej ako 70 exemplárov amonitov a celý rad brachyopódov a lamelibranchiátov. Z nich som určil:

Anodontophora fassaensis Wissm.,
Anodontophora fassaensis var. *brevis* Wissm.,
Anodontophora baconicus Bittn.,
Anodontophora canalensis Bittn.,
Anodontophora elongata Schlotheim,
Myophoria costata Zenk.,
Myophoria laevigata Zieth.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Gervilleia exporrecta var. *linearis* Leps.,
Naticella costata Münst.,
Natiria subtilistriata Frech.,
Turbo rectecostatus Hauer,
Tirolites cassianus Quenstedt.

Opísané súvrstvie predstavuje vrchnejšie karbonátickejšie časti verfénskych vrstiev. Spodnejší detritickejší oddiel verfénskych vrstiev vystupuje severne od Ráztoky. Uprostred červených sliednatých bridlíc vystupujú tenko doštičkovité kremence a červenkasté i žltkasté jemnozrnné i hrubozrnné kremité pieskovce. Kremence a pieskovce zväčša prevládajú nad

bridlicami. Kremence sú často prúžkované s pravidelným rozvrstvením. Na tejto lokalite sa našli len: *Anodontophora fassaensis* Wissm.

Rozsiahlejšie priestory budujú verfénske vrstvy medzi Šálkovou, Ponikami a Ponickou Lehotou. Ide o súvrstvie červených, šedozelených i šedastohnedých bridlíc s polohami špinavožltých až bielych kremencov a pieskovcov. Psamity vystupujú v doskách a laviciach až 1 m hrubých a tvoria miestami i niekoľko metrov hrubé polohy. Vo vrchnejších častiach súvrstvia vystupujú uprostred bridlíc a piesčitých bridlíc i doskovité a lavicovité hnedasté i šedozelenkasté a žltkasté vápence. Pri Ponickej Lehote na troch miestach sa našli skameneliny, ktoré sme čiastočne vyzbierali.

Pri východnom okraji Ponickej Lehoty v slienitých vápencoch a bridliciach šedofialovkastého sfarbenia sme našli:

Anodontophora fassaensis Wissm.,
Anodontophora elongata Schloth.,
Myophoria costata Zenk.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Naticella costata Münst.,
Turbo rectecostatus Hauer,

Pri severnom konci dediny Ponícka Lehota v menšom lome, kde sa striedajú polohy slieňov a slienitých zelenkastošedých vápencov s fialovkastými, sme našli:

Anodontophora fassaensis Wissm.,
Anodontophora elongata Schloth.,
Myophoria costata Zenk.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Naticella costata Münst.,
Natiria subtilistriata Frech.,
Turbo rectecostatus Hauer,

Severozápadne od Ponickej Lehoty v šedozelených slieňoch, striedajúcich sa s fialovkastými, sme našli:

Anodontophora fassaensis Wissm.,
Myophoria costata Zenk.,
Naticella costata Münst.,

Zvlášť bohatá fauna sa našla vo verfénskych vrstvách na svahoch Mošteníckej doliny, južne od dediny. Budujú ho bridlice, slienité bridlice a piesčité bridlice. Farba súvrstvia je prevažne fialovkastá. Skameneliny sa našli na niekoľkých miestach.

Na hrebeni v bridličnato-slienitom súvrství, prevažne fialovkastom sme našli:

Anodontophora fassaensis Wissm.,
Anodontophora elongata Schloth.,
Myophoria laevigata Zieth.,

Myophoria cf. *praeorbicularis* Bittn.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Gervilleia sp.,
Pseudomonotis (Eumorphotis) telleri Bittn.,
Naticella costata Münst.,
Turbo rectecostatus Hauer,
Ammonites sp.

V tom istom súvrství na svahu nad hradskou sme nazbierali:

Gervilleia exporrecta Leps.,
Gervilleia sp.,
Naticella costata Münst.,
Turbo rectecostatus Hauer,

Vo vrchnej časti verfénskych vrstiev na hrebienku, v šedozelenom slienito-vápencovom súvrství sme našli:

Myophoria costata Zenk.,
Myophoria laevigata Zieth.,
Myophoria ovata,
Myophoria praeorbicularis Bittn.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Gervilleia mytiloides Schloth.,
Gervilleia sp.,
Anodontophora elongata Schlotheim,
Naticella costata Münst.,
Natiria subtilistriata Frech.,
Turbo rectecostatus Hauer,
Ammonites sp.

V tomže súvrství v doline blízko vápenky sme našli:

Anodontophora elongata Schloth.,
Myophoria costata Zenk.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Naticella costata Münst.,
Turbo rectecostatus Hauer,
Tirolites cassianus Quenstedt.

Vo vrchnej časti doliny priamo v podloží strednotriasových vápencov sme nazbierali:

Myophoria costata Zenk.,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Gervilleia mytiloides Schloth.,
Gervilleia sp.,
Naticella costata Münst.,

Vo verfénskych vrstvách, vystupujúcich z východnej strany Moštenickej doliny, poniže vápenky, vo fialovkastých slienito-vápencových vrstvách sme našli:

Myophoria costata Zenk.,
Myophoria sp.,
Anodontophora elongata Schlotheim,
Gervilleia exporrecta Leps.,
Naticella costata Münst.,

Fauna na uvedených nových lokalitách, práve tak ako fauna, ktorú uvádzajú starší autori z verfénskych vrstiev južného svahu Nízkych Tatier, ukazuje na kampilský vek. Nikde sa zatiaľ nenašla fauna zeiská. Kampilská fauna sa nachádza nielen v súvrstviach šedozelených, ale i v súvrstviach červenkastých a fialovočervených. Šedozelené súvrstvie, zložené prevažne zo slieňov, vytvára na mnohých miestach najvrchnejšiu časť verfénskych vrstiev, ležiacu v priamom podloží vápencovo-dolomitických súvrství stredného triasu (obdobne ako v severogemeridnej synklinále, Maheľ, 1956). Na iných miestach však pozorovať i v najvrchnejšej časti súvrstvia striedanie šedozelených vrstiev, obyčajne karbonátickejších, so súvrstviami červenkastými, obyčajne detritickejšími.

17. IV. 1956

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1937: Sur quelques fossiles triasique des Carpathes occidentales. Věstník Král. české spol. nauk, tř. mat.-přír., 1937, Praha.

Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výzkumech v Nízkých Tatrách. Rozpravy II. tř. České Akademie, roč. XXXVII, č. 4, Praha.

— in Purkyně, 1933: Zpráva o činnosti Státního geologického ústavu Československé republiky za rok 1932. Věstník SGÚ, roč. IX, Praha.

Maheľ M., 1946: K stratigrafii mezozoika Stratenskej hornatiny. Geologické práce, Zprávy 7, Bratislava.

Matějka Al., 1931: Géologie de la vallée du Hron dans les environs de Banská Bystrica. Quide des excursions dans les Carpathes occidentales. Knihovna SGÚ, sv. 13A, Praha.

Roth Z., 1939: Několik poznámek k stratigrafickému rozdělení triasu chočské serie v okolí Lopeje a Podbrezové na Slovensku. Příroda, roč. XXXVII, č. 3, Brno.

Šťastný Vl., 1928: Příspěvek k poznání geologie pravého břehu řeky Hronu na Slovensku. Věstník SGÚ, roč. IV, Praha.

Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme in oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XVIII, Wien.

МИХАЛ МАГЕЛЬ

НОВЫЕ НАХОДКИ ИСКОПАЕМЫХ В ВЕРФЕНСКИХ СЛОЯХ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ НИЗКИХ ТАТР

При исследованиях, производившихся в 1954 году, в мезозое южного склона Низких Татр, мне удалось обнаружить новые местонахождения окаменелостей в верфенских слоях хочской тектонической единицы близ селений Разтоки, Моштенице и Поницка Легота.

Близ проселочной дороги, ведущей из сел. Разтоки в сел. Разтоцке Сече, нам удалось набрать в толще пестрых (красных и зеленых) мергелистых сланцев не менее 70 экземпляров аммонитов и целый ряд брюхоногих и пластинчатожаберных. Определены были: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora fassaensis var. brevis* Wissm., *Anodontophora baconicus* Bittn., *Anodontophora canalensis* Bittn., *Anodontophora elongata* Schlotheim, *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria laevigata* Zieth., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia exporrecta var. linearis* Leps., *Naticella costata* Münst., *Natiria subtilistriata* Frech., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites casianus* Quenstedt.

Описываемая толща представляет собой верхи верфенских слоев с более выраженным карбонатным характером.

Обширные площади сложены верфенскими слоями между селениями Шалкова, Поники и Поницка Легота. Это красные, серозеленые и серовато-коричневые сланцы с горизонтами кварцитов и песчаников грязно-желтого и белого цвета. Псаммиты лежат в плитах и пластах толщиной до 1 м, которые местами образуют горизонты нескольких метров мощности. В верхних частях толщи среди сланцев и песчанистых сланцев наблюдаются плитчатые и толстопластовые буроватые, серовато-зеленоватые и желтоватые известняки. Близ сел. Поницка Легота в трех пунктах нашлись окаменелости.

Близ восточного края селения мы обнаружили в мергелистых известняках и сланцах серовато-лилового цвета *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer.

Близ северного конца деревни, где в небольшой каменоломне горизонты зеленовато-серых мергелей и мергелистых известняков перемежаются с лиловатыми, мы собрали *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Naticella costata* Münst., *Natiria subtilistriata* French., *Turbo rectecostatus* Hauer.

К северо-западу от сел. Поницка Легота мергели, серозеленые слои которых перемежаются с лиловатыми, содержат *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Myophoria costata* Münst.

Особенно богатая фауна найдена в верфенских слоях, обнажающихся на склонах Моштенецкой долины южнее деревни. Толща сложена сланцами и песчанистыми сланцами преимущественно лиловатого цвета. Окаменелости обнаружены в нескольких местах.

В сланцевато-мергелистой толще главным образом лиловатой окраски, которая выступает на хребте, были встречены: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria laevigata* Zieth., *Myophoria cf. praeorbicularis* Bittn., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia sp.*, *Pseudomonotis (Eumorphitis) telleri* Bittn., *Naticella costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Ammonites sp.*

В тех же слоях, обнажающихся на склоне над шоссейной дорогой, мы нашли: *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia sp.*, *Naticella costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer.

В серозеленой мергелисто-известковистой толще верхней части верфенских слоев, выступающих на хребте, были собраны: *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria laevigata* Zieth., *Myophoria ovata*, *Myophoria praeorbicularis* Bittn., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia mytiloides* Schloth., *Gervilleia sp.*, *Anodontophora elongata* Schlotheim, *Naticella costata* Münst., *Natiria subtilistriata* Frech., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Ammonites sp.*

Та же толща в долине недалеко от известеобжигательной печи содержит: *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Natiria costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites casianus* Quenstedt.

В верхней части долины прямо в основании среднетриасовых известняков были найдены *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia mytiloides* Schloth., *Gervilleia sp.*, *Naticella costata* Münst.

Мергелисто-известковистые лиловатые слои верфена, выступающие на восточной стороне Моштеницкой долины несколько ниже известеобжигательной печи, содержат *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria sp.*, *Anodontophora elongata* Schlotheim, *Gervilleia exporrecta* Leps., *Naticella costata* Münst.

Фауна, обнаруженная на упомянутых новых местонахождениях, также как фауна, происходящая из тех же слоев верфена на южном склоне Низких Татр, о которой говорят старые авторы, свидетельствует о кампильском возрасте толщи. Фауны сейсских слоев пока нигде не обнаружено. Кампильская фауна заключена не только в серозеленых, но и в красноватых, и в лиловатых слоях. Серозеленая толща, сложенная преимущественно мергелями, является на многих местах самой верхней частью верфенских слоев, прямо подстилающей известняково-доломитовый комплекс среднего триаса, подобно тому, как это наблюдается в северогемеридной синклинали (Магель 1956.) Впрочем иногда и в самых верхних частях толщи можно видеть чередование серозеленых слоев — обычно более карбонатных — с красноватыми — как правило более детритовыми.

17. IV. 1956 г.

Научно-исследовательский геологический институт
им. Дионыза Штура, Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

MICHAL MAHEĽ

NEUE VERSTEINERUNGSFUNDE IN DEN WERFENER SCHICHTEN AM SÜDLICHEN ABHANG DER NIEDEREN TATRA

Bei den im Jahre 1954 im Mesozoikum der südlichen Abhänge der Niederen Tatra durchgeführten Forschungsarbeiten ist es mir gelungen im Schichtenkomplexe der Werfener Schichten der Choč-Einheit und zwar bei den Gemeinden Rástoky, Moštenica und Ponícka Lehota neue Lokalitäten von Versteinerungen zu finden.

Beim Feldweg, der von Rástoky nach Rástocké Seče führt, ist es uns gelungen im Schichtenkomplex der bunten roten und grünen mergeligen Schiefern und mergeligen Kalken nicht weniger als 70 Exemplare von Ammoniten und eine ganze Reihe von Brachiopoden und Lamellibranchiaten zu sammeln. Von ihnen habe ich bestimmt: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora fassaensis var. brevis* Wissm., *Anodontophora baconicus* Bittn., *Anodontophora canalensis* Bittn., *Anodontophora elongata* Schlotheim, *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria laevigata* Zieth., *Gervilleia exporrecta*

Leps., *Gervilleia exporrecta var linearis* Leps., *Naticella costata* Münst., *Natiria subtilistriata* Frech., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites casianus* Quenstedt.

Der beschriebene Schichtenkomplex stellt die höheren karbonatischen Teile der Werfener Schichten dar.

Ausgedehntere Räume bilden die Werfener Schichten zwischen den Gemeinden Šalková, Poníky und Ponícka Lehota. Es handelt sich um einen Schichtenkomplex roter, graugrüner und graulichtbrauner Schiefer mit schmutziggelben bis weissen Quarzit- und Sandsteinlagen. Psammite treten in bis 1 m mächtigen Platten und Bänken auf und erreichen stellenweise sogar einige Meter Mächtigkeit. In den obereren Teilen des Schichtenkomplexes treten inmitten der Schiefer und Sandschiefer auch plattenförmige und bankige bräunliche und gelbliche Kalke auf. Bei Ponícka Lehota haben wir auf drei Stellen Versteinerungen gefunden, die wir teilweise gesammelt haben.

Am östlichen Rand der Gemeinde Ponícka Lehota haben wir in den mergeligen Kalken und graulilafarbigen Schiefern gefunden: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Naticella costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer.

Im kleineren Steinbruch am nördlichen Ende der Gemeinde Ponícka Lehota, wo sich die Lagen der Mergel und mergeligen grünlichgrauen Kalke mit den graulila-farbigen abwechseln, haben wir gefunden: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Naticella costata* Münst., *Natiria subtilistriata* Frech., *Turbo rectecostatus* Hauer.

Nordwestlich von der Gemeinde Ponícka Lehota, in den graugrünen Mergeln, die sich mit den graulilafarbigen abwechseln, haben wir gefunden: *Anodontophora fassaensis* Wissm,. *Myophoria costata* Zenk., *Naticella costata* Münst.

Besonders reiche Fauna wurde in den Werfener Schichten auf den Abhängen des Tales Moštenická dolina, südlich von der Gemeinde gefunden. Der Schichtenkomplex wird durch Schiefer und Sandschiefer gebaut. Seine Farbe ist überwiegend graulila. Die Versteinerungen haben wir auf einigen Stellen gefunden.

Am Kamm schieferig-mergeligen, überwiegend graulilafarbigen Schichtenkomplexes haben wir gefunden: *Anodontophora fassaensis* Wissm., *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria laevigata* Zieth., *Myophoria cf. praeorbicularis* Bittn., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia* sp., *Pseudomonotis (Eumorphotis) telleri* Bittn., *Naticella costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Ammonites* sp.

In demselben Schichtenkomplexe, am Abhang über der Strasse, haben wir gesammelt: *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia sp., Naticella costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer.

Im oberen Teil der Werfener Schichten, am Kämmchen wurden in graugrünem, mergelig-kalkigem Schichtenkomplex gefunden: *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria laevigata* Zieth., *Myophoria ovata, Myophoria praeorbicularis* Bittn., *Gervilleia exporrecta Leps., Gervilleia mytoloides* Schloth., *Gervilleia* sp., *Anodontophora elongata* Schlotheim, *Naticella costata* Münst., *Natiria subtilistriata* Frech., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Ammonites* sp.

In demselben Schichtenkomplex, im Tal, unweit des Kalkofens, haben wir gefunden: *Anodontophora elongata* Schloth., *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Naticella costata* Münst., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Tirolites casianus* Quenstedt.

Im oberen Teil des Tales, direkt im Liegenden der mitteltriadischen Kalke, haben wir gesammelt: *Myophoria costata* Zenk., *Gervilleia exporrecta* Leps., *Gervilleia mytiloides* Schloth., *Gervilleia* sp., *Naticella costata* Münst.

In den Werfener Schichten, die von der östlichen Seite des Tales Moštenická dolina

auftreten, unter dem Kalkofen, in den graulilafarbigen, mergelig-kalkigen Schichten wurden gefunden: *Myophoria costata* Zenk., *Myophoria* sp., *Anodontophora elongata* Schlotheim, *Gervilleia exporrecta* Leps., *Naticella costata* Münst.

Die Fauna auf den erwähnten neuen Lokalitäten, eben so, wie die Fauna, welche auch die älteren Autoren aus diesen Schichtenkomplexen, aus den Werfener Schichten des südlichen Abhanges der Niederen Tatra anführen, deutet auf Kampil. Bisher wurde nirgends eine Zeis-Fauna gefunden. Die Kampil-Fauna befindet sich nicht nur in den graugrünen, sondern auch rötlichen und lilaroten Schichtenkomplexen. Der graugrüne Schichtenkomplex, welcher überwiegend von den Mergeln zusammengesetzt ist, bildet an manchen Stellen den obersten Teil der Werfener Schichten der unmittelbar im Liegenden der kalkdolomitischen Schichtenkomplexe der Mitteltrias liegt (analog, wie in der nordgemeriden Synklinale, Maheľ 1956).

Auf anderen Stellen beobachtet mann aber auch im obersten Teil des Schichtenkomplexes ein Abwechseln graugrüner, gewöhnlich mehr karbonathältiger Schichten mit rötlichen, gewöhnlich detritischeren Schichten.

17. IV. 1956

Geologische Anstalt Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Navara

JÁN ILAVSKÝ

PREDBEŽNÉ VÝSLEDKY DETAILNÉHO GEOLOGICKÉHO MAPOVANIA OKOLIA SMOLNÍKA

(Ruské a nemecké resumé)

V súčasnej dobe, po skončení nového regionálneho geologického mapovania v Spišskogemerskom rudohorí, a keď vyšli medzitým aj všeobecné závery o jeho geológii a tektonike z pera F u s á n a — M á š k u — Z o u b k a (1954), pristúpilo sa v niektorých jeho oblastiach k detailnému geologickému mapovaniu. Cieľom a účelom tohto podrobného geologického mapovania je, okrem čisto praktických otázok, ktoré súvisia s otázkami rudného prieskumu a vyhľadávania nových ložísk, stanoviť detailne aj petrografiu, stratigrafiu a tektoniku jednotlivých gemeridných útvarov vzhľadom na novouvedené názory (l. c.).

Po viacerých diskusiách o rozčlenení a pomenovaní predkarbónskych elementov *došlo sa všeobecne k názoru o jednotnosti tejto série,* o pomenovaní ktorej sa vedú t. č. diskusie (porfyroidová, gelnická, kambrosilúrska). Na rozdelenie tejto série na časť sedimentárnu a vulkanogénnu sa v posledných rokoch viackrát poukázalo z rozličných hľadísk. Z nich v zásade vyplynulo jej rozdelenie na tri obzory, odspodu nahor detritický, vulkanogénny a organogénny.

Podrobné detailné geologické mapovanie okolo Smolníka v mierke 1 : 5000 prináša do problematiky pomeru týchto troch obzorov staropaleozoickej série niekoľko nových poznatkov.

Všeobecne rozšíreným útvarom okolia Smolníka je mohutný komplex sericiticko-kremitých fylitov, ktorý Š u f nazval Sandsteinserie (1932), a na nových geologických mapách Geologického ústavu Dionýza Štúra je zaznačený ako sedimentárna zložka kambrosilúru.

Detailné mapovacie práce ukazujú, že táto séria je v okolí Smolníka miešaného *charakteru efúzno-sedimentárneho,* v prevahe je však fylitická, s najrozmanitejšími druhmi *fylitov pelitických* až psamitických, ktoré sa vyznačujú veľmi rýchlymi faciálnymi prechodmi, a to vo vertikálnom i horizontálnom smere. Fylity bývajú v prevahe svetlošedé a tenko bridličnaté s prúžkami o mocnosti 2—5 mm.

Pribúdanie kremitého materiálu spôsobuje zmenu farby do biela aj bridličnaté prúžky mocnejú na 5—10 mm. Tento typ by sme mohli nazvať čisto *kremitými fylitmi* až *epikvarcitmi*, na ktorých je veľmi pekne viditeľná pôvodná vrstevnatosť, zachovaná v diagonálnych prúžkoch tmavého materiálu (obr. 1 a 2). Tieto prúžky vykazujú v detailoch pôvodnú sedimentárnu štruktúru so zreteľnou osciláciou sedimentačných cyklov s hrubším, zrnitejším materiálom naspodu a tenším až pelitickým materiálom smerom do stratigrafického nadložia. Tieto zjavy umožňujú ľahko interpretovať pôvodné vrásy (predmetamorfné) a z ich pomeru (uhla) k bridličnatosti poskytujú možnosť poznať ich elementy (krídla, antiklinálne sedlá a synklinálne ohyby) aj charakter vrás (Hills, 1954).

V tomto komplexe kremitých fylitov až epikvarcitov vystupujú v okolí Smolníka nepravidelné, avšak veľmi hojné polohy pelitických fylitov *grafitického charakteru*, ktoré tvoria vložky v sericiticko-kremitých fylitoch o hrúbke 10—20 cm, niekedy 1—2 m. Tieto vložky prechádzajú jedny do druhých pozvoľna v horizontálnom aj vertikálnom zmysle. Veľmi častým zjavom pozvoľných prechodov je len intenzita sfarbenia hornín grafitickou prímesou, pričom štruktúra hornín je stále rovnaká (napr. pelitická), alebo sú tu aj opačné prípady, že intenzita grafitizácie je stále rovnaká, a medzitým dochádza niekoľkokrát k petrograficko-štruktúrnym zmenám hornín (grafitické fylity, grafitické kremence, grafitické porfyroidy).

Takéto striedania badať v komplexoch fylitov v rozsahu 100—200 m hrubých polôh.

Mohutnejšie polohy 300—500 m sú okrem toho význačné pozvoľným pribúdaním kremitého materiálu a *sericiticko-kremitých fylitov tufitického charakteru*, ktoré prechádzajú do čisto kremitých, hrubo bridličnatých fylitov až kremencov, často o značnej hrúbke.

Kremence v takejto geologickej pozícii sa vyznačujú jemnozrnnou až celistvou štruktúrou a veľmi pripomínajú sedimenty usadzované v horúcich vodách (limnokvarcity). Pritom sa s nimi striedajú tenké prúžky jemnolístkovitých sericitických alebo grafitických fylitov tmavých, šedých alebo zelených farieb.

V takýchto kvarcitických polohách sa *občas* objavuje *poloha porfyroidovej povahy* s charakteristickou štruktúrou: s vyrastlicami kremeňa s prúžkami svetlých až ružových bridličnatých živcových polôh. V rozsahu 20—50 m polohy kremencov je často takýchto porfyroidových plástov len niekoľko (2—5), pritom takáto plástevná poloha je mocná len 5—10 cm.

Inokedy je prechod zo sericiticko-kremitých fylitov do mohutných porfyroidových polôh dosť náhly. V prevahe pelitické druhy sericitických, grafitických a chloritizovaných fylitov sú vystriedané početnými tenkými, jazykovitými pruhmi pyroklastického materiálu porfyritov, porfýrov alebo

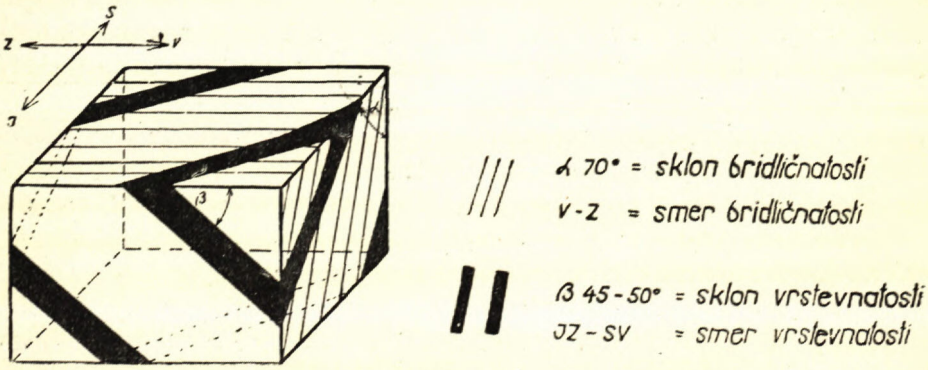
porfyroidov. Na prechode čisto sedimentárneho materiálu do vulkanogénnej zložky sú pravidelne vyvinuté čisto kremencové polohy bez makroskopických znakov efuzívneho materiálu. Povaha kremencov je však veľmi blízka už spomenutému limnokvarcitickému typu.

Takáto povaha kremitého materiálu a geologická pozícia kremencových polôh v samostatných pruhoch s vložkami efuzív len potvrdzuje už známe konštatovanie o *spätosti porfýrového vulkanizmu spôsobom podmorských výlevov.* Vedie nás však ešte ďalej vo vývodoch, podľa ktorých *prínos kremeňa z efuzív do vody zásadne ovplyvňoval aj sedimentárnu zložku,* t. j. kvarcitické fylity, epikvarcity a čisté kvarcity. SiO_2 z efuzív na morskom dne prechádzal do vody a odtiaľ sa usadzoval vo forme kremitých sedimentov.

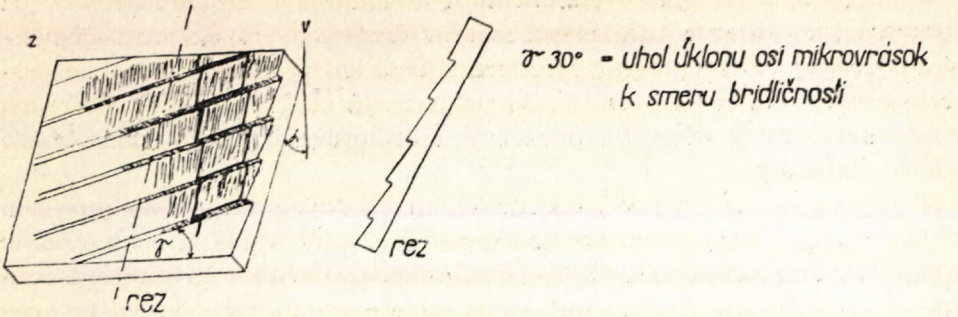
Osobitným druhom v komplexe sericiticko-kremitých fylitov sú *chloritické fylity.* Tieto fylity sú viazané na zóny intenzívneho prežilkovatenia drobnými žilkami hydrotermálneho pôvodu, ktoré sú tvorené pyritom, kremeňom a hojným chloritom (penninom), ktorý je mladší ako kremeň. Chlorit vystupuje buď vo forme samostatných nepravidelných hniezd a zhlukov spolu s kremennými žilkami, alebo injektoval pozdĺž špár bridličnatosti (nie vrstevnatosti) do plastických komplexov sericitických alebo kremitých fylitov. V obidvoch prípadoch *epigenetický pôvod* chloritu a chloritizácie pôvodne sericitických fylitov je jasný a dokázateľný.

Zo *štruktúrne tektonických zjavov* bol v teréne na niekoľkých odkryvoch pozorovaný pomer vrstevnatosti a bridličnatosti v komplexe staropaleozoickej série.

Z pozorovaných príkladov na kremito-sericitických fylitoch a epikvarcitoch vyplýva, že bridličnatosť má diagonálny smer na priebeh a smery vrstevnatosti. Ich pomer vystihujú pripojené náčrtky v správnej priestorovej orientácii (obr. 1 a 2).



Obr. 1. Pomer bridličnatosti a vrstevnatosti v gelnickej (porfyroidovej) sérii okolia Smolníka.



Obr. 2. Smolník — gelnická (porfyroidová) séria. Pomer osi mikrovrások k smerom bridličnatosti.

Pomer bridličnatosti a vrstevnatosti je na malých plochách (niekoľko 100 m²) skoro stabilný, avšak v rozsahu celého mapovaného terénu badať niekoľkokrát smerné osové konvergencie a divergencie bridličnatosti a vrstevnatosti aj menlivosť uhlov vrstevnatosti k bridličnatosti. Tieto zjavy poukazujú v zmysle Hillsa (1954) na *prevrásnenie* kambrosilúrskej série do veľkých miernych vrás, ktorých osi sa v smere striedavo sigmoidálne zbiehajú a rozbiehajú. Všeobecne neposkytuje terén pre značnú zasutenosť možnosť plynulého sledovania vrás v ich smere i naprieč cez antiklinálne a synklinálne ohyby.

Drobnotektonické pozorovania na plochách kliváže sa dajú spoľahlivo robiť na pelitických druhoch sedimentov, najmä na sericiticko-kremitých a grafitických fylitoch. Tieto fylity sú veľmi plastické, často veľmi intenzívne detailne prevrásnené, s pestrou variabilitou smerov a úklonov bridličnatosti ako aj vrstevnatosti.

Drobné vrásky sú pozorovateľné na plochách kliváže tenkobridličnatých druhov spomenutých fylitov. Priestorová orientácia týchto drobných vrások, pozorovaná v rozličných častiach terénu, vykazuje v zásade rovnaký smer a priebeh, ktorý je znázornený v náčrtkoch. I keď merané hodnoty γ sú len orientačné a bolo by ich treba nepomerne veľa, jednako je tu problém, či ich bude možné použiť na riešenie makrotektoniky. V prvom rade vznikajú tu ťažkosti v ich priestorovej orientácii, pretože jednotlivé útvary sú silne prevrásnené po vytvorení bridličnatosti, smery a úklony kliváže sú v dôsledku toho rôzne a tak aj hodnoty γ budú v tom istom útvare rôznosmerné.

V druhom rade treba mať na zreteli, že mikrovrásky sú *výsledkom kĺzania* na plochách bridličnatosti plastických fylitov, a to na celkom nepatrných vzdialenostiach. Prvoradým pre ich vznik sa preto zdá najmä *tlak*, menej pohyby. Tie môžu byť aj výsledkom rôznorodého napätia v zemskej kôre, spôsobeného *najmladšími pohybmi* (Hills, 1954), teda v našom prípade až pozdne alpínskymi, kým staršia kliváž bola úplne zotretá.

Staré tektonické cykly teda nemajú v dnešných drobnotektonických útvaroch svoj odraz a rozdielnosť smerov drobných vrások proti elementom pôvodnej vrstevnatosti a bridličnatosti je len výsledkom toho, že jednotlivé stratigraficko-tektonické jednotky majú navzájom voči sebe rôzne smery a úklony v dôsledku primárnych diskordancií, niekoľkonásobného prevrásnenia atp.

Najlepším dokladom proti osobitnostiam drobných vrások na plochách kliváže rôznych sérií je existencia *štyroch fáz* vylučovania tzv. *sekrečného kremeňa* v staropaleozoických horninách okolia Smolníka. Priestorové rozmiestnenie jednotlivých fáz vylučovania tohto metamorfno-sekrečného kremeňa vykazuje v priestore a čase postupnú torziu od najstaršieho smeru VSV—ZJZ k najmladšiemu SSZ—JJV. Takéto rozmiestnenie a usporiadanie žiliek SiO_2 poukazuje teda na orientované tlaky počas gemeridnej epimetamorfózy, avšak bridličnatosť majú horniny vyvinutú len v jednom smere (JZ—SV) a drobné vrásky na plochách kliváže sú vyvinuté jednotne na veľkom území Rudohoria, s orientáciou zodpovedajúcou klesavým pohybom k juhovýchodu. *Tento smer a priestorová orientácia drobných vrások nezodpovedá ani jednému štádiu vylučovania metamorfno-sekrečného kremeňa* v staršom paleozoiku, súhlasí však so smerom pozdne alpínskych klesavých pohybov juhovýchodných častí Spišskogemerského rudohoria voči ostatným.

10. IV. 1956

Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Fusán O., Máška M., Zoubek V., 1954: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišskogemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava.

Šuf J., 1932: Geologické poměry jihovýchodní části Spišskogemerského rudohoří. Carpatica.

Hills W. H., 1953: Outlins of structural geology. (Preložené do ruštiny r. 1955).

ЯН ИЛАВСКИЙ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ, ПРОИЗВЕДЕННОГО В ОКРЕСТНОСТЯХ СЕЛ. СМОЛНИК

На основе обширных региональных геолого-съемочных работ, произведенных в последние годы геологической службой, в нескольких районах Спишско-Гемерских Рудных гор приступили к детальному геологическому картированию в масштабе 1 : 5000.

Автор вкратце описывает результаты детального картирования в окрестностях сел.

Смолник. Местность сложена породами гелницкой (порфироидной) кембро-силурийской серии.

Произведенные исследования вполне подтверждают единство гелницкой (порфироидной) серии. Особенно ясно доказывает это отношение кварцитов и кварцито-серицитовых филлитов к вулканогенному (порфироидному) компоненту. Кварциты и филлиты всегда находятся в непосредственной близости к порфироидам и часто являют даже макроскопически черты осадков, отложившихся в горячих водах. Их контакт с порфироидами являет постепенные переходы.

Автор считает, что хлоритовые филлиты являются породами, хлоритизация которых — явление вторичное. Оно произошло под сильным воздействием гидротермальных агентов, что доказывает их геологическое положение и связь с зонами оруденения (они пиритизованы).

Интересной структурно-геологической особенностью, описанной автором, является отношение сланцеватости (кливажа) к слоистости, которые всегда пересекаются по диагонали и не имеют постоянного характера.

Следуя указаниям Машки, автор отмечает явления микротектоники, но сомневается, чтобы они могли служить диагностическим признаком для разрешения вопросов макротектоники. Это касается главным образом их положения в пространстве, которое может изменяться в одной и той же толще или, наоборот, быть согласным в двух разных толщах вследствие складчатости.

16. VIII. 1954 г.

Восточно-Словацкая разведка руд,
Спишска Нова Весь.

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

JÁN ILAVSKÝ

VORLÄUFIGE ERGEBNISSE DER DETAILLIERTEN GEOLOGISCHEN KARTIERUNG DER UMGEBUNG VON SMOLNÍK

Nach Beendigung der umfassenderen regionalen geologischen Kartierungsarbeiten, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, ist man in manchen Rayonen des Zips-Gömörer Erzgebirges zur detaillierten Kartierung 1:5000 übergegangen.

Der Autor berichtet kurz über die Ergebnisse dieser Kartierung aus der Umgebung von Smolník (Schmöllnitz).

Es handelt sich um ein Gebiet, das durch Gesteine der *altpaläozoischen Serie* aufgebaut ist (sogen. Porphyroidserie, Gernicaer Serie, oder Kambrosilurserie), welche auf Grund der neuesten Arbeiten des Autors und anderen eine *unteilbare Einheit* bildet, was im Gegensatz zu den vorgehenden Arbeiten steht und Erneuerung der älteren Konzeption bedeutet.

Die Arbeiten in der Umgebung von Smolník bestätigen völlig die Einheit der altpaläozoischen Serie, was besonders das Verhältniss der *Quarzite* und quarzitisch-serizitischen Phyllite zu der vulkanogenen (porphyroiden) Komponente beweisst. Diese kommen immer in der unmittelbaren Nähe von Porphyroiden vor und sehr oft tragen sie auch makroskopische Merkmale von den Sedimenten, die *aus heissen Wässern sedimentierten.* Ihr Kontakt mit den Porphyroiden ist durch Übergänge verbunden.

Chloritische Phyllite hält der Autor für *sekundär-chloritisiert* infolge intensiver hydrothermaler Tätigkeit, was ihre geologische, immer an vererzte (pyritisierte) Zonen gebundene Position beweisst.

Von den *strukturell-tektonischen Besonderheiten* beschreibt Autor das Verhältnis der Schieferigkeit zur Schichtung, welche im vertikalen und horizontalen Sinne diagonal und grundsätzlich im studierten Gebiete sehr variabil ist. Dies *beweist die stärkere Verfaltung* der ganzen Serie noch früher *von der Schieferungszeit* an.

Der Autor konstatiert bei den Terrainarbeiten *kleintektonische Beobachtungen* (siehe die Skizze im Originaltext), spricht aber seinen Zweifel aus, wenn sie als diagnostisches Zeichen zur Lösung der Makrotektonik der einzelnen Serien dienen sollten. Es handelt sich hauptsächlich um ihre Orientation im Raum, die sich in ein und derselben Formation ändern, oder in zwei verschiedenen Schichtenfolgen infolge der Faltung übereinstimmend sein kann. Kleinfalten an den klivageflächen sind am meisten unter dem grossen *Druck* entwickelt, der nicht der Verschieferung dieser Serie, sondern *den jüngsten spätalpidischen Bewegungsphasen entspricht.*

10. IV. 1956

Ostslowakische Erzforschung,
Spišská Nová Ves

JÁN ILAVSKÝ

GEOLÓGIA A GENÉZA PYRITOVÉHO LOŽISKA SMOLNÍK

(Ruské a nemecké resumé)

Okolie Smolníka leží v ústrednej časti Spišskogemerského rudohoria a je budované horninami kambrosilúru.

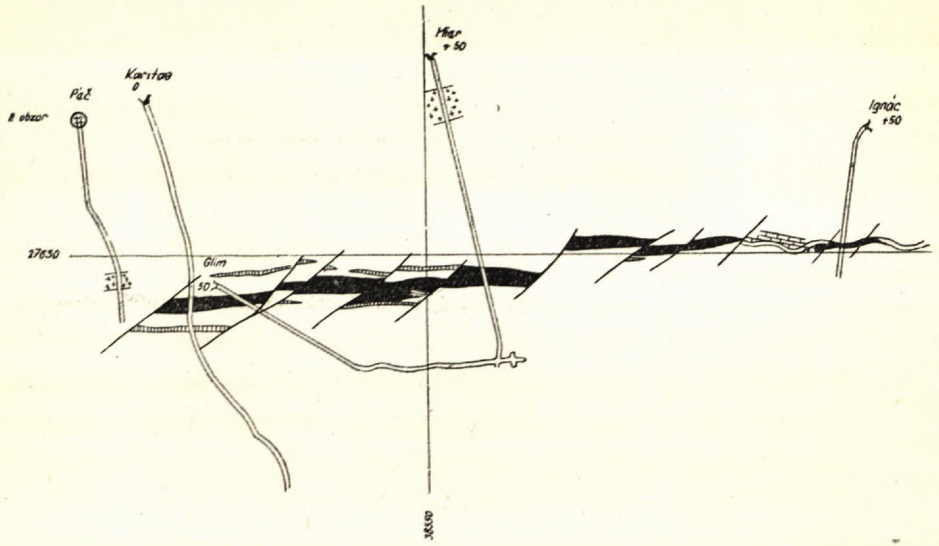
Z kambrosilúrskej série sú tu vyvinuté dva obzory: vulkanogénny a organogénny (gotland?). Detailným mapovaním sa zistilo, že vulkanogénne súvrstvie sa skladá zo sericitických, sericiticko-grafitických, grafitických, chloritických, kremitých fylitov, kremencov, porfyroidových tufov (pyroklastík) a porfyroidov. Jednotlivé horniny prechádzajú faciálne vo vertikálnom i horizontálnom zmysle jedny do druhých. Sledovanie pomeru kremencov a porfyroidov ukázalo, že sa geneticky na seba viažu. Zdrojom kremenného materiálu pre kremence nebol len detritus, ale predovšetkým podmorský vulkanizmus porfyroidov. O chloritických fylitoch sa potvrdil starší názor, že sú to horniny druhotné, ktoré vznikli ako hydrotermálne dvory okolo pyritového zrudnenia.

Organogénne súvrstvie leží na súvrství vulkanogénnom diskordantne a skladá sa z grafitických, sericitických fylitov a z vápencov. Obsahuje aj polohy porfyroidov a ich tufov, čo dokazuje trvanie vulkanizmu až do gotlandu (?). Na toto súvrstvie sa viažu aj telesá gabrodioritov, ktoré sú pravdepodobne karbónskeho veku. F u s á n ich považuje za prírodné kanály diabázov fylit-diabázovej série.

Rudné ložiská okolia Smolníka, mimo bezvýznamných výskytov magnetit-hematitu, syngenetických s horninami kambrosilúru a neskôr metamorfovaných, sú všetky hydrotermálne. Geneticky sa viažu na predpokladanú malú intrúziu (apofýzu?) gemeridnej žuly, ktorá sa zdá najbližšie k povrchu v priestore Uhorňanského Mýta. Má vyvinuté typy ložísk pyritovo-arzenopyritovo-glaukodotových, pyritovo-pyrhotínových, sideritovo-chalkopyritovo-tetraédritové s prímesami galenitu a sfaleritu a ložiská čistých sideritov.

Tieto typy žíl sú výsledkom pulzačného priebehu zrudnenia, ktoré sa vyvíjalo v štyroch prínosových periódach s touto postupnosťou: 1. siderit, 2. pyrit, 3. pyrit-pyrhotín-arzenopyrit s Co, Ni, Bi, Sn a turmalínom, 4. chal-

kopyrit-tetraedrit-galenit-sfalerit. Výsledkom týchto prínosových periód na tých istých puklinách sú zmiešané typy žíl. Je možné, že prvé dve periódy sú len rôznotermálne fácie jednej prínosovej periódy.



Smolník.- Pôdorys východnej časti pyritového ložiska v schematickom náčrtku

pyritové šošovky — žily chalkopyritu (vyrúbané)

gabradority karbonu — polohy gotlandských (?) vápencov

Dľa materiálu Ing. Čilíka z r. 1953 zpracoval Dr. J. Hanský v r. 1956

M = 1:5000

Smolnícke pyritové ložisko je hydrotermálne metasomatické. Jeho tvar je podoby veľkej šošovky (pôvodne vápencovej) v gotlandských (?) fylitoch hydrotermálne zchloritizovaných a zmastkovatelých na značnej šírke okolo ložiska. Predmetamorfne to neboli teda grafitické bridlice, ale svetlé piesčito-slienité a vápnité bridlice až vápence. V podloží i nadloží hlavných pyritových telies sú vyvinuté mohutné plástevné polohy s impregnovaným pyritom (glimm, grocyn). Zodpovedajú primárnym karbonátickým bridliciam. Pyritové telesá sú prerážané žilovým a žilnikovo-impregnačným zrudnením chalkopyritu.

Pri dobývaní starých základiek v priestoroch bývalých veľkých pyritových šošoviek boli v miestach ich vykliňovania odkryté hniezda hrubo kryštalických vápencov ako prekryštalizované zvyšky pôvodných vápencov. Na smernej chodbe zo štôlne Ignác na štôlňu Mier boli pri sledovaní impregnačného zrudnenia typu glimm a grocyn zastihnuté v ich smernom pokračovaní polohy vápencov detailne prevrásnených, zvrstvených, čiastočne ankeritizovaných. Chemické zloženie karbonátových vrstvičiek je takéto:

Fe	Mn	SiO_2	CaO	MgO	Al_2O_3
1,49	2,33	8,04	21,23	5,86	37,06

Spektrálna analýza mimo toho vykázala ešte Cu a Ti.

Forma tejto karbonátovej polohy vcelku je šošovkovitá. Striedanie karbonátových a fylitických prúžkov je také isté ako pri grocyn-glimmových plástevných telesách. Typ zrudnenia grocyn odpovedá pôvodným vrstvám čistejších karbonátov, glimmové zrudnenie odpovedá nečistým karbonatickým polohám, resp. ílovito-karbonátovej časti pôvodných sedimentov. Je teda zrejmé, že aj pri týchto impregnačných typoch pyritového zrudnenia ide o metasomatózu. Hojná prímes mastku v hydrotermálne zmenených fylitoch by tiež mohla poukazovať na karbonátické predrudné zloženie fylitov. Okrem toho mikroskopické rozbory (B e ň o, 1953) ukazujú, že pojivom pyritových zŕn v liatych kýzoch aj v typoch grocynu je veľmi hojný kalcit, ankerit až siderit, teda relikty pôvodných karbonátov.

Veľkosť hlavných pyritových šošoviek na ložisku ilustruje cifra v minulosti vydobytých rudných zásob 3 milióny ton a okrem toho ešte 3 milióny ton Cu rúd. Smer ložiska je V—Z, úklony 60—70° k juhu. Dĺžka celého zrudneného pásma je 3 km, samy šošovky liatych, dnes už úplne vydobytých šošoviek boli maximálne 400 m dlhé, mocnosti maximálne 40 m. Hĺbka pyritového zrudnenia dosahovala 150 m pod povrch. Pod týmto niveau do hĺbky 360 m bolo sledované starými prácami chalkopyritové zrudnenie typu žilového a žilníkovo-impregnačného, na ktorom bola vybudovaná slávna minulosť smolníckeho baníctva až do roku 1803, keď boli spodné horizonty zatopené a dosiaľ sa ich nepodarilo vyčerpať.

Mineralogická výplň ložiska je hlavne z dvoch foriem pyritu: mikrokryštalického (liateho) a kryštalického (kocka a pentagonálny dodekaéder). Chalkopyrit je hojný, zriedkavejší býva galenit, sfalerit, arzenopyrit, aj glaukodot, tetraedrit, siderit a kremeň. Sekundárne minerály sú neobyčajne pestré. Ide o limonit, melanterit, chalkantit, voltait, feropalidit, rombokláz, jarosit, kuprojarosit, coplapit, halotrichit, epsomit, goslarit, eritrín, chalkozín, kovelín, kuprit, skorodit, kieserit, sádrovec, zinkit, rýdza síra a rýdza meď, aj apjohnit a claudetit.

Paragenéza sa na hlavnom ložisku pyritu vyznačuje troma prínosovými periódami s týmito hlavnými minerálmi:

1. pyrit-arzenopyrit-kremeň-chlorit,
2. siderit-ankerit-kalcit,
3. pyrit-chalkopyrit-galenit-sfalerit-glaukodot.

Kvalita a technologické typy smolníckych pyritov sú dosť rozdielne. Liate pyrity obsahovali podľa P a p p a (1919) a doplnkov Č i l l í k a (1952):

S	Fe	As	Sb	Cu	Pb	Zn	Bi	CaO	MgO	neros. zv.
47,89	45,31	0,55	0,06	0,46	0,33	0,37	0,03	0,03	0,05	4,89

V stopách sa ešte zistilo Mn, Ni, Co, Au, Ag, Cr, Ga, V, Sn(?), K. Na.

Výrazy grocyn a glimm vyjadrujú technologické typy pyritov: grocyn 20—25 % S, glimm 5—15 % S.

Smolnícke *gabrodiority* vystupujú v horninách organogénneho súvrstvia kambrosilúru v podobe pňovitých telies, prípadne veľkých šošoviek, ktoré sa nápadne formou i úložnými pomermi podobajú šošovkám liatych pyritov (primárne vápencom). Zloženie dioritov je veľmi menlivé a osciluje od dioritu ku gabrodioritu. Plagioklázy sú stĺpcovité, zloženia albit-oligoklázového až labradorového. Hojný je augit, pyroxény, titanomagnetit. Aktinolit, muskovit, pyrit sú akcesorické. Zo sekundárnych sú časté chlorit (z plagioklázov), leukoxén (z titanomagnetitu), epidot, tremolit (z amfibolu), kalcit, kremeň.

Názor o gabrodioritoch ako o zdrojoch pyritového zrudnenia (Böckh, 1905; Schneiderhöhn, 1931) nie je potvrdený novými výskumami. Hydrotermálne zrudnenie má svoj pôvod v gemeridných žulách.

Gabrodiority považuje Fusán (Fusán—Kantor, 1954) za prívodné kanály efúzií diabázov fylit-diabázovej série, ktorých vekové postavenie je neisté. Chemická analýza amfibolického gabrodioritu zo Smolníka podľa Kamenického a Markovej (1954), prepočítaná na molekulárne kvocienty, je:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	$+H_2O$
799	12	199	22	92	2	170	205	47	3	1	164

V zmysle kritérií Ogurčáka (Ilavský, 1956), založených na podieloch CaO, SiO_2 a TiO_2, patria tieto gabrodiority do karbónu (v molekulárnych kvocientoch: nad 70 CaO, do 950 SiO_2, nad 10 TiO_2).

28. I. 1956

Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves.

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Beňo J., 1953: Geochémia a genéza pyritového ložiska v Smolníku. Rukopis.

Böckh H., 1905: Beiträge zur Gliederung des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jhbr. d. ung. geol. RA, Budapest.

Čillík I., 1953: Zpráva o výpočte pyritového ložiska v Smolníku. Rukopis.

Fusán—Kamenický—Kuthan, 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. sborník IV, 1—2, Bratislava.

Fusán—Kantor, 1954: Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava.

Fusán—Máška—Zoubek, 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava.

Ilavský J., 1956: Predbežné výsledky detailného geol. mapovania okolia Smolníka. Geol. práce, Zprávy 8, Bratislava.
Ilavský J., 1956: Metalogenetická mapa Spišskogemerského rudohoria. Rukopis.
Kamenický L. — Marková M., 1956: Zpráva o petrografickom výskume fylit-diabázovej série Spišskogemerského rudohoria. Geologické práce, Zprávy 5, Bratislava.
Papp, 1919: Die Eisenerz u. Kohlenvorräte des Ung. Reiches, Budapest.
Slavík, 1951: Nerastopis a ložiská užitkových minerálov Slovenska.
Schneiderhöhn, 1931: Mikroskop. Untersuchung der Dioritproben von Schmöllnitz.

ЯН ИЛАВСКИЙ

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ПИРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛИЗ СЕЛ. СМОЛНИК

Автор занимается вопросом генезиса залежи пирита близ сел. Смолник и приходит к выводу, что она метасоматического происхождения. Его мнение расходится со взглядами, которые высказывались до сих пор.

1. II. 1956 г.

Восточно-Словацкая разведка руд.
г. Спишска Нова Весь.

JÁN ILAVSKÝ

GEOLOGIE UND GENESE DER PYRITLAGERSTÄTTE SMOLNÍK

In dem Beitrage behandelt der Autor die Genese der Pyritlagerstätte in Smolník, die er, zum Unterschied von den bisherigen Ansichten, für metasomatisch hält. Als einen Beweis dieser Ansicht betrachtet er in erster Reihe die geologische Position der Pyritlagerstätte, in deren Fortsetzung bei den Bergarbeiten durch Metasomatose unberührte Karbonatlagen erreicht wurden (siehe Bild 1). Im Originaltext wird eine unvollständige Analyse des Kalkes angeführt. Auch aus den neuen mikroskopischen Studien (Beňo, 1953) folgt, dass die Grundmasse im Erz durch Kalzit, Ankerit, manchmal auch Siderit, die eigentlich nur Reste primärer Karbonate darstellen, gebildet wird. In den alten Abbauen wurden an den Stellen, wo die Pyritlinsen auskeilen, Überreste von Kalken und Ankeriten erschlossen.

Im Text werden dann die primären und sekundären Minerale der Lagerstätte, die paragenetischen Verhältnisse, chemische Analysen, sowie auch kurze Angaben über die Ausdehnung der in der Vergangenheit abgebauten Lagerstätte angegeben.

Die Gabbrodiorite im Liegenden der Lagerstätte betrachtet Fusán (1954) als Zufuhrskanäle des Diabasmagmas. Sie sind älter, als die Pyritvererzung. Im slowakischen Text befindet sich ihre chemische Analyse, auf Grund deren sie durch Ogurčák (1956) in das Karbon eingereiht werden.

Die Pyritvererzung in der Umgebung von Smolník, sowie auch weitere Kupfer- und Sideritassoziationen, sind von dem gemeriden Granit abhängig, der 3 km westlich von der Pyritlagerstätte am nähsten zu der Oberfläche emporsteigt, jedoch nicht an der Oberfläche entblösst ist.

1. II. 1956

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

Ostslowakische Erzforschung,
Spišská Nová Ves

JÁN ILAVSKÝ

ORTUTNATÉ LOŽISKÁ V NIŽNEJ SLANEJ

(Ruské a nemecké resumé)

Na juhu od metasomatického hydrotermálneho ložiska Manó v Nižnej Slanej sa vyskytuje rad hydrotermálnych žilníkovo-impregnačných ortutnatých výskytov v kambrosilúrskej sérii. Ich mineralogicko-paragenetické pomery sa diametrálne líšia od metasomatického sideritového ložiska Manó. To je dôsledok ich príslušnosti jednak k inej tektonicko-ložiskovej línii, jednak okolnosť, že ortutnaté zrudnenie patrí k iným prínosovým periódam než nižnoslanské siderity (I l a v s k ý, 1956).

Počet výskytov podoby impregnačno-žilníkových pásiem v priestore Rimberga (618 m) a Skalice (553 m), na západ od obce Nižná Slaná je osem. Viazané sú na porfyroidovú zložku kambrosilúru alebo na rozhranie porfyroidov a fylitov.

Tvarove ide v prevahe o jemnú nepravidelnú impregnáciu Hg minerálov priamo v hmote porfyroidov alebo fylitov. Iným typom zrudnenia sú kremenné žilky so závalkami a hniezdami cinabarytu a tetraédritu (švacitu). Prakticky najdôležitejším typom sú žilky kremeň-barytsideritové s vtrúseninami a hniezdami švacitu, chalkopyritu, pyritu a cinabarytu. Ako rozptýlené aureoly nad ortutnatým zrudnením sú vyvinuté zóny pyritizácie s obsahmi Hg v stotinách %. Smery zrudnených zón sú V—Z, úklony k juhu okolo 40—60°. Rozptýlený impregnačno-žilníkovitý charakter zrudnenia, ako ukázal vrt, si zachováva tento ráz aj do hĺbky. Mocnosti žilníkovo-impregnačných pásiem sú značné. Napr. staré, vydobyté pásmo ložísk Sv. Trojice malo mocnosti 2—4 m, pričom jednotlivé žilky obnášali až 15 cm. Štvrtý ťah, prechádzajúci cez vrchol Rimberga, dosahuje mocnosti značne väčšie.

Viazanosť zrudnenia len na kambrosilúr a pozorovania O d e h n a l a (1949) i F u s á n a (1954), že nepokračuje do karbónu, na základe novších výskumov neobstojí. V Pustej doline pod Stodôlkou (620 m) sa geochemicky zistili zóny pyritizácie v karbónskych súvrstviach s obsahmi Hg, ktoré indikujú pod nimi v zmysle P o j a r k o v a (1955) väčšie koncentrácie ortuti.

Mineralogické zloženie zrudnenia je podobné ostatným takýmto typom v Spišskogemerskom rudohorí (Gelnica, Poráč, Čuntava, Jaklovce, Košické Hámre, Drnava). Skladá sa z primárnych minerálov siderítu, barytu, pyritu, chalkopyritu, tetraedritu, kremeňa, ankeritu, arzenopyritu, antimonitu, metacinabarytu a dolomitu. Zo sekundárnych sú tu cinabaryt, limonit, malachit, azurit, amalgám a rýdza ortuť. Prevažná časť cinabarytu v porfyroidoch (kryštalicky) aj v kremeni a v baryte je primárna. Len celkom malá jeho časť javí, ako sekundárna, vzťahy k švacitu.

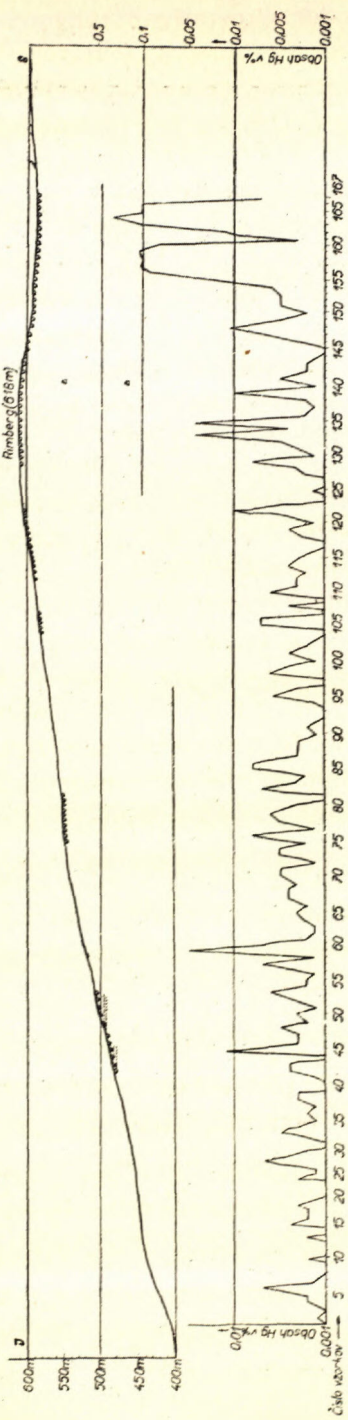
Podľa starých správ, zosumarizovaných najnovšie K u t h a n o m (1955), vo výplni zrudnených pásiem badať vertikálne rozdiely. Podložné časti obsahujú viac tetraédritu, nadložné zasa viac cinabarytu. Hĺbkové rozdiely sú charakterizované všeobecným ubúdaním obsahov Hg do hĺbky. Pritom do hĺbky ubúda podľa výsledkov vrtu cinabaryt na úkor švacitu.

V ložiskovom teréne sa po prvé vyskúšal *geochemický vyhľadávací výskum* v Spišskogemerskom rudohorí. Podkladom a popudom k nemu boli cinabarytové indície na pomerne veľkej, pritom však ucelenej ploche, rozpracované starými povrchovými plytkými i hĺbkovými pingami. Prospekčné obchôdzky a makroskopické vyhodnocovanie v teréne po roztrúsených pingách neposkytovali pri zdanlivo rovnakej intenzite zrudnenia podklady k interpretácii priebehov lepších alebo horších rudných celkov v primárnom horninovom podklade. Geochemický profil bol preto lokalizovaný hrebeňom rázsochy Rimberg, a to jednak preto, že tento smer (S—J) je kolmý na priebeh súvrství a tak aj na predpokladané zrudnené pásma, a jednak preto, že na hrebeni rázsochy sa dali očakávať pomerne najmenšie mocnosti sutiny.

Profil bol vytýčený v dĺžke 1670 m, prebiehal pritom skoro v celej dĺžke lesom. Vzdialenosti medzi jednotlivými vzorkami v profile boli po 10 m. V mieste odberu každej vzorky sa vykopala plytká sondička pre získanie materiálu pre geochemickú vzorku. Keďže celý profil a jednotlivé vzorky boli lokalizované na hrebeni rázsochy, posunutie rozptylovej aureoly v sutine nemalo byť proti primárnemu pásmu veľké. Mimo toho bola ľahká kontrola starými pingovými pásmami, ktoré prechádzali naprieč rázsochy a teda aj naprieč geochemického profilu. Sondička bola vždy prehĺbená cez humus do primárnej sutiny (t. j. sutiny na mieste), prípadne kde skalný podklad vychádzal von, urobil sa z neho odkop. Rozmery sondičiek boli najčastejšie: hĺbka 60—100 cm, pôdorys 40×40 cm. Vykopaný materiál zo sondičky bol celý kvartovaný (po ručnom rozdrvení na menšie kúsky cca 3×3 cm) na výslednú vzorku o váhe asi 3 kg. Priemerný denný výkon pri obsadení 1 kolektor, dvaja kopači bol 10 vzoriek za smenu. Týždenne raz sa vzorky dopravovali do podnikového chemického laboratória v Spišskej Novej Vsi.

GEOCHEMICKÝ PROFIL HREBEŇOM RIMBERGA (618 m) V NIŽNEJ SLANEJ

Zostavili J. Ilavský a K. Horal 1955



Pred drvením a analyzovaním sa vzorky sušili pri maximálnej teplote 50°. Všetky sa analyzovali len na jedno stanovenie, teda na ortuť. Použila sa Eschkova redukčná metóda s práškovým železom a ZnO za použitia zlatého viečka. Výsledky dosiahnuté touto metódou, t. j. od jednej tisíciny percenta vyššie, sa dodávali v pravidelných dvojtýždňových intervaloch (najneskôr s jednomesačným opozdením), a na základe výsledkov sa ešte vytýčilo niekoľko rýh v tej istej sezóne.

Po dodaní všetkých výsledkov boli hodnoty analýz vynesené graficky do topografického profilu terénu. Hodnoty najvyšších obsahov ortuti sa zhodujú, ako to vidieť i na pripojenom grafickom reze, so starými pingovými ťahmi s ortutnatými indíciami. Nielen kvalitatívne, ale aj kvantitatívne boli hodnoty geochemického profilu potvrdené prospekčnými rýhami.

Ešte rýchlejším a pružnejším spôsobom vyhľadávania ortutnatého zrudnenia sa ukázal spôsob odberu *prospekčných vzoriek*. Išlo o celkom nepravidelné a nesystematické odoberanie náhodne zvolených hrsťových vzoriek z východov hornín, pingového materiálu a sutín v širšom okolí rajónu so známym Hg zrudnením. Miesta odberu prospekčných vzoriek sa zanášali do podrobnej topografickej mapy (1:2880) a výsledky sa zaniesli červenou tužkou. Výsledky týchto prospekčných vzoriek zistili rýchlo a bezpečne smerné pokračovanie známych Hg ťahov v značne vzdialených

priestoroch a sú podkladom k detailnejšiemu geochemickému výskumu spôsobom geochemických profilov, ryhami a orientačnými vrtmi.

Rozptylová aureola v okolí Hg ložísk dosahuje značné rozsahy, a ako vidieť, je možné nájsť geochemickým spôsobom aj slepé ložiská. Prirodzene, že predpokladom úspešnej práce je vybrať si k takémuto prieskumu terén, ktorý má geologicko-tektonické a metalogenetické predpoklady na Hg výskyty. Dnes po ukončení prvej etapy prác na metalogenetickej mape Spišskogemerského rudohoria máme najlepšie predpoklady uplatniť tieto nové metódy nielen na vyhľadávanie ortuti, ale aj iných kovov, ako sú Sb, Cu, Pb, Zn, rudy. K tomu treba ešte poznamenať, že dosiaľ sme sa zameriavali len na ložiská výrazne žilové, a vôbec sme dosiaľ nevyužili možnosti odkrytia impregnačných typov ložísk, na akých sa dnes v značnej miere v celosvetovom meradle pracuje a ktoré zvyčajne svojimi veľkosťami ďaleko prevyšujú žilové ložiská.

1. II. 1956

Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Cotta B., Fellenberg E., 1862: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens.

Eisele G., 1907: Gömör és Kishont törvényesen egyesült vármegyének bányászati monografiája. Selmecbánya.

Gesell S., 1904: Montangeologische Annahme auf der von der Dobsinaer SO-lichen Stadtgrenze südlich gelegene Gebiete. Jhber. d. k. ung. geol. Reichsanstalt 1902. Budapest.

Geochimičeskije metody poiskov i razviedok poleznich iskopajemych. Sbornik statej. Perevod z innostrannoj literatury, Moskva, 1954.

Ilavský J., 1956: Metalogenetická mapa Spišskogemerského rudohoria. Rukopis, Spiš. Nová Ves.

Kuthan M., 1941: Ortuťové ložiská Slovenska I. Práce ŠGÚ 2, Bratislava.

Kuthan M., 1955: Ložiská ortuti na Slovensku. Rukopis, Bratislava.

Macek L., 1939: Rudní ložiska Spišskogemerského rudohoří. Sbor. Spoj. ban. rev. pre Slov. a Podkarp. Rus. Bratislava.

Maderspach L., 1880: Magyarország vasérc fekhelyei, Budapest.

Odehnal L., 1949: Ložisko rtuti Sv. Trojice v Nižné Slané. Banský obzor III, Praha.

Papp K., 1919: Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest.

Pojarkov V. J., 1955: Ocenka mestorožděnij pri poiskach i razviedkach. Surma i rtuť 15, Moskva.

Schafarzik F., 1905: Daten zur genaueren Kenntnis des Szepes-gömörer Erzgebirges. Matem. u. Wiss. Ber. aus. Ungarn. Bd. XXIII.

Zimányi K., 1905: Az alsósajói cinnabaryt kristálytani vizsgálata. Mat. és Term. értesítö. XXIII, Budapest.

ЯН ИЛАВСКИЙ

МЕСТОРОЖДЕНИЕ РТУТИ БЛИЗ СЕЛ. НИЖНА СЛАНА

Автор сообщает об опыте геохимической разведки ртути в Спишско-Гемерских Рудных горах.

1. II. 1956 г.

Восточно-Словацкая разведка руд,
г. Спишска Нова Весь

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

JÁN ILAVSKÝ

QUECKSILBERLAGERSTÄTTEN IN NIŽNÁ SLANÁ

Der Autor berichtet kurz über die geochemische Prospektion auf Quecksilber in der Umgebung der Gemeinde Nižná Slaná, wo die schon in älterer Literatur beschriebenen Hg-Vorkommen bekannt sind.

Es wurden dabei manche geologischen Tatsachen ergänzt und hauptsächlich hat man festgestellt, dass die Hg-Vererzung auch im Karbon vorkommt, welches das Altpaläozoikum (Porphyroid-Serie) mit den eigentlichen Hg-Lagerstätten bedeckt. Diese Hg-Vererzung äussert sich im Karbon als Hg-hältige pyritisierte Zone (primäre Aureole) und ist deshalb postkarbonisch.

Die geochemische Prospektion wurde zuerst im bekannten Terrain durchgeführt (siehe Bild im slow. Text). Die Proben wurden in einer 1670 m langen Linie, in Abständen von 10 m abgenommen. Die Proben wurden aus dem Schutt entnommen, wozu kleine, 60—100 cm tiefe Schürfe, mit einem Grundriss von 40×40 cm hergestellt wurden. Die Proben für die chemische Analyse wiegten je 3 kg. Quantitative Analysen wurden mittels Escka's Methode mit einer Empfindlichkeit von 0,001% Hg durchgeführt.

Nachher hat man die geochemische Prospektion in der weiteren Umgebung auf einer Fläche von 3 km^2 durchgeführt. Die Proben wurden unregelmässig abgenommen. Die primäre Hg-Aureole ist ziemlich breit und muss noch durch detaillierte Untersuchung präzisiert werden. Durch die geochemische Untersuchung wurden einerseits die alten Schurf- und Abbauterrains, vom Standpunkte der Erneuerung der Bergarbeiten in ihnen, ausgewertet und anderseits neue, für die chemische Untersuchung günstige und hoffnungsvolle Terrains festgestellt.

1. II. 1956

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara

Ostslowakische Erzforschung,
Spišská Nová Ves

JÁN ILAVSKÝ — JOZEF PECHO — ZORA PRIECHODSKÁ

POZNÁMKY KU GEOLÓGII A TEKTONIKE FLYŠA SPIŠSKEJ KOTLINY

(Ruské a nemecké resumé)

Výskumné a prieskumné práce z priestoru Švábovíec a Kišoviec boli v posledných rokoch rozšírené značne na sever a východ. Išlo hlavne o sledovanie bridličných súvrství, ktoré boli paralelizované s vývojom švábovským, prípadne kde táto schéma nestačila, vypracovali sa pre jeho rozdelenie nové kritériá. Územie, ktoré sa pri týchto prácach spracovalo, zahrňuje topografické sekcie 1 : 25 000 na listoch 4465/1 a 4464/2. Ide teda o územie v priestoroch obcí Hranovnica—Hrabušice—Spišský Štvrtok—Smižany—Iliašovce—Spišská Nová Ves, ako aj o územia severnejšej oblasti, ktoré sem priliehajú.

Súčasne sa v tomto čase získali novšie poznatky aj z území prv spracovaných (Ilavský, 1950; Kantor, 1951) a z oblasti ústrednej časti Levočského pohoria (Ilavský, 1954).

V súvise so štúdiom paleogénneho flyša bola na zreteli aj otázka jeho hlbokého podložia, t. j. mezozoika Vikartovského chrbta a Slovenského raja. V skúmanom území vystupujú teda trias a paleogén a pokryvné útvary kvartéru.

Trias

Hlboké podložie paleogénneho flyša Spišskej kotliny nebolo dosiaľ známe. Vystupuje síce na južnom okraji panvy v podobe verfénu Vikartovského chrbta a dolomiticko-vápencového komplexu Slovenského raja, avšak jeho pokračovanie pod flyš smerom na sever pod Levočské pohorie nebolo dostatočne preukázané. Munk (1932) síce spomína, že pri Kišovciach urobený vrt zastihol v hĺbke 85 m „penitý vápenec", avšak jeho zaradenie k triasu pripúšťa s určitými pochybnosťami.

Novšie doklady banských prevádzkových i prieskumných prác prinášajú do tejto problematiky jednoznačné faktá a plne potvrdzujú skôr vyslovené predpoklady, že hlboké podložie paleogénu pod Spišskou kotlinou sú skutoč-

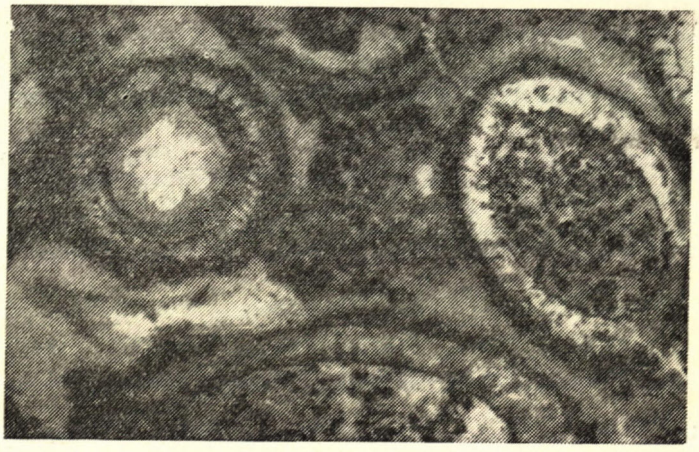
ne strednotriasové vápence a dolomity (I l a v s k ý, 1950). Doplňujú a potvrdzujú aj tektonickú schému posledného autora z priestoru Švábovíec a Kišoviec, ktorý hovorí o severnom okraji Vikartovského chrbta ako o priekopovej prepadline s hlbokým dosahom zlomových dislokácií, na ktorých sú minerálne pramene s obsahom CO_2.

Strednotriasové dolomity guttensteinského typu boli totiž zastihnuté banskými chodbami, razenými zo Švábovskej bane smerom na sever, a to v miestach, kde tzv. „švábovský skok", resp. séria skokov, vyzdvihuje kišovskú kru smerom nahor o 100—200 m v porovnaní so švábovskou. Priestor švábovskej bane predstavuje *zaklesnutú kru* v podložnom mezozoiku.

Strednotriasové tmavé dolomity sú nafárané v miestach blízkych už spomenutej tektonickej línii smeru SZ—JV, sú silne rozdrvené a rozdrobené, predstavujú typ „penitých vápencov" M u n k o v ý c h (l. c.), a to v dôsledku toho, že sú blízko porúch vystavené vplyvom minerálnych vôd. Tieto účinky sa prejavili v korózii tektonickej drviny, v jej čiastočnom rozpustení a znovuspevnení povlakmi aragonitu a kalcitu, ktoré sa veľmi ponášajú na jaskynné krápnikové útvary a povlaky.

Svetlosivé vápence guttenwettersteinského typu boli zastihnuté v podloží paleogénu aj pri obci Prímovce a ešte východnejšie pri Jánovciach a Abrahamovciach boli navŕtané zasa tmavosivé dolomity toho istého typu ako vo švábovskej bani. Z dolomitických vápencov od Prímoviec boli určené fosílie, zastúpené množstvom jedincov riasy *Teutloporcella herculea* (S t o p p.), čím sa jasne preukázala príslušnosť týchto vápencov k *ladinu* (obr. 1).

Strednotriasové vápence a dolomity, navŕtané v podloží paleogénu pri



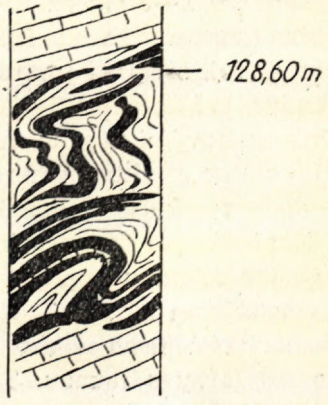
O b r. 1. Triasový vápenec s *Teutloporella herculea* S t o p p. z vrtu jv. od obce Kišovce.

Foto H e g e n b a r t

Prímovciach, Jánovciach až Abrahamovciach, pokračujú v podobe *podzemného valu* alebo *chrbta* smeru Z—V na Levoču. Vplyv tohto chrbta na geologickú stavbu, predovšetkým na fácie flyšových súvrství Spišskej kotliny, ako aj na ich tektoniku bol prenikavý.

V prvom rade treba poukázať na to, že v predĺžení tohto podzemného chrbta mezozoických hornín smerom na východ leží Spišské Podhradie, ktorého okolie je známe travertínovými sedimentmi a vývermi minerálnych prameňov, podobne ako je tomu v priestore Šváboviec a Kišoviec (I v a n, 1943). Spomenutý podzemný chrbát teda pokračuje pod flyšom až do priestoru Spišského Podhradia a priamo závislé na ňom sú aj spomenuté minerálne pramene. Vznik tektonických línií s týmito prameňmi si možno vysvetliť jedine existenciou tohto chrbta, ktorý mal vo vývoji od čias eocénu *oporný funkciu* pre flyšové súvrstvia. Tieto súvrstvia na ňom „viseli", v dôsledku čoho vo východozápadnom smere tvoria flyšové súvrstvia v miestach priebehu podzemného mezozoického chrbta dlhú *antiklinálu*. Tým sa už hneď od eocénu vytvorili osobitné podmienky pre vývin flyša na juh od tohto valu a na sever od severných okrajov Spišskogemerského rudohoria. Vytvoril sa medzi nimi samostatný *bazén*, ktorý sa t. č. kryje s vlastnou *Spišskou kotlinou*. Význačným pre tento bazén boli pomerne kľudné, pokojné sedimentačné podmienky o väčších hĺbkach, čím aj vývoj bazénu je v podstate pelitický (ílovito-karbonátový), a to v závislosti od materiálu splavovaného z priľahlých mezozoických chrbtov.

„Oporná" funkcia podzemného chrbta okrem toho vyplýva aj z celkovej stavby flyša v oddelenej panve Spišskej kotliny. Jej charakter je nám dnes dobre známy na jej najzápadnejšom konci, kde sa javí v podstate ako priekopová prepadlina. Za začiatky vývoja tejto priekopovej prepadliny možno pokladať *zjavy subsidencie*, ktoré sú badateľné v okolí Šváboviec na sedimentácii mangánových sedimentov (I l a v s k ý, l. c.). Rýchlejší priebeh subsidencie mal za následok vznik zlomových línií, s počiatočnými flexurálnymi ohybmi súvrství, tak ako to vidíme dnes v priestore Šváboviec a Kišoviec (obr. 2).



Obr. 2. Disharmonické zvrásnenie mangánového sloja vo flyšových bridliciach Spišskej kotliny.

Dokladmi pre vznik týchto zlomových dislokácií počas sedimentácie sú nie'en *„vnútorné zlomy"*, t. j. také, ktoré postihujú vo vertikálnom zmysle časť súvrství a vyznievajú smerom nahor i nadol, ale aj zjavy *„disharmonického zvrásnenia"* mangánových polôh, ktorých vývoj si objasňujeme tým, že ešte

nespevnené sedimenty boli vychýlené z pôvodne vodorovnej polohy. Materiál mangánových slojí ako oveľa plastickejší a ešte nie celkom spevnený začal po naklonenej vrstevnej ploche kĺzať, došlo k jeho detailnému zvrásneniu, a to úplne disharmonicky voči nadložným a podložným vrstvám, laviciam bridlíc. Mimo detailného disharmonického zvrásnenia došlo aj k nahromadeniu (zhrubnutiu) mangánovej rudy v topograficky spodných častiach nakloneného krídla a k jeho úplnému „vyvalcovaniu" vo vrchnej časti krídiel alebo dislokovaných častí krídiel.

Tieto úkazy sú teda priamymi dokladmi o tom, že *vychýlenie* celého vrstevného komplexu *prebehlo po malom časovom odstupe od sedimentácie*, počas petrifikačných procesov, v štádiu diagenézy a postdiagenézy.

Paleogén

Flyšový komplex je prevládajúcim útvarom celej Hornádskej i Spišskej kotliny. Zaujímavým zistením v styku mezozoika a paleogénu v priestore Spišskej kotliny je nedostatok *eocénnych zlepencov* v podloží flyša, čím sa tieto zlepence javia ako útvar čisto pribrežnej fácie o celkom malej plošnej rozlohe. Je aj pri pobreží vyvinutý len miestne.

Celkove ležia zlepence na mezozoiku diskordantne a transgresívne. V pekných odkryvoch vychodia na deň juhovýchodne a juhozápadne od Hranovnice a lemujú pôvodné pobrežie paleogénneho mora až k Spišskej Novej Vsi a ďalej na východ. V tomto smernom rozšírení zlepencov vidieť veľmi často na celkom malých vzdialenostiach faciálne zmeny, a to v prechodoch do hrubozrnných až jemnozrnných pieskovcov. Zloženie valúnového materiálu zlepencov je vcelku stále, charakterizované materiálom melafýrov, vápencov a pieskovcov a bridlíc verfénu a starších útvarov. Veľkosť valúnov sa mení v rozmedzí 1—3 cm až 10—20 cm. Opracovanosť valúnov je veľmi dobrá. Farba zlepencov sa mení podľa valúnového materiálu v odtieňoch zelenej, modrosivej, sivej až tmavej farby. Mocnosti zlepencov bývajú veľmi premenlivé, zväčša okolo 3—5 m, v miestach bezprostredného styku s podložnými triasovými vápencami obyčajne viac (až 30 m).

Laterálne a taktiež smerom do nadložia prechádzajú pozvoľna do *hrubozrnných pieskovcov*. Petrografické zloženie týchto pieskovcov je vcelku obdobné ako pri zlepencoch, ide len o jemnejšiu fáciu toho istého materiálu, prípadne bohatšiu na sľudu (muskovit).

V bazálnom súvrství južne od Spišskej Novej Vsi na vŕšku Rittenberg prichodí okrem zlepencov poloha *piesčitých bridličnatých vápencov* sivomodrej farby s faunou. Topograficky ležia nad zlepencami, nie je však vylúčené, že sú čiastočne aj ich laterálnou, od brehu vzdialenejšou fáciou.

Zachovaná makrofauna je monotónna, zastúpená niekoľkými druhmi hrubolastúrnatých lamelibranchiát, čo svedčí o veľmi silných pobrežných pohy-

boch morskej vody. V dôsledku toho sú aj zvyšky schránok v bridličnatých vápencoch väčšinou len ako úlomky, časti schránok. Ide v podstate o druhy *Ostrea aff. longirostris*, L a m k., *Ostrea* sp.

V nadloží opísaných hornín, ktoré sa obvykle nazývajú spoločným názvom bazálny eocén, nadobúdajú súvrstvia flyšový ráz. Vzájomný vzťah medzi bazálnymi súvrstviami a flyšovým komplexom nie je jednoznačný. V niektorých prípadoch sú totiž viditeľné faciálne laterálne prechody od zlepencov cez pieskovce až do bridlíc, v iných prípadoch ide zasa o normálnu superpozíciu bridlíc na pieskovcoch alebo priamo na zlepencoch (Gánovce). Niekedy je zasa pomer a styk obidvoch komplexov *dislokačný*.

V priestore Letanoviec a Hrabušíc je nad súvrstvím bazálnych zlepencov vyvinutý komplex *kremitých bridlíc a pieskovcov* o mocnosti 80 m. Ide o masívne horniny šedomodrej farby s tenkými, veľmi zriedkavými vložkami ílovitých bridlíc na jednej strane, alebo kremitých, skoro celistvých (mikrokryštalických) tmavých pieskovcov na druhej strane.

Celé toto kremité súvrstvie sa vyznačuje pozoruhodným množstvom drobnokryštalického sulfidu žltkastej farby v podobe nepravidelných konkrécií, vrstvičiek a šmúh. Výskyty sulfidu sú roztrúsené nepravidelne v celej mocnosti súvrstvia. Ide o minerály skupiny *pyritu*, ktoré sú ináč vo flyši veľmi rozšírené. Ich pôvod je najpravdepodobnejšie diagenetícko-migračný.

Vyššie časti flyša, ktoré boli podľa starších prác rozdelené na spodný bridličný oddiel a vrchný pieskovcový komplex (M u n k, I l a v s k ý, l. c.), nepredstavujú v novšie preskúmaných terénoch tak výrazné horizonty. Veľmi často badať od tohto sledu úchylky. Možno ich pozorovať hlavne v priestoroch na západ a severozápad od Hozelca aj v priestoroch východných, t. j. smerom na Jánovce—Spišský Štvrtok—Letanovce—Hrabušice.

V týchto terénoch pribúda pieskovcov aj v spodnej (bridličnej) časti flyša, ba v niektorých častiach spomenutých území sú v komplexoch, ktoré horizontálne zodpovedajú *bridličnému oddielu*, v prevahe vyvinuté piesčité sedimenty a zložka ílovitá ustupuje do pozadia. Ide predovšetkým o priestory Hrabušice—Letanovce, kde sa ukázala počas terénnych prác potreba rozdeliť tento švábovský spodný bridličný oddiel na niekoľko pododdielov vo vertikálnom zmysle.

1. Nad súvrstvím kremitých bridlíc a kremitých pieskovcov je vyvinutý *spodný bridličný horizont* o celkovej mocnosti cca 50 m. Skladá sa výlučne zo sivých ílovitých bridlíc, ktoré obsahujú len v zriedkavých prípadoch piesčitejšie polohy o mocnosti niekoľkých centimetrov. Percentuálny pomer bridlíc k piesčitým polohám je *95:5*. Miestami sú bridlice svetlejšie, obsahujú niečo *slienitých* prímesí. Vyskytujú sa aj bridlice tmavých farieb v dôsledku väčších podielov organickej substancie (bitumín). V piesčitých prášokoch sa okrem kremeňa hojne uplatňuje *muskovit*.

2. Spodný bridličný horizont prechádza pozvoľna nahor do normálneho *bridlično-pieskovcového horizontu*, ktorého celková mocnosť je asi 10 m. Lavice pieskovcov sú mocné 10—40 cm, niekedy až 80 cm, celkom výnimočne 1—3 m. V čerstvom stave sú modrošedé, svetlošedé. Vetrajú v dôsledku vyšších obsahov Fe do hrdzava až tehlovočervena. Tmel pieskovcov býva vápnitý, ílovitý, zrná väčšinou z kremeňa sľúd a iných odolných minerálov. Striedavo s pieskovcami vystupujú šedé ílovité bridlice. Zastúpenie bridlíc a pieskovcov v tomto horizonte môžeme vyjadriť pomerom 1:1. Zriedkavo vystupujú v tomto súvrství aj celistvé tmavé kremité pieskovce až kremence. Tento horizont je plytkovodnejší a obsahuje v piesčitých polohách početné rastlinné zuhoľnatené zvyšky. Vo vrte pri Hrabušiciach bola prevŕtaná časť kostry *veľkej ryby*, so zachovalými stavcami chrbtovej kosti a plutiev, ktoré sa však nedajú bližšie určiť, keďže vo vrtnom jadre o priemere 156 m/m je len malá časť tejto kostry. Mimo fosilizovaných stavcov chrbtovej kosti, rebier a plutiev sú badateľné aj kožné šupiny, ktoré sa však veľkosťou, tvarom aj rýhovaním úplne líšia od hojne rozšírených (aj Munkom opísaných) šupín *Clupea* alebo *Alosa*.

3. Nahor prechádza tento horizont do *spodného bridličného flyša mangánonosného*, ktorého celková mocnosť je okolo 20 m. Skladá sa z ílovitých a slienitých bridlíc. Ojedinelé polohy o mocnostiach niekoľkých centimetrov tvoria piesčité bridlice.

4. Ďalší horizont tvorí zasa *normálny piesčito-bridličný flyš*, ktorého celková mocnosť dosahuje cca 40 m. Skladá sa najmä z pieskovcov, ktorého lavice dosahujú mocnosti 30 cm až 3 m. Striedavo s nimi prichodia šedé ílovité a piesčité bridlice takých podobných mocností ako pieskovce. Miestami prechádzajú strednozrnné pieskovce do hrubozrnnejšieho materiálu až zlepencov, ktorých valúnový materiál je v prevahe kremitý. Pieskovce sú predovšetkým kremito-sľudnaté (muskovit), bohaté na rastlinné zvyšky v pokročilom štádiu preuhoľnenia, ktoré sfarbujú horniny do hnedava.

5. Konečne ako posledný, najvrchnejší horizont bridličného oddielu flyša je *vrchný bridličný horizont mangánonosný*. Jeho celková mocnosť býva okolo 80 m. Tvoria ho ílovité bridlice šedých farieb s ojedinelými lavicami sľudnatého pieskovca a tenkými zriedkavými preplástkami piesčitých bridlíc. K tomuto rozdeleniu bridličného (okrajového) flyša treba poznamenať, že sa k nemu pristúpilo jednak na podklade terénnych prác a jednak na základe prieskumných prác, a je do dôsledkov platné pre najvýchodnejšiu časť mapovaného územia, t. j. pre oblasť vymedzenú obcami Spišský Štvrtok —Arnutovce—Letanovce—Smižany, kdežto na západe v priestore Hrabušíc —Šváboviec—Hozelca sa javí tento komplex ako jednotný, nediferencovaný, vcelku bridličný oddiel.

Rozdelenie bridličného oddielu okrajového flyša vo východnej časti mapo-

vaného územia sa urobilo len na podkladoch faciálne litologických a nie je doložené dokladmi mikropaleontologickými, prípadne sedimentárne petrografickými. Výskumy v tomto smere v posledných rokoch robila K a n t o r o v á (1954) na materiáli zo Šváboviec a Hozelca. Tieto výsledky, i keď ešte nie sú ukončené, neprispejú asi k jednoznačnému riešeniu stratigrafie flyša pre jeho veľkú fádnosť a monotónnosť. K tomuto cieľu budú sa musieť použiť iné moderné metódy výskumov, z ktorých sa ako jedna z najlepších dá azda uplatniť metóda geochemická.

Čo sa týka rudných výskytov v skúmanej oblasti, treba poznamenať, že okrem mangánových sedimentov je bridličný oddiel v určitých horizontoch význačný výskytmi *pelosideritových konkrécií* rozmanitého tvaru, ktoré sú podľa geologickej pozície v bridliciach výplodmi *diagenetických pochodov.* Rozdielnosť látkového zloženia a stupeň diagenézy mali za následok dosť veľké kvalitno-kvantitatívne rozdiely. Orientačná chemická analýza pelosideritov podľa rozboru laboratória VSRP je

Fe = 22,05 %,	CaO = 5,70 %,
Mn = 0,68 %,	MgO = 3,18 %.
SiO_2 = 17,40 %.	

Pokiaľ sa týka mangánových sedimentov študovanej oblasti, treba poukázať na niektoré *štruktúrno-tektonické* zaujímavosti mangánových horizontov v obidvoch častiach terénu. Ide najmä o veľmi pekné príklady *disharmonického zvrásnenia,* o ktorých už bola reč vyššie. (Pozri obr. 2.)

Nadložné a podložné bridlice v tesnej blízkosti slojov sú vždy zo svojej pôvodne vodorovnej polohy sprehýbané do miernych vrás, ktorých krídla majú mierne úklony na severovýchod až sever, alebo na juhozápad až juh (5—20°). Kým komplexy bridlíc a pieskovcov prešli účinkami celkom mierneho zvrásnenia, zatiaľ v rozsahu mocnosti sloja vrstvičky mangánovej rudy s príslušnými ílovitými preplástkami boli intenzívne detailne disharmonicky zvrásnené, ako to znázorňuje pripojený náčrtok.

Tieto zjavy sú dôkazom veľmi malého časového rozpätia medzi sedimentáciou a zvrásnením flyšových súvrství. Poukazujú na neukončený petrifikačný proces, na postdiagenetickú fázu v čase disharmonického zvrásnenia sloja. Drobné vrásky v sloji vykazujú naprostú celistvosť ináč krehkých vrstvičiek mangánokalcitu, čo dokazuje ich spevnenie až po ukončení disharmonického zvrásnenia sloja, a čiastočne to ukazuje na zmeny objemov počas diagenézy a petrifikácie mangánových rúd.

K celkovej tektonike skúmaného územia treba ešte poznamenať niekoľko dodatkov. Ide najmä o *faciálne zmeny* bridličného okrajového flyša smerom na východ, ako sme už spomenuli. Jeho litologická jednotvárnosť na západe

(Švábovce, Hrabušice, Hranovnica) poukazuje na stabilné pokojné sedimentačné podmienky v hlbšom mori alebo v hlbších okrajových zálivoch. Smerom na východ však badať dvakrát hrubšiu *detritickoklastickú sedimentáciu* v rozsahu bridličného vývoja flyša, ktorá poukazuje buď na blízkosť pobrežia, alebo na existenciu značných nerovností morského dna, z ktorého vyčnievali chrbty alebo ostrovy. Celkove veľká hĺbka paleogénu v južných okrajových častiach priestoru Spišskej kotliny (350 m) (pomerne v malých vzdialenostiach od Slovenského raja) a v dôsledku toho neúmerne hrubé bridličné súvrstvie flyša, poukazujú na jednej strane na zdvihnutie Spišskogemerského rudohoria na juhu a na druhej strane *na mohutnú poklesovú tektoniku pred paleogénom,* alebo na intenzívnu subsidenciu bazénu Spišskej kotliny približne od eocénu do zavŕšenia sedimentácie celého komplexu bridličného flyša. Tým sa celý severný okraj Spišskogemerského rudohoria na sever od rieky Hornád javí ako mohutné synklinálne pásmo značnejšieho hĺbkového dosahu. Na jeho morfológii sa okrem zdvihov samých uplatňujú iste aj väčšie zlomové línie, podobne ako je tomu v priestore Švábovíec a Kišoviec.

V podstate sú dva systémy zlomových línií v tomto priestore:

starší, ktorého smery sú ZSZ—VJV, úklony premenlivé, väčšinou príkre na juh alebo na sever. Tento systém je smerný a shodný ako s generálnou tektonikou hercynskou, tak aj s karpatskou;

mladší systém, priečny na predchádzajúci, má smer SSV—JJZ, úklony sú tak isto premenlivé, raz na východ, inokedy na západ.

Vnútorné zlomy, o ktorých už bola reč vyššie, majú charakter mladších priečnych porúch vo vnútri flyšových súvrství. Horizontálne aj vertikálne pozvoľna vyznievajú až úplne zmiznú. Súvisia zrejme s vnútornou dynamikou flyšových súvrství, so zjavmi tektoniky počas sedimentácie postihnutých vrstiev a tesne po nej. Nápadný je však ich smer, ktorý je zhodný s mladšími popaleogénnymi zlomami. Sú známe len z priestorov otvorených banskými prácami.

Táto *zlomová tektonika,* ktorú dnes vidíme, mohla sa založiť už v eocéne na starších líniách oslabenia, akou je napr. severná hranica Spišskogemerského rudohoria a Slovenského raja. Existenciu týchto zlomov potvrdzujú prieskumné práce, vykonané blízko južného okraja paleogénu. Dislokačné línie sa prejavujú pôvodným flexurálnym ohnutím vrstiev, v dôsledku čoho došlo v bridliciach k laminačným pohybom a zbridličnateniu smerove odchylnému od vrstevnatosti. Hojné trhliny a pukliny v pieskovcoch bývajú vyhojené druhotným hrubokryštalickým bielym kalcitom. Že sú mnohé z týchto zlomov mohutné a majú vzťahy k starším poruchám, dosvedčujú napokon minerálne pramene na tektonickej línii severospišskej, ktoré iste postihujú nielen súvrstvia flyša, ale aj podložné mezozoikum (čo potvrdzuje najlepšie

chemizmus minerálnych vôd). Z paleografického a tektonického hľadiska je dôležité, že smerom do ústredných častí Levočského pohoria (Ruskinovce, Dvorce) sa objavujú v pieskovcovom flyši zlepencové obzory so zvariakmi žúl, kremencov a vápencov. Ide o priestory, ktoré ležia na spojnici Vysoké Tatry—Branisko, z čoho by sa dalo predpokladať, že popod Levočské pohorie flyša sa tiahne v neveľkých hĺbkach kryštalicko-druhohorné pohorie typu Braniska a Vysokých Tatier. Potom sa však do priestoru od tejto línie musíme zmestiť s dvoma vývinmi mezozoika, a to gemeridným a veporidným. Vykonané vrty v oblasti Abrahamoviec a Janoviec ukazujú tu už vývin veporidný, čo by znamenalo, že gemeridný vývin mezozoika končí niekde južne od mohutnej *severospišskej poruchovej zóny*, vyvinutej na dĺžke Švábovce—Spišský Štvrtok—Spišský Hrbov—Spišské Podhradie.

28. II. 1956

Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Ilavský J., 1950: Geologické pomery okolia Šváboviec. Geol. sborník I, 2, 3, 4, SAV, Bratislava.

Ivan Ľ., 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce ŠGÚ IX, Bratislava.

Munk R., 1932: Ložisko mangánové rudy u Kišovců na Slovensku a jeho genese. Praha.

Kantorová V., 1954: Mikropaleontologický výskum podtatranského flyša. Geol. práce. Zprávy 1, Bratislava.

Kantor J., 1951: Impregnácia medených rúd na okolí Kvetnice. Geol. sborník II, SAV, Bratislava.

Andrusov D., 1953: Nové paleontologické nálezy v karpatskom paleogéne. Geol. sborník IV, 1—2, SAV, Bratislava.

Konta J., 1951: Thermické studium sedimentární mangánové horniny od Švábovců. Sborník ÚÚG XVIII, Praha.

Ilavský J., 1956: Geologická stavba paleogénneho flyša Levočského pohoria pri Holumnici (okr. Kežmarok). Geol. práce, Zprávy 6, Bratislava.

Ilavský J., 1953: Výskyty pyritov na styku Pienín s flyšom Levočského pohoria. Geol. sbor. III, 1—2, SAV, Bratislava.

ЯН ИЛАВСКИЙ — ЙОЗЕФ ПЕХО — ЗОРА ПРИЕХОДСКА

К ГЕОЛОГИИ И ТЕКТОНИКЕ ФЛИША СПИШСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Новейшие изыскания, произведенные в южной части Левочских гор и в примыкающей к ней Спишской котловине, пролили свет на некоторые вопросы флиша и его основания.

Буровые скважины и горные работы вскрыли в основании палеогена мезозой, представленный среднетриасовыми *известняками и доломитами.* В кернах были обнаружены

многочисленные ископаемые водоросли *Teutloporella herculea*. Наличие известняков и доломитов, выявленное буровыми скважинами, показывает, что по линии Яновец—Левоча—Спишске Подградье находится подземный хребет. Благодаря его существованию создались с одной стороны условия благоприятные для отложения пелитовой фации палеогена к югу от этого хребта, с другой стороны оно отразилось на тектонике флишевых серий, так как в направлении вала образовалась антиклиналь, а с боков возникли грабены; по разломам вытекают спишские минеральные источники („кислые воды").

Такие явления, как субсидентный характер осадков, содержащих марганец, внутренние разломы и дисгармоничная складчатость марганценосных горизонтов, были вызваны тектоническими процессами, происходившими во время отложения флиша. Флиш центральной части Левочских гор содержит валуны гранита, кварцитов и известняков, и это заставляет нас думать, что тут, на небольшой глубине под флишевыми толщами, залегает кристаллический массив мезозойского возраста типа Браниско и Высоких Татр. На этом-то пространстве, под флишем, и соприкасаются две большие фациально-тектонические единицы мезозоя: гемериды и вепориды.

Что касается *палеогена*, то интересно отметить, что в пределах Спишской котловины (под поверхностью земли) эоценовые конгломераты отсутствуют. Их приходится поэтому считать за прибрежные отложения, фация которых сильно варьирует на незначительных протяжениях в горизонтальном и вертикальном направлениях. Местами конгломераты переходят в песчаники или песчанистые известняки, содержащие фауну (*Ostrea aff. longirostris* Lam.). Дальше от береговой линии основание палеогена сложено кремнистыми песчаниками, которые имеют иногда характер лидитов и содержат в большом количестве сингенетические сульфиды группы пирита. Сланцевая свита, которая в Спишской котловине представляет собой в стратиграфическом отношении верхний горизонт, делится на несколько зон (нижняя сланцевая, сланцево-песчанистая, нижняя марганценосная сланцевая, песчанисто-сланцевая, верхняя марганценосная сланцевая).

В слоях сланцев местами встречаются пелосидериты. Их анализ приведен на странице 000. Для марганценосных слоев характерна дисгармоничная складчатость (см. рис. на стр. 000). Она свидетельствует о том, что слои флиша были сложены в складки вскоре после своего отложения и что при процессе диагенеза настали изменения в объеме.

В западной части Спишской котловины общая мощность палеогена составляет примерно 350 м. Большая толщина палеогеновых отложений в непосредственной близости береговой линии, а также другие явления структуры показывают, что на незначительном расстоянии от берега произошли крупные краевые разломы, соответствующие по своему направлению варисским и карпатским продольным дислокациям. Субсидентный характер флишевых осадков и явления смятия свидетельствуют о том, что разломы образовались во время отложения толщи.

28. II. 1956 г.

Восточно-Словацкая разведка руд,
г. Спишска Нова Весь.

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

JÁN ILAVSKÝ — JOZEF PECHO — ZORA PRIECHODSKÁ

BEMERKUNGEN ZUR GEOLOGIE UND TEKTONIK DES FLYSCHES IM ZIPSER BECKEN

Neuere Arbeiten im südlichen Teil des Levočaer Gebirges, also im Gebiete des eigentlichen Zipser Beckens, haben einige Probleme des Flysches und auch seines Liegenden geklärt.

Im Liegenden des Paläogens wurde durch Bohrungen und Grubenarbeiten das Mesozoikum in der Form *mitteltriadischer Kalke und Dolomite* angetroffen. In den Bohrkernen wurden zahlreiche fossilisierte Algen der Gattung *Teutloporella herculea* gefunden. Die angebohrten Kalke und Dolomite deuten auf die Existenz eines unterirdischen Kammes in der Linie Jánovce—Levoča—Spišské Podhradie, der einerseits an seiner südlichen Seite günstige Bedingungen für die Sedimentation pelitischer paläogener Gesteine gebildet hat und anderseits die Tektonik der Flyschschichtenkomplexe dadurch beeinflusste, dass in der Richtung des Walles eine Antiklinale und längs ihrer Seiten grabenförmige Verwerfungen mit den markanten Linien der Zipser Mineralquellen (Säuerlinge) gebildet wurden. Der Einfluss der tektonischen Prozesse während der Flyschsedimentation hat sich am subsidenten Charakter der Mangansedimente, in der Bildung innerer Brüche und in der disharmonischen Faltung der Manganflöze abgespiegelt. Nach der konglomeratisch-sandsteinigen Flyschentwicklung der zentralen Teile des Levočaer Gebirges mit Granit-, Quarzit- und Kalkrollsteinen setzen wir voraus, dass sich unter dem Levočaer Gebirge ein kristallinisch-mesozoisches Gebirge vom Typus des Branisko-Gebirges und der Hohen Tatra zieht, welches sich nicht tief unter den Flyschschichten befindet. In diesem Raum verläuft unter dem Flysch die Grenze zwischen zwei grossen, faziell-tektonischen mesozoischen Einheiten: den Gemeriden und den Veporiden.

Für das *Paläogen* selbst ist im Raume des Zipser Beckens (in der Tiefe) ein Mangel an Eozänkonglomeraten bezeichnend. Deshalb muss man diese nur als ein Küstengebilde betrachten, welches auf sehr kleinen Entfernungen in horizontaler und vertikaler Richtung sehr veränderlich ist. Stellenweise übergehen die Konglomerate in Sandsteine, oder sandige Kalke mit Fossilien *(Ostrea aff. longirostris* L a m k.). Weiter von der Küste wird die Paläogenbasis durch quarzige, kompakte, oft lyditische Sandsteine mit häufigen syngenetischen Sulfiden der Pyritgruppe gebildet. Der schieferige Flysch, als ein stratigraphisch höherer Horizont, zerfällt im Zipser Becken in einige Zonen (unterer Schiefer-Horizont, Schiefer-Sandstein-Horizont, unterer manganhältiger Schiefer-Horizont, Sandstein-Schiefer-Horizont, oberer manganhältiger Horizont).

Die schieferigen Horizonte enthalten stellenweise Pelosiderite. Eine orientierende chemische Analyse ist im Originaltext angegeben. Für die Manganflöze ist die disharmonische Faltung in den Flügeln der Falten charakteristisch, welche im Originaltext abgebildet ist. Sie beweist die kleinen Zeitspannen zwischen der Sedimentation und der Faltung des Flysches und die Umfangsänderungen während der Diagenese.

Die Gesamtmächtigkeit des Paläogens beträgt im westlichen Teil des Zipser Beckens cca 350 m. Diese Tiefe in unmittelbarer Nähe der ursprünglichen Küste, so wie auch andere strukturelle Erscheinungen beweisen die Existenz mächtiger Randbrüche in der Nähe der Küste, deren Richtung mit den variszischen und karpathischen Längsrichtungen übereinstimmend ist. Der subsidente Charakter der Flyschsedimente und die Laminationserscheinungen beweisen die gleichzeitige Entstehung dieser Brüche mit der Sedimentation.

28. II. 1956

Ostslowakische Erzforschung,
Spišská Nová Ves

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Navara

ZORA PRIECHODSKÁ

PREDBEŽNÁ ZPRÁVA O GEOLOGICKÝCH POMEROCH ŠIRŠEJ OBLASTI HOZELCA

(Ruské a nemecké resumé)

V svojej predbežnej zpráve podávam stručný prehľad hlavných výsledkov vrtných prác, ktoré sa vykonali v oblasti *Hozelca* v rokoch 1952—53 a čiastočne aj roku 1954. Vrty boli robené v *paleogénnom flyši*, niektoré boli hĺbené až do hlbokého podložia — *triasu*. Tieto práce poskytli ďalší materiál, z ktorého možno vyvodiť nové poznatky a niektoré staršie domnienky opraviť.

Oblasť *mangánovorudných* ložísk *Švábovce—Kišovce* už v starších dobách študovali viacerí autori. Ich pozorovania boli sústredené na štúdium geologicko-stratigrafických, genetických pomerov a čiastočne na štúdium petrografickej povahy paleogénnych sedimentov. Inak štúdium paleontologických a najmä mikropaleontologických pomerov až do poslednej doby zaostalo, hoci práve táto stránka je pre doplnenie rezultátov geologického a petrografického výskumu v našom území veľmi žiadúca.

O genéze kišoveckého *mangánovorudného ložiska* píše R. Munk (1932). Mikroskopicky mangánovú rudu aj horniny z jej nadložia a podložia študoval Ulrich. Zmienku o ložisku Kišovce—Švábovce nachádzame tiež v Slavíkovej práci (Nerostopis a ložiska užitkových minerálů Slovenska, 1939). Zo starších prác možno spomenúť Quiringovu publikáciu z roku 1920. V novšej dobe geologickými pomermi územia v okolí Švábovieč sa zaoberal Ilavský (1950). Výskyt mangánovej rudy z ložiska Švábovce podrobnejšie študoval Kont (1951).

Sama som sa týmto priestorom zaoberala v rokoch 1952—54. Nadväzovala som na skoršie práce starších autorov a na ich základe a na základe vlastných skúseností som dospela k týmto poznatkom:

Stratigraficky je v tomto území zastúpený komplex flyšových vrstiev, mezozoikum a pokryvné útvary.

Mezozoické podložie paleogénu vystupuje na južnom okraji panvy, kde styk paleogénu s mezozoikom je transgresívne diskordantný. Mezozoické podložie paleogénu je ďalej čiastočne známe z niektorých vrtov, ktoré boli hĺbené hlboko do podložia mangánového sloja. Munk v svojej práci z roku

1932 spomína vrt pri ústí *kišoveckej* hlavnej úpadnice, ktorý bol odvŕtaný pre poznanie podložia mangánového sloja. V hĺbke 85 m pod hlavným slojom mangánu (sloj Mn v hĺbke 125 m) bol navŕtaný pórovitý vápenec. Podľa Munka tento navŕtaný vápenec pravdepodobne tvorí podložie starých treťohorných vrstiev, ktoré tu začínajú v strednom eocéne numulitovými vápencami a zlepencami (Uhlig!). Nemožno však vylúčiť možnosť, ako píše ďalej Munk, že ide o triasový vápenec. Malé získané jadro o priemere 2 cm neumožnilo isté určenie charakteru vápenca.

Že iste ide o *triasový vápenec*, potvrdzujú niektoré vrty odvŕtané roku 1953, ktoré dosiahli triasové podložie paleogénu v hĺbkach 70—100 m (vápence). Vrt juhovýchodne od obce *Kišovce* navŕtal v hĺbke 69,70 m triasový vápenec s *Teutloporella herculea*. Numulitové vápence eocénu neboli nikde zastihnuté.

Paleogén. Napriek značnej rozľahlosti celé územie po stránke petrografickej je veľmi jednotvárne. Stratigrafické zadelenie flyšových vrstiev, ako aj mangánového sloja je pri geologickom štúdiu tejto oblasti problémom, lebo podobná petrografická povaha celého súvrstvia, ktoré sa vyznačuje mnohonásobným striedaním pieskovcových lavíc s polohami bridlíc, a takmer naprostý nedostatok skamenelín, neposkytujú pre určenie pevných stratigrafických horizontov dostatočné vodidlo. Podľa starších názorov flyšové súvrstvia stratigraficky zastupujú oligocén, sloj mangánovej rudy je pravdepodobne spodnooligocénneho veku. Roku 1953 V. Kantorová vykonala orientačný mikropaleontologický výskum na vrtnom materiáli z vrtu na *Hozelci* a zo vzoriek z kutacích rýh v oblasti *Gánovce—Švábovce*. Na základe získaných paleontologických poznatkov celé *flyšové* súvrstvie v oblasti Hozelca zaraďuje do *najvrchnejšieho eocénu.*

Celkový stratigrafický sled flyšových sedimentov vyzerá takto:

Na báze paleogénu nikde sa nevyskytli, ako sme už spomínali, numulitové vápence, ale vystupuje tu takmer všade najstarší člen flyša, *zlepence*, ktoré tvoria nadložie triasového vápenca. Jednotlivé valúnky zlepencov sú veľké niekoľko cm (1—3 cm). Petrografická príslušnosť valúnkov je dosť rozmanitá: melafýry, vápence, pieskovce a bridlice verfénu. Zlepence sú sfarbené do zelena, modrošeda, šeda a tmavošeda. Dosahujú mocnosť len od niekoľko cm do 3—5 m, v západnej časti územia 2—30 m. Vo vrchných častiach zlepenca prechádzajú často do hrubozrnných pieskovcov. Petrografické zloženie týchto pieskovcov je mnohokrát celkom obdobné zloženiu podložných zlepencov a reprezentuje len jemnejšiu fáciu toho istého materiálu.

V nadloží bazálneho súvrstvia prichádza piesčito-bridličnaté flyšové súvrstvie s polohou mangánového sloja, ktoré sa pre nesmiernu petrografickú jednotvárnosť a nedostatok fosílií nepodarilo rozčleniť. Podľa starších názorov na geologickú stavbu tohto územia (Ilavský), celé súvrstvie flyša sa

rozdeľovalo na dve časti: *vrchnú*, v ktorej majú prevahu polohy pieskovcov nad bridlicami, a *spodnú časť*, ktorá sa skladá z bridlíc, miestami so slabými vložkami pieskovcov.

Veľmi často však nastávajú odchýlky od tohto sledu, tie možno pozorovať smerom západným a severozápadným od Hozelca a čiastočne aj vo východnej časti oblasti, pri Prímovciach. Ide tu o faciálne zmeny, na základe ktorých pribúda lavíc pieskovca aj v spodnej, bridličnatej časti flyša, kým smerom do nadložia v niektorých častiach územia piesčité sedimenty takmer prevládajú nad ílovitými horninami (bridlicami).

Bridlice sú vlastne najrozšírenejším členom flyšového súvrstvia. Ide tu o *slienité* bridlice. Čerstvé sú šedej, tmavošedej farby, ak obsahujú viac uhoľnej substancie, sú tmavé až černasté. Pomerne ľahko zvetrávajú. Jemné bridlice často prechádzajú do *sľudnatých* bridlíc s hojnejším muskovitom alebo *sľudnato-piesčitých* bridlíc až *bridličnatých pieskovcov*, často s obsahom zuhoľnatených zvyškov rastlín, kde sa striedajú piesčitejšie a svetlejšie vrstvičky so slienitejšími, tmavšími vrstvičkami. Slienité bridlice vetraním žltnú až hnednú, menia sa v ťažkú mazľavú hlinu. Sedimenty tohto druhu bolo možné sledovať v celej oblasti. Charakter bridlíc sa nemení.

Pieskovce s vápnitým alebo *vápnito-ílovitým* tmelom sú veľmi rozšírené, väčšinou o mocnostiach 0,10—0,80 m. Lavice pieskovca výnimočne dosahujú mocnosť aj 1—3 m. V čerstvom stave sú obyčajne modrošedé, svetlošedé, vo zvetranom stave, v dôsledku rozkladu pyritu, sú hnedošedé, hnedožlté. Niekedy sú značne hrubozrnné. Rozšírené sú aj jemnozrnné pieskovce, vyskytujú sa v masívnych polohách. Pri povrchu sa doskovite rozpadajú. Sú farby modrošedej, svetlošedej, značne tvrdé, zložené prevažne z kremeňa a z nerovnako veľkých šupín muskovitu. *Muskovit* je dobre patrný na vrstevných plochách navetraných pieskovcov.

Pieskovcové lavice a bridlice bývajú na puklinách často prestúpené žilkami bieleho kryštalického *vápenca*. Treba pripomenúť, že sa uprostred piesčito-bridličnatého súvrstvia veľmi často vyskytujú bezvýznamné, drobné *uhoľné vrstvičky* a šmuhy hnedého, lesklého uhlia a najmä v piesčitých bridliciach je množstvo zuhoľnatených rastlinných zvyškov.

Mangánový sloj. Ako pri švábovsko-kišoveckom ložisku, tak aj v oblasti Hozelca bolo možné sledovať predovšetkým dva sloje mangánu (okrem početných preplástkov a stôp mangánu nepravidelne sa vyskytujúcich): *vrchný nedobývateľný sloj* s malým obsahom kovu a *hlavný sloj mangánu, dobývateľný*, ktorý leží 40—80 m pod vrchným slojom. Výskyty hlavného sloja mangánovej rudy sa nachádzali dosť pravidelne v mohutných polohách flyšových bridlíc, kým vrchný sloj mangánu sa vyskytoval v pieskovcovom oddiele alebo na jeho rozhraní s bridličnatým oddielom. Táto pravidelnosť v uložení mangánového sloja sa v oblasti Hozelca dosť často menila, čo

poukazuje na to, že sedimentačné pomery sa z miesta na miesto značne menili. V mnohých prípadoch sa zistilo, že pieskovce sú vyvinuté vo väčšom počte nielen vo vrchných partiách, ale aj v blízkosti hlavného mangánového sloja a aj v jeho podloží. Faciálne zmeny sa prejavili aj v samom sloji tým, že hlavný sloj často menil svoju mocnosť až na niekoľko málo cm, okrem toho na niektorých miestach často obsahuje bridličnaté preplástky. V niektorých prípadoch mangánový sloj vykliňuje natoľko, že vrt zachytil len nepatrné stopy mangánu.

Pri vŕtaní sa zistilo, že na niektorých miestach, asi 40—50 m pod hlavným mangánovým slojom, je vyvinutý ešte jeden sloj o slabej mocnosti (0,20 m). Vyskytol sa len lokálne, z čoho vidieť nepravidelné zrudnenie. Povahou je podobný hlavnému mangánovému sloju. *Tretí sloj* je však známy len na nepatrnú vzdialenosť, takže o zmenách, ktoré sa v ňom javia v smere a úklone, sa dosiaľ nedá nič povedať. Pravdepodobne platia pri ňom tie isté poznatky ako pri hlavnom sloji.

Hĺbka paleogénu bola dosť dlho neznáma. Po odvŕtaní niekoľkých vrtov do hlbokého podložia sa zistilo, že vo východnej časti (Prímovce) a čiastočne v severovýchodnej (spodná časť kišoveckej doliny) paleogén dosahuje mocnosť 70—100 m, kým juhozápadne od Hozelca, t. j. o 1 km južne od Popradu, podložie paleogénu (verfénske bridlice) bolo zastihnuté v hĺbke 343,45 m.

Pre porovnanie uvádzam schematické profily dvoch vrtov, jedného od Prímoviec, druhého od Popradu.

Profil vrtu v Prímovciach, východne od ložiska Švábovce:

Kvartér:	0,00— 5,00 m	hlina, sutina,	holocén . . .	5,00 m
Paleogén:	5,00—27,00 m	šedá bridlica s lavicami pieskovca a polohami piesčitej bridlice	eocén	22,00 m
	27,00—69,50 m	tmavošedá bridlica	eocén	42,50 m
	69,50—69,70 m	zlepence	eocén	0,20 m
Mezozoikum:	od 69,70 m	vápence	trias	

Celkový profil vrtu v Poprade:

Kvartér:	0,00— 7,85 m	hlina, sutina	holocén . . .	7,85 m
Paleogén:	7,85—150,00 m	šedé, tmavošedé bridlice a pieskovce mnohonásobne sa striedajúce, bridlice s polohami Mn rudy	eocén	142,15 m
	150,00—315,65 m	tmavošedé bridlice so zriedkavo sa vyskytujúcimi polohami pieskovca. Bridlice so stopami a preplástkami Mn	eocén	165,65 m
	315,00—343,45 m	zlepence striedajúce sa s polohami zelenošedých pieskovcov	eocén	27,80 m
Mezozoikum:	od 343,45 m	fialové bridlice, zelené a zelenošedé pieskovce	trias (verfén)	

Tektonické pomery oblasti nie sú také jednoduché, ako by sa zdalo podľa jednotvárneho okolia Hozelca. Sú dosť komplikované a budú vysvetlené v ďalšej zpráve.

17. VIII. 1954

Východoslovenský rudný prieskum,
Spišská Nová Ves

ЗОРА ПРИЕХОДСКА

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ, ПРОИЗВЕДЕННЫХ В ОБЛАСТИ ГОЗЕЛЕЦ

В исследованной области представлены флиш, покровные отложения и мезозой.

Слои мезозоя, подстилающие палеогена, были констатированы в нескольких буровых скважинах. В скважине, находящейся к ЮВ от сел. Кишовце, на глубине 69,70 м оказался триасовый известняк с *Teutloporella herculea* (фиг. 1).

Палеоген. Основываясь на предварительном микропалеонтологическом исследовании, произведенном в 1953 году, В. Канторова относит всю флишевую толщу области Гозелец к верхам эоцена. Общий стратиграфический разрез флишевых отложений представляется в следующем виде: в основании палеогена находится самый древний член флишевой свиты — конгломераты, переходящие кверху в грубозернистые песчаники; над этими базальными слоями лежит песчанисто-сланцевая толща флиша с горизонтами, содержащими марганец; из-за недостатка окаменелостей более детальное расчленение произвести не удалось.

Всего более распространены мергелистые сланцы, которые часто переходят в слюдистые или слюдисто-песчанистые. Очень много песчаников с известковым или известково-глинистым цементом.

Осадки, содержащие марганец. Кроме двух слоев с рудами марганца, в сланцах встречаются в большом количестве неправильно распределенные прослойки марганцевых масс и следов марганца. Местами, приблизительно 40—50 см под главным горизонтом, содержащим руды марганца, развит еще один маломощный горизонт.

Осадки, содержащие марганец. Кроме двух слоев с рудами марганца, в сланцах

В восточной части области (в окрестностях сел. Примовце) палеоген найден на глубине 70—100 м, в западной части основание палеогена встречено на глубине 343 м.

Для сопоставления приведены два схематических профиля буровых скважин.

17. VIII. 1954 г.

Восточно-Словацкая разведка руд,
Спишска Нова Весь.

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

ZORA PRIECHODSKÁ

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE DES WEITEREN GEBIETES VON HOZELEC

Stratigraphisch ist in diesem Gebiete ein Komplex von Flyschsedimenten, Oberflächengebilde und Mesozoikum vertreten.

Das mesozoische Liegende des Paläogens wurde in einigen Bohrungen angebohrt. In der Bohrung südöstlich von der Gemeinde Kišovce wurde in einer Tiefe von 69,70 m triassischer Kalkstein mit Teutloporella herculea (Bild 1.) angebohrt.

Paläogen. Auf Grund einer orientierenden mikropaläontologischen Untersuchung im Jahre 1953 reiht Kantorová die ganze Flyschschitenfolge im Gebiete von Hozelec in das *oberste Eozän ein.* Die gesamte stratigraphische Folge der Flyschsedimente ist:

Auf der Basis des Paläogens tritt das älteste Flyschglied — *Konglomerate* auf. In oberen Teilen übergehen sie in *grobkörnige Sandsteine.* Im Hangenden der basalen Schichtenfolge sind *sandig-schieferige Flyschsedimente* mit dem Manganflöz, die man wegen Mangel an Fossilien nicht zergliedern konnte, entwickelt.

Am verbreitetesten sind *mergelige Schiefer,* welche oft in glimmerhältige Schiefer, oder in glimmerhältige sandige Schiefer übergehen. *Sandsteine* mit kalkigem, oder kalkmergeligem Bindemittel sind sehr verbreitet.

Mangansedimente. Ausser den bekannten zwei Manganflözen gibt es noch sehr zahlreiche dünne Einlagerungen und Manganspuren, die unregelmässig in den Schiefern vorkommen. Stellenweise ist etwa 40—50 m unter dem Hauptmanganflöz noch ein Flöz von geringer Mächtigkeit entwickelt.

Im östlichen Teile (Prímovce) erreicht das Paläogen eine Mächtigkeit von 70—100 m, wogegen im westlichen Teile das Liegende des Paläogens in einer Tiefe von 343 m angetroffen wurde.

Zum Vergleich sind zwei schematische Bohrprofile angegeben.

17. VIII. 1954

Ostslowakische Erzforschung,
Spišská Nová Ves

JÁN SLÁVIK

POZNÁMKY K ZÁKLADNÝM VULKANOLOGICKO-TEKTONICKÝM PROBLÉMOM STREDNEJ ČASTI VULKANICKÉHO POHORIA VIHORLAT NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

(Ruské a nemecké resumé)

Pre osvetlenie niektorých problémov, ktoré sa vynorili v súvislosti s detailným výskumom Podvihorlatskej uhoľnej panvy, bolo treba vyriešiť pozíciu vulkanitov Vihorlatu vzhľadom na produktívne neogénne súvrstvie na juhu pohoria. Preto sa vykonalo povrchové geologické mapovanie Vihorlatu. Mapovanie bolo ukončené v jeseni roku 1955. Východná časť pohoria bola mapovaná Hanom a Senešom, západná Žurekom, stredná časť bola mapovaná sčasti i pracovníkmi Katedry mineralógie a petrografie VŠT v Košiciach. Väčšina však bola zmapovaná pracovníkmi UP Turčianske Teplice.

Prehľad starších prác

Prvý z geológov, u ktorého nachádzame zmienku o vulkanickom pohorí Vihorlat, bol Beudant (1822). V svojej práci o geologicko-mineralogických problémoch Uhorska sa zmieňuje i o tejto časti vnútrokarpatského vulkanického oblúka. Jeho názory sú však dosť primitívne a pochopiteľne v mnohých ohľadoch sú už prekonané.

Richthofen (1859—1860) skúma vnútrokarpatský oblúk ako celok a vytvára preň známu sukcesiu vulkanitov: propylit — andezit — trachyt — ryolit — bazalt. Efúzie dacitu podľa Richthofena sú ekvivalentom soľonosného súvrstvia druhého mediteránu. Efúzie andezitov kladie do sarmatu. No táto sukcesia, hoci sa udržala pre vnútrokarpatský oblúk skoro 100 rokov, bola v poslednej dobe pre oblasť Vihorlatu podrobená ostrej kritike zo strany sovietskych geológov.

Kreutz (1871) v svojej práci o vihorlatsko-guttinskom pásme klasifikuje vulkanity ako trachyty.

Stache (1871), ktorý pracoval najmä v oblasti Užhorodu, paralelizuje produkty vihorlatského vulkanizmu s vulkanitmi pri Santoríne. Táto paralelizácia je však v zmysle nových petrografických názorov dosť nevhodná.

Täuber (1913) správne poukazuje na to, že efúzie nikde nezávisia na správaní mora. Rukolapne to podtrhuje faktom, že ak by blízkosť mora podmieňovala vulkanizmus, bola by musela existovať silná vulkanická činnosť už v paleogéne. Veľmi správne hovorí, že vulkanizmus je podmienený tektonickými pohybmi panónskej panvy v neogéne. Podľa neho tektonické pohyby prebiehali od západu k východu, v dôsledku čoho hlavná časť pohorí východnej časti vnútrokarpatského oblúka bola vytvorená až v pliocéne a najintenzívnejšie výlevy sa koncentrovali na okrajoch poklesových polí.

De Quervain (1927) v svojej publikácii venuje stať i petrochémii Vihorlatu. Vulkanity zadeľuje do tonalit-pelejského magmatického typu alkalicko-vápenatého radu.

Hano a Seneš (1953) vykonali základný geologický rozbor vihorlatského masívu a priľahlých sedimentárnych oblastí.

Lešku (1953) pracoval na severnom okraji pohoria. Urobil najpresnejšie analýzu sedimentárnych súvrství od kriedy až po spodný miocén.

Žurek (1954) urobil pokus o vekové a petrografické odlíšenie andezitických fáz vulkanizmu a podáva krátku geologickú charakteristiku terciérneho sedimentárneho i vulkanického súvrstvia v juhozápadnej časti Vihorlatu.

Priľahlé územie Zakarpatskej Ukrajiny spracoval kolektív geológov z Moskovského geologicko-prieskumného ústavu S. Ordžonikidzeho. Výsledky tejto práce publikovala A. S. Trussova (1954). V jej publikácii sú zhrnuté pozorovania o stratigrafii územia a sukcesii vulkanitov, ako aj petrografický a petrochemický rozbor jednotlivých druhov hornín.

Geografia a morfológia terénu

Vihorlat je článkom neogénneho vnútrokarpatského vulkanického oblúka tiahnúceho sa od Budapešti až do Sedmohradska. Je najzápadnejším členom východnej časti oblúka, tvorenej pohoriami Vihorlat, Popričný, Guttin, Caliman a Hargita. Vihorlat začína pri Michalovciach, kde sa vynára spod náplavov Laborca, a končí v údolí potoka Podhoroďská voda. Tento vodný tok ho oddeľuje od susedného vulkanického pohoria Popričný. Vihorlat má na západe, severe a juhu prirodzené morfologické hranice. Hranica na východe je iba konvencionálna, keďže Popričný je geneticky totožný s Vihorlatom a je jeho priamym pokračovaním. Severná hranica Vihorlatu prebieha po morfologickom stupni južne od čiary Humenné—Stakčín—Ladomirov. Južná hranica je veľmi zreteľná, pretože vulkanický masív na juhu ostro prechádza do Potiskej nížiny. Západná hranica medzi vulkanitmi a mezozoickými hrebeňmi, ktoré sú pokračovaním Vihorlatu, je morfologicky nevýrazná. Plocha pokrytá vulkanitmi Vihorlatu je asi 300

km^2. Celkový objem efúzneho komplexu je podľa veľmi hrubého odhadu asi 100 km^3. Najvyššie výšky dosahuje Vihorlat kótami Vihorlat (1074), Motrogon (1018), Sninský Kameň (1007).

Morfologický vývoj Vihorlatu je funkciou troch základných činiteľov:

1. neogénnej tektonickej stavby územia,
2. vulkanologických pomerov,
3. mechanických vlastností vulkanitov.

Prvé dva body sú skutočnosťami, od ktorých závisel už prvotný morfologický charakter vulkanického územia, a preto o nich pojednáme v tektonicko-vulkanickej kapitole. Mechanické vlastnosti vulkanitov sú hlavným faktorom, od ktorého záviselo vymodelovanie pôvodného reliéfu terénu na dnešný morfologický stav. Základným poznatkom, ktorý má vplyv na vyslovenie názoru o morfologickom vývoji, je poznatok o heterogénnej stavbe vulkanického masívu vo vertikálnom smere z hľadiska mechanických vlastností vulkanitov. Táto heterogenita je výsledkom stratovulkanickej stavby pohoria. Pyroklastikum sa voči atmosferíliám správa iným spôsobom ako lávové prúdy. Takáto texturálna heterogenita nevyhnutne vedie k namáhaniu lávových prúdov na ťah, keďže trenie v dôsledku značného úklonu lávového prúdu nestačí kompenzovať ťahové namáhanie od vlastnej váhy lávového prúdu. Lokálne môže to napomáhať i navlhčenie bázy lávového prúdu. V dôsledku toho lávové prúdy sa trhajú a kĺžu do nižších polôh. Príkladom mohutného sklzu je územie na sever od kóty Trisľak a na západ od Veľkého Okna. Spod vrcholu Trisľaku sa utrhol lávový prúd o dĺžke asi 1 km a výške 10 i viac metrov, skĺzol niekoľko 100 m nižšie a zastavil sa až na miocénnych sedimentoch. Opísané deštrukčné faktory spôsobujú, že terén i napriek svojmu nedávnemu vzniku javí už znaky pokročilej mladosti. Silná morfologická deštrukcia terénu veľmi sťažuje riešenie mnohých vulkanologických problémov, ako napr. otázku vulkanických centier, vulkanických kotlín, sukcesionálnych problémov efuzív, počtu fáz efúzie atď. Situácia je natoľko sťažená, že niektoré problémy bude možné doriešiť iba paralelizáciou s geneticky analogickými terénmi.

Hydrologické pomery

Vihorlat je dôležitým rozvodím. Južná časť patrí povodiu Uhu, severná časť Ciroche a západná časť Laborcu. Centrálna časť Vihorlatu (Valaškovská kotlina) je odvodňovaná potokom Rubaňa a Veľká Kamenica. Zvláštnosťou potoka Rubaňa je, že v oblasti Valaškoviec má vytvorenú náplavovú plošinu. Na východ od Valaškovskej kotliny je kotlina Veľkého Okna. Veľké Okno je zosunové jazero (I v a n, 1951) o rozlohe asi 15 ha. Je odvodňované potokom Okna. Smerom na západ od Veľkého Okna leží

Malé Okno o rozmeroch asi 30×40 m. Z minerálnych prameňov bol v centrálnej časti Vihorlatu nájdený iba jeden na južnom okraji Malého Okna. Má chuťove zistiteľný obsah H_2S.

Tektonicko-vulkanické problémy strednej časti Vihorlatu

Predneogénna tektonika na vznik a priebeh vulkanicity v tejto oblasti nemala priamy vplyv. Vznik vulkanizmu bol priamo podmienený neogénnymi krustálnymi pohybmi vo vnútrokarpatskej panve. Je známa skutočnosť, že tektonická inverzia karpatskej sústavy nastala v miocéne. V tomto čase sa vytratili jednosmerné sily, ktoré vyvrásnili karpatskú sústavu. Po inverzii územie na juh od karpatského hrebeňa bolo postihnuté silnou germanotypnou tektonikou. Otázka, či tieto tektonické línie, ktoré lemujú južný okraj karpatskej sústavy, vznikli vertikálnou dilatáciou alebo ťahovým namáhaním, je zatiaľ sporná. Za obidve interpretácie hovoria niektoré skutočnosti. No je ďaleko väčšia pravdepodobnosť, že ide o tektonickú sieť, vzniknutú v dôsledku ťahových namáhaní, keďže v mnohých svetových oblastiach bola zistená priama závislosť vulkanizmu od poklesovej tektoniky spôsobenej ťahom. Tým viac, že Willisova koncepcia vzniku poklesovej tektoniky vertikálnou dilatáciou vyvoláva aj značné teoretické pochybnosti. V zmysle ťahovej teórie poklesovej tektoniky môžeme vznik vulkanicity v oblasti Vihorlatu interpretovať takto: V miocéne vzniklo južne od hlavného hrebeňa karpatskej sústavy ťahom namáhané pásmo. V dôsledku týchto ťahových síl vznikla tektonická sieť kolmá na smer týchto síl. Generálny smer severných okrajových zlomov tejto tektonickej oblasti je SZ—JV. Okrajové zlomy dosiahli úroveň magmatických rezervoárov a cez ne vystúpila magma, ktorá spôsobila intenzívnu vulkanicitu v tejto oblasti.

Vulkanizmus Vihorlatu

Vulkanizmus vo Vihorlate začal za vyvrcholenia aktivity štýrskej fázy medzi helvétom a tortónom. Materiál tejto prvej vulkanickej epizódy na našom území zatiaľ nebol pozorovaný. Bol zistený na území Zakarpatskej Ukrajiny. Tvoria ho acidné tufy. V západnom Vihorlate v tomto čase začína transgresia tortónskeho mora na sever. Nad tortónskym súvrstvím leží efúzny komplex ryolitov a ich pyroklastika. Je to prvá dokázaná fáza vulkanickej činnosti na našom území. Tu je treba spomenúť aj výskyt dacitového tufu pri Beňatíne. Jeho vulkanická pozícia zatiaľ nie je jasná. Myslím však, že môžeme prijať názor T r u s s o v e j (1954), ktorá uvádza, že dacit v sovietskej časti Vihorlatu leží na báze vulkanického súvrstvia, ešte pred extrúziou ryolitu. Pravdepodobne stredný sarmat prináša efúzie autometa-

morfovaného andezitu. Je to hornina svetlej farby, ktorá sa od mladšieho andezitu líši štrukturálne a do určitej miery i obsahove. Najmohutnejšie výlevy, podľa dnešného stavu názorov, sa kladú do panónu (S e n e š, 1955). Sú to výlevy pyroxenického andezitu, striedajúce sa s vyvrhovaním pyroklastika. Tieto horniny tvoria dnes asi 90 % objemu vulkanitov Vihorlatu. Po ukončení vulkanickej činnosti postihla územie slabšia poklesová tektonika, ktorá priviedla do niektorých častí pohoria hydrotermálne roztoky. Tie spôsobili rad hydrotermálnych zmien od chloritizácie tmavých súčiastok až po vznik sekundárnych kvarcitov. Smer tektonických línií, ktoré spôsobili túto premenu, je približne V—Z. Ich prítomnosť môžeme pokladať za dokázanú existenciou tektonických brekcií v premenenom pásme vo vrchnej časti pramennej misy Porubského potoka blízko hlavného hrebeňa, ako aj v oblasti silného propylitizovaného pásma západne od Veľkého Okna. Predpoklad, že hydrotermy sú postvulkanické, vyslovujem na základe toho, že ich činnosťou boli postihnuté andezity rôznych typov. Okrem toho po trhlinkách hornín južného hrebeňa nachádzame mikroskopické povlaky pyritu.

Vulkanicko-morfologický vývoj centrálnej časti Vihorlatu

Centrálna časť Vihorlatu je tvorená iba pyroxenickými andezitmi a ich pyroklastikom. Pyroxenické andezity reprezentujú v strednej časti Vihorlatu najmohutnejšiu vulkanickú fázu stratovulkanického charakteru. Výbuchy vulkánov boli doprevádzané neustálymi pohybmi kôry južne od vulkanického hrebeňa s celkovou klesavou tendenciou. Synvulkanické klesanie územia južne od centrálnej časti Vihorlatu môžeme považovať za dokázané na základe charakteru uhľonosného súvrstvia. Uhľonosné súvrstvie je charakterizované zložitou tektonikou germanotypného charakteru. Mocnosť uhľonosného súvrstvia je veľmi variabilná. V oblasti Hnojné dosahuje až niekoľko 100 metrov, s väčším počtom uhoľných slojí. Keďže uhoľné sloje sú autochtónne a obsahujú vložky sopečných popolovín, je tvrdenie o kompenzácii poklesu hladiny magmatického kozuba poklesávaním územia južne od vulkanického masívu veľmi opodstatnené.

Centrálna časť Vihorlatu je charakterizovaná dvoma hrebeňmi: severným a južným. Severný leží medzi Sninskými Hámrami a Kamienkou, južný medzi Remetskými Hámrami a Michalovcami. Severný hrebeň je krátky a užší než južný. Geologickým mapovaním sa zistilo, že táto asymetria má primárny charakter. Medzi severným a južným hrebeňom je kotlina značných rozmerov. Jej šírka je viac ako 2 km, dĺžka viac ako 3 km. Vznik tejto kotliny sa dá interpretovať dvojakým spôsobom:

a) ako vulkanická kotlina (sektorná vulkanická prepadlina alebo kaldera),
b) ako primárne údolie.

Aby sme terén mohli pokladať za sektornú vulkanickú prepadlinu, musel by byť charakterizovaný:

1. kvalitatívnou symetriou vulkánov, založených na tektonických líniách, omedzujúcich kotlinu,

2. možnosťou vysledovania tektonických línií, pozdĺž ktorých nastal pokles,

3. vnútorné steny poklesu by mali byť nepomerne strmšie ako vonkajšie steny.

To analogicky platí i pre kalderový vznik kotliny.

Valaškovská kotlina však tieto požiadavky nesplňuje, a preto domienku o jej vulkanickom pôvode musíme prijímať so značnou skepsou. Oveľa pravdepodobnejší je predpoklad, že kotlina je primárna. Vrstva pyroklastika po celej ploche kotliny sa dá vysvetliť tým, že pyroklastikum tu bolo nanášané z južných vulkánov aj potom, keď vulkány severného hrebeňa skončili činnosť.

Celkový priebeh panónskej vulkanicity môžeme charakterizovať takto:

1. Vulkanizmus prebiehal za neustálych pohybov kôry v južnej časti územia.

2. Charakter erupcií je stratovulkanický.

3. Vulkanická činnosť skončila na severnom hrebeni skôr ako na južnom. Tento predpoklad je možné podoprieť nasledujúcimi skutočnosťami:

a) Drobné tektonické pohyby, ktoré porušovali stabilitu južného hrebeňa ešte aj po ukončení vulkanicity (ich dôkazom sú epitermálne premeny, ako aj jemné povlaky pyritu v andezitoch južného hrebeňa) severný hrebeň nezastihli (dôkazom je zas neprítomnosť týchto zjavov). Keďže dnes je všeobecne akceptovaný názor, že vulkanicita a tektonika sú nerozlučne späté, môžeme vysloviť názor, že oblasť severného hrebeňa bola tektonicky konsolidovaná skôr než oblasť južná. To by hovorilo i za skoršiu konsolidáciu vulkanickú.

b) V zmysle E s c h e r o v e j (1952) teórie o genetickej dôležitosti okrajových zlomov (v zlomových územiach) pre vulkanickú činnosť by mal byť severný hrebeň vyvinutý mohutnejšie než južný. Keďže vývoj je práve opačný, dá sa predpokladať, že vulkanicita severného hrebeňa bola viazaná na doprevádzajúci vedľajší zlom, ktorý však bol skoro utesnený magmatickými kanálmi.

c) Severný hrebeň prakticky neobsahuje význačnejšie polohy tmavého andezitu, ktorý doprevádza mladšie vulkanické epizódy. (Výnimku tvorí oblasť Čopu.)

d) Morfologicky je severný hrebeň deštruovaný oveľa dôkladnejšie ako južný. Kým na južnom hrebeni miestami aj dnes môžeme pozorovať morfológiu typicky vulkanickú (vulkanický reliéf), na severnom hrebeni takýto

reliéf nepozorujeme (s výnimkou Čopu). Táto vlastnosť severného hrebeňa hovorí o dlhšom pôsobení deštrukčných vplyvov na severnom hrebeni.

4. Ešte počas trvania vulkanizmu centrálnej časti pohoria vznikla porucha (alebo systém malých porúch), na ktorej sa vytvorili kóty Motrogon a Veža a pravdepodobne i umele odkrytý lávový prúd v západnej časti Valaškovskej kotliny. Pravdepodobne smer týchto tektonických línií je V—Z. O tom, že ide o najmladšiu fázu efúzie, hovorí pozícia týchto kót, ako aj ich petrografický charakter. Pravdepodobne súčasne s touto poruchou vznikli i poruchy južne od hlavného hrebeňa.

5. Záver vulkanickej činnosti je charakterizovaný slabou poklesovou tektonikou, ktorá priviedla epitermálne roztoky. Roztoky spôsobili propylitizáciu s nepatrným prínosom pyritu a miestami so značným obsahom SiO_2.

6. Vulkanické centrá okrem Motrogonu a Veže môžeme lokalizovať: a) južne od Kijoviska, b) južne od Vihorlatu; (v oboch týchto prípadoch táto lokalizácia vyplýva z usporiadania vulkanitov v okolí, z prítomnosti hydrotermálne pozmenených viac-menej izometrických plôch a z charakteru morfologického vývoja); c) v oblasti Čopu. Príčiny lokalizácie tohto vulkanického centra boli uvedené pri charakteristike bodu 3. V dôsledku deštrukcie terénu viac vulkanických centier nie je možné lokalizovať.

7. Mnohé lávové prúdy sa vyliali nie z hlavného krátera, ale z vedľajších lávových výpustov na svahoch hlavného krátera.

Základné petrografické poznatky o vulkanitoch centrálneho Vihorlatu

Centrálna časť Vihorlatu je tvorená iba pyroxenickými andezitmi mladšej fázy a ich pyroklastikom. Všetky andezity sa vyznačujú porfyrickými štruktúrami s veľmi nízkym stupňom kryštalinity základnej hmoty. Základná hmota obsahuje väčšie alebo menšie množstvo skla.

Najvýznačnejšie štruktúry základnej hmoty vulkanitov sú: *1. hyalopilitická, 2. kryptokryštalická, 3. pilotaxická, 4. vitrofyrická.*

Pri mapovaní sme sa pokúsili odlíšiť jednotlivé fázy efúzie na základe makroskopického vzhľadu andezitov. Rozlišovali sme šedý andezit, čierny andezit a vrcholový andezit. Počas mikroskopického orientačného štúdia sme prišli k záveru, že je prakticky skoro nemožné položiť hranicu medzi čierny a šedý andezit, keďže existuje medzi nimi úplná škála prechodných typov. Je síce pravda, že typickí predstavitelia šedého andezitu sa od typických predstaviteľov čierneho andezitu do určitej miery i mikroskopicky líšia svojím väčším obsahom rombického pyroxénu a väčším množstvom líšt plagioklasu v základnej hmote. Makroskopicky a mikroskopicky sa od predchádzajúcich typov odlišuje tzv. vrcholový andezit, ktorý tvorí naj-

vyššie položené končiare v centrálnej časti Vihorlatu. Je to andezit, ktorý obsahuje väčšie množstvo vyrastlíc plagioklasu o väčších rozmeroch, než je u predchádzajúcich typov.

Šedý a čierny andezit

Makroskopicky ide o drobnoporfyrickú horninu šedej, namodralej až čiernej farby. Lom má rovný, doštičkovitý, lastúrnatý, výnimočne až nerovný. Makroskopicky sú viditeľné malé, lesklé vyrastlice živcov (u šedého mliečne zakalené) a tmavé krátke stĺpčeky tmavých súčiastok. Rozmery týchto porfyrických vyrastlíc sú okolo 1 mm.

Mikroskopicky: porfyrické vyrastlice — plagioklas, pyroxén; základná hmota — druhá generácia tých istých minerálov; akcesórie — magnetit, apatit (rutil?).

Plagioklasy sú idiomorfné, lištovité až tabuľkovité, rôznym spôsobom prerastané, lamelované a zonárne porfyrické vyrastlice. Uhol zhášania v symetrickej zóne sa pohybuje okolo 30—35°, čo hovorí o zložení Ab_{46}—Ab_{40}.

Tmavé súčiastky sú reprezentované ako monoklinickým, tak aj rombickým pyroxénom. Pyroxenická štiepateľnosť je na niektorých vhodných prierezoch príkladná. Monoklinický pyroxén má augitický charakter, rombický je hyperstén. Habitus pyroxénov je hypidiomorfný, bez polárnych plôch a s dokonalými plochami prizmatickými. Hyperstén vykazuje dobrý pleochroizmus (α svetlozelená, γ svetlohnedá).

Základná hmota je vyvinutá v podobe mikrolitov pyroxénu a líšt plagioklasu v sklovitej mezostáze. Smerom od šedého andezitu k čiernemu ubúda medzi tmavými súčiastkami hyperstén, pribúda augit. Akcesorický magnetit je vyvinutý v dvoch generáciách. Prvá generácia je silne magmaticky korodovaná. Pri veľkom zväčšení vidieť v základnej hmote jemné prizmičky apatitu. Horninu môžeme nazvať „labradór-hyperstén-augit-andezit".

Vrcholový andezit

Makroskopická charakteristika: Je to hornina šedej farby s veľkým množstvom živcových fenokrystov, ktoré majú vzhľadom na predchádzajúce typy značné rozmery. Pri pozornejšom pohľade zbadáme i menšie vyrastlice stĺpčekovitých tmavých minerálov.

Mikroskopická charakteristika: Štruktúra horniny je porfyrická s pilotaxickou štruktúrou základnej hmoty: porfyrické vyrastlice — plagioklasy, pyroxény; základná hmota — druhá generácia tých istých minerálov; akcesórie — magnetit (kremeň?); sekundárne minerály — limonit, kaolinický minerál.

Plagioklasy sú charakteristické veľkými rozmermi. Sú albiticky lamelované i karlovarsky zdvojčatnené. Uhol zhášania v symetrickej zóne hovorí, že sú to labradóry o zložení Ab_{40}. Kaolinizácia je miestami veľmi markantná.

Tmavé minerály sú reprezentované najmä hypersténom. Augit sa vyskytuje zriedkavejšie. Hyperstén vykazuje dobrý pleochroizmus (svetlo-zelenomodrá — svetlo-žltohnedá). Niektoré tmavé súčiastky boli postihnuté kataklázou. Augity vytvárajú charakteristické zrasty a sú bez pleochroizmu. Hyperstény i augity sú hypidiomorfne omedzené s diagnostickou štiepateľnosťou na niektorých plochách. Akcesorický magnetit je nápadný tým, že vytvára zrná relatívne značných rozmerov a okrem toho tvorí i značné percento základnej hmoty.

Základná hmota je charakteristická značným množstvom drobných plagioklasových lišt, v niektorých výbrusoch fluidálne usporiadaných okolo plagioklasových fenokrystov. Okrem toho podstatnú časť základnej hmoty tvoria mikrolity pyroxénov. Na jednom mieste bola pozorovaná neveľká korodovaná častica s vlastnosťami kremeňa. Podľa obsahu porfyrických vyrastlíc môžeme horninu nazvať „labradór-hyperstén-(augit)-andezit".

Červený andezit

Pri mapovaní sme sa často stretávali s andezitom červenej farby. O tom, že nejde o zvláštnu fázu andezitovej efúzie, sme sa presvedčili tým, že sme andezit našli vo všetkých typoch. Mapovaním sa zistilo, že červený andezit vždy doprevádza erupcie pyroklastika buď v podobe valúnov priamo v pyroklastiku, alebo v lávovom prúde pod pyroklastikom alebo nad ním.

Červená farba andezitu je spôsobená oxydmi železa, ktoré vznikli nahriatím materiálu nad teplotu 750° (K o z u a Y o s h i k i, 1929). Za pripomienku stojí, že v tomto andezite sme našli i leukoxén, ktorý sme v iných druhoch nespozorovali.

Hydrotermálne premenený andezit

Hydrotermálna činnosť ako záverečná fáza vulkanicity vyvolala v niektorých častiach centrálneho Vihorlatu celý rad hydrotermálnych premien. Najmarkantnejšie sú tieto premeny vyvinuté v oblasti západne od Veľkého Okna. Profilove braný vzorkový materiál vykazuje nasledujúce vlastnosti:

Pri hrebení na západnom okraji kotliny Veľkého Okna nachádzame tmavý andezit. No mikroskopicky sú jeho tmavé súčiastky skoro úplne chloritizované. Chlorit má dobrý pleochroizmus. Živce sú skoro neporušené.

Akcesoricky nachádzame okrem magnetitu aj pyrit. Zdá sa, že i základná hmota podľahla chloritizácii. Nižšie nachádzame typicky zelený propylit. Tmavé súčiastky sú premenené na chlorit, živce stratili lesk a sú prestúpené kaolinickými minerálmi. Novo vzniknuté minerály sú kalcit, epidot, chlorit a pyrit. Ešte nižšie nachádzame úplne silicifikované horniny, ktoré majú charakter sekundárnych kvarcitov. V nich nachádzame zhluky radiálne usporiadaných stĺpčekovitých minerálov modrej farby s veľmi výrazným pleochroizmom. Ide o turmalín. Analogické zjavy hydrotermálnej premeny inde vo Vihorlate nenachádzame.

Petrografia pyroklastika

Makroskopická charakteristika: Jednotlivé druhy tufového materiálu sa líšia od seba farbou aj štruktúrou. Farby bývajú žltkasté, červené, hnedé a škvrnité s červenými, zelenými, šedými, modrými a inými škvrnami. Skoro všetky druhy pyroklastika sú pórovité. Kliváž je nezreteľná, lom nerovný, tvrdosť podstatne menšia než u andezitu. Vytvárajú miestami dosť mocné polohy, ktoré sú indikované buď červeným andezitom, alebo andezitovými balvanmi.

Mikroskopická charakteristika: Pyroklastikum obsahuje značné množstvo úlomkovitých tmavých súčiastok. Uhol zhášania poukazuje na augit. Vyrastlice živcov sú podradnejšie. Charakteristická je veľká korózia, resp. limonitizácia magnetitových zŕn. Limonitizácia je miestami úplná. V dôsledku toho väčšina tufobrekcií je zafarbená do tehlovočervena. Iný charakter má pyroklastikum zpod Snínskeho kameňa. Obsahuje úlomky o veľkosti 1 cm zo sopečného skla, staršieho andezitu s pilotaxickou štruktúrou a úlomky premeneného tufu. Po trhlinkách vidieť jemne limonitický povlak. Táto poloha pyroklastika býva miestami termálne postihnutá. V tomto prípade sú úlomky tmelené opálovou hmotou.

7. XII. 1955

Uhoľný prieskum,
Turčianske Teplice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Beudant, 1882: Voyage mineralogique et geologique en Hongrie pendant l'anné 1818, Paris.

Escher, 1952: Relation between the mechanism of the formation of fault troughs and volcanic activity. Bull. of. Geol. Soc. Am. 63, New York 1952.

Hano, Seneš, 1953: Predbežná zpráva o geologickom mapovaní pohoria Popričný a sev. časti pohoria Vihorlatu. Geol. sborník III, 3—4, Bratislava.

Leško B., 1953: Magurský flyš v oblasti Sniny. Geol. sborník III, 3—4, Bratislava.
Ivan Ľ., 1951: Poznámky k vihorlatským jazerám. Geol. sborník II, Bratislava.
Kreutz, 1871: Das Vihorlat-Guttin Trachyt-Gebirge. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 21, 1, Wien.
Kozu S.—Yoshiki B., 1929: Thermo-optic studies of amonite-basaltic hornblende-quartz-andesite in association with biotite-comman hornblende-quartz-andesite, which together form the volcano Sabe in Japan. Reprinted from the Science Reports of the Tôhoku Imperial University, Series III, Vol. III, No 3, Sendai Japan.
De Quervain F., 1927: Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung. S. M. P. M., Zürich.
Richthofen F., 1859: Bericht über die Übersichtaufnahme im nordöstlichen Ungarn. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
Richthofen F., 1860: Studien aus den ungarisch Siebenbürgischen Trachytgebirge. Jhrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
Seneš J., 1955: Nové názory na vek a vývoj Podvihorlatskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zprávy 5, Bratislava.
Täuber, 1913: Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder grossen Seen. Neu. Jahrb. für Miner. Geol. und Paläontologie XXXVI, Beileg. Band, Stuttgart.
Tussova I. F., 1954: Osnovnyje čerty strojenija neogenových vulkaničeskich obrazovanij Zakarpat'ja. Trudy inst. S. Ordžonikidze XXVI, Moskva.
Žurek V., 1954: Předběžná zpráva o geologickém mapování západní části Vihorlatu a blízkeho okolí. Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava.

ЯН СЛАВИК

ЗАМЕТКИ К ОСНОВНЫМ ВУЛКАНИЧЕСКО-ТЕКТОНИЧЕСКИМ ПРОБЛЕМАМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОР ВИГОРЛАТ В ВОСТОЧНОЙ СЛОВАКИИ

Осенью 1955 года закончилась геологическая съемка гор Вигорлат в Восточной Словакии. В настоящей работе приводим основную тектоническую вулканологическую характеристику центральной части гор, а также и основное петрографическое описание вулканитов, которые образуют центральную часть.

Центральная часть Вигорлата образовалась во время могучей стратовулканической деятельности в начале плиоцена. Стратовулканы были связаны с германотипной тектонической сетью различного направления. В общем можем сказать, что тектонические линии проходят по направлению СЗ—ЮВ и В—З. Продуктами вулканической деятельности являются в петрографическом смысле исключительно пироксеновые андезиты, весьма мало от себя отличающиеся. Их отличие по предварительным микроскопическим исследованиям часто структуральное и не очень выразительное. Минералогический состав представляет собой лабрадор, гиперстен, авгит, магнезит. Кроме андезитов здесь находятся и значительные слои их пирокластических продуктов с разнообразным структуральным развитием. После окончания вулканической деятельности гидротермальные растворы вызвали ряд перемен местного характера. Более значительные котловины в области Вигорлата вероятно не образовались. Падение магмы в магматическом резервуаре представляется, что было компенсировано опусканием внутрикарпатской области.

В центральной части массива наблюдаем небольшое перемещение вулканичности с севера на юг.

7. XII. 1955 г.

Угольная разведка, н. п.
Турчянске Теплице.

JÁN SLÁVIK

BEMERKUNGEN ZU DEN VULKANISCH-TEKTONISCHEN GRUNDPROBLEMEN DES MITTLEREN TEILES DES VULKANISCHEN GEBIRGES VIHORLAT IN DER OSTSLOWAKEI

Im Herbst 1955 wurde die geologische Kartierung des Vihorlat-Gebirges in der Ostslowakei beendet. Vorliegende Arbeit enthält die elementare tektonische vulkanologische Charakteristik des mittleren Teiles des Gebirges, sowohl wie die elementare petrographische Beschreibung der den zentralen Teil bildenden Vulkanite.

Der zentrale Teil des Vihorlat-Gebirges wurde zu Beginn des Pliozäns unter mächtiger stratovulkanischer Tätigkeit gebildet. Die Stratovulkane waren an ein germanotypes tektonisches Netz ohne einheitliche Richtung gebunden. Im allgemeinen gesagt haben die tektonischen Linien die Richtung NW—SO bis O—W. Die Produkte der vulkanischen Tätigkeit sind in petrographischer Hinsicht ausschliesslich sehr wenig voneinander verschiedene, pyroxenische Andesite. Nach den vorläufigen mikroskopischen Untersuchungen sind die Unterschiede rein strukturell und nicht sehr ausdrucksvoll. Ihre mineralogische Zusammensetzung ist folgende: Labrador, Hypersthen, Augit, Magnetit. Ausser den Andesiten befinden sich hier auch bedeutende Lagen ihrer Pyroklastika mit verschiedener struktureller Entwicklung. Nach abschluss der vulkanischen Tätigkeit verursachten die hydrothermalen Lösungen eine Reihe von Veränderungen lokalen Charakters. Grössere vulkanische Kessel dürften sich im Gebiete des Vihorlat-Gebirges nicht gebildet haben. Das Sinken des Magmas im magmatischen Reservoir wurde, wie es scheint, durch das allmähliche Sinken des innerkarpathischen Gebietes kompensiert. Im zentralen Teile des Massivs kann man gewissermassen ein Wandern der Vulkanizität von Norden nach Süden beobachten.

7. XII. 1955

Kohlenforschung,
Turčianske Teplice

Übersetzt aus dem Slowakischen von Vlasta Dlabačová

BELO ZORKOVSKÝ

VÝSKYT TUFITICKEJ BREKCIE V NEOKÓME MALEJ FATRY, JUHOVÝCHODNE OD OBCE VARÍN

(Ruské a nemecké resumé)

Autor podáva petrograficko-chemický charakter tufitickej brekcie bázickej horniny, ktorá sa vyskytuje v Malej Fatre juhovýchodne od obce Varín v neokóme krížňanského príkrovu.

V Geologickom sborníku IV, čís. 3—4 bol uverejnený Andrusovov článok na tému: „O veku augititických hornín západných Karpát". V tomto článku sa autor medziiným zmieňuje aj o výskyte augititickej brekcie v Malej Fatre juhozápadne od Varína, kde podľa neho preráža spodnú kriedu krížňanského príkrovu. (Treba upozorniť, že iste ide o malé nedopatrenie pri udávaní lokalizácie — nejde totiž v skutočnosti o juhozápad, ale o juhovýchod.) (Tab. IV, obr. 1, 2.)

V letných mesiacoch roku 1955 som navštívil miesto výskytu brekcie bázickej horniny, aby som si vyzbieral materiál, z ktorého by som bližšie mohol určiť petrografickú povahu tejto brekcie a tak doplniť doterajšie svoje štúdie o bázických eruptívach v mezozoiku západného a stredného Slovenska (1949).

Brekcia je tvorená ostrohrannými úlomami, ktoré sú tmelené bielym kryštalickým vápencom. *Petrografická povaha* úlomkov je rozličná. Vidieť tu špinavozelené až tmavozelené úlomky rozloženej bázickej horniny, úlomky hematitu a kalcitu. *Farba* brekcie je tiež rôzna. Závisí od množstva tých-ktorých súčiastok. Najčastejšie však býva strakavá alebo špinavozelená od prevládajúcich špinavozelených úlomkov bázickej horniny. *Veľkosť* úlomkov kolíše od niekoľko mm až do niekoľko cm v priemere. Zvlášť veľké sú úlomky hematitu a kalcitu, ktoré dosahujú až 2 cm, kým úlomky bázika dosahujú sotva 1 cm (tab. VI, obr. 1). Na niekoľkých vzorkách možno pozorovať hematitovú žilku, hrubú 1—1,5 cm (tab. V, obr. 1).

Mikroskopický obraz úlomkov bázickej horniny ukazuje, že ide o úlomky veľmi intenzívne zmenenej horniny, pričom ani jeden z pôvodných minerálnych komponentov nezostal nezmenený.

Základná hmota je hnedozelenej až tmavej farby so sklovitým, miestami s hypokryštalickým vývojom. V nej vystupujú uhličitanové a chloritistické a chloriticko-serpentínové pseudomorfózy, lemované zrniečkami opaknych rúd. Niektoré pseudomorfózy tvarom svojich prierezov nasvedčujú na *augity*, iné zas na *olivín* (tab. VII, obr. 1, tab. VI, obr. 2). Na olivín nasvedčujú aj zvyšky slučkovej štruktúry, ktoré možno pozorovať na niektorých kalcitových pseudomorfózach, preniknutých sieťovite jemnými žilkami chloriticko-serpentínovej hmoty. Popri porfyrických vyrastliciach vystupujú *mandlovcové* dutinky, vyplnené jednak chloritom, jednak kalcitom. Mandle sú veľmi malé, v priereze asi 0,1—0,5 mm, prevládajú však pod túto veľkosť. Okraj mandlí je skoro vždy lemovaný opaknými rudami; pri kalcitových aj chloritom. V zriedkavých prípadoch vo vnútri niektorých mandlí možno pozorovať koncentrický pásik opaknej rudy, prebiehajúci rovnobežne s okrajom mandle (tab. VIII, obr. 1).

Tvar mandlí býva rozličný. Prevládza tvar okrúhly, ktorý býva niekedy silne deformovaný na eliptický, po prípade na tvar nepravidelný. Celkove možno konštatovať, že úlomky bázickej horniny sa skladajú výlučne zo sekundárnych minerálov, predovšetkým chloritu, kalcitu a zrniečok opaknych rúd, často leukoxenizovaných a limonitizovaných.

Na základe petrografického rozboru sa domnievam, že nie je možno pokladať úlomky bázickej horniny za úlomky augititických hornín, aké sa vyskytujú na iných miestach v oblasti stredného Považia, ako to robí Andrusov (1953), a to z toho dôvodu, že nami študované úlomky obsahujú pomerne veľké množstvo kalcitových pseudomorfóz, nasvedčujúcich na pôvodný olivín, čo pri augititických horninách zo stredného Považia nemožno pozorovať. Ide tu najskôr o úlomky patriace *horninám limburgitickým*, podobným, aké opisuje Kreutz (1909), Rabowski (1930) a Zorkovský (1949) z vysokotatranského pásma v skupine Osobitej vo Vysokých Tatrách.

Chemická povaha. Z vyzbieraného materiálu sa urobila aj *kvantitatívna chemická analýza*, podľa obvyklých analytických metód, používaných pri analýze silikátov, ktorej výsledky sú uvedené v I. stĺpci tab. 1.

Pre porovnanie uvádzam aj chemické analýzy limburgitu z Vysokých Tatier, urobené prof. Kreutzom (stĺpec III), ako aj analýzu mandlovcového augititu (stĺpec II), urobenú Veselým, ako to uvádza Koutek (1930).

Pri porovnaní chemických analýz vidíme, že chemická analýza nami študovanej horniny sa veľmi líši od analýzy limburgitu aj od analýzy augititu. Pretože nejde o chemickú analýzu čerstvej, pôvodnej horniny, nemožno ani urobiť rozpočet analýzy podľa obvyklých metód, zaužívaných v petrografii, pretože rozpočet by bol rozpočtom iluzórnym.

Tabuľka 1

	I.	II	III.
SiO_2	18,23	40,16	41,43
TiO_2	1,05	2,47	2,74
Al_2O_3	5,05	10,90	11,73
Fe_2O_3	2,75	9,00	11,38
FeO	4,14	2,20	5,86
MnO	0,15	0,16	0,43
P_2O_5	0,26	0,74	0,39
CaO	33,52	12,70	11,43
MgO	3,89	6,44	7,43
K_2O	0,56	2,75	0,48
Na_2O	0,69	2,59	3,29
$- H_2O$	0,24	0,84	0,28
$+ H_2O$	0,64	4,06	2,52
CO_2	23,05	4,83	0,55
S	—	0,11	—
Cl	—	0,27	—
	100,24	100,22	100,11

Chemická analýza bola urobená aj z vápenca silne preniknutého hematitom, ktorý vystupuje na styku tufitu s šedým slienitým vápencom. Jej výsledky sú tieto:

Fe_2O_3	50,46
CaO	26,08
MgO	1,45
H_2O	0,54
CO_2	17,48
nerozpustný zvyšok	3,10
	99,11

Podľa analýzy ide o rudu Fe s dosť značným obsahom $CaCO_3$.

V okolí výskytu tufitickej brekcie možno pozorovať aj *staré banské práce* (pingy, rýhy, štóla), ktoré boli zamerané na vystupovanie vápenca s hematitom. Zdá sa však, že štóla razená smerom V—Z, ktorá mala podfárať „hematitovú žilu", ju nedosiahla. Nasvedčuje tomu haldový materiál, v ktorom nemožno nájsť okrem úlomkov vápenca žiadne tufitické úlomky ani úlomky hematitu. Čo sa týka *pôvodu hematitu*, ktorý prichádza jednak vo vápencoch, jednak v tufitickej brekcii samej, domnievam sa, že ide o zmenený limonit, ktorý sa vyzrážal z vodného roztoku vo vodnom bazéne pri normálnej sedimentácii tufitov v podobe žilôčok a zmenil sa neskoršie pri tektonických a metamorfných pochodoch na hematit. Železo

by potom pochádzalo z rozložených bázických hornín. Nie je však vylúčené, že hematit by mohol byť aj produktom vulkanických exhalácií a vznikol by rozkladom prchavých chlórnych zlúčenín Fe.

Záverom možno uviesť toľko: Brekcia vystupujúca v neokóme spodného subtatranského príkrovu v Malej Fatre juhovýchodne od obce Varín patrí k *superkrustálnym horninám*, a to k *tufitickým brekciám* s *úlomkami bázickej horniny, patriacej najskôr do skupiny limburgitov*. Jej prítomnosť v horninách neokómu spodného subtatranského príkrovu je ďalším dôkazom toho, že druhohory vnútorných slovenských Karpát neboli obdobím vulkanického pokoja, ale počas ich vývoja boli postihnuté vulkanizmom. Nejde tu však o mohutný, spontánny vulkanizmus, ale len o ojedinelé erupcie bázických hornín (limburgity, melafýry, diabázy, augitity, pikrity, tešinity atď.), ktoré ako to doterajšie štúdiá ukazujú, majú medzi sebou dosť veľké časové intervaly.

4. I. 1956

Katedra geológie a nerastných surovín
Vysokej školy technickej,
Košice

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

Andrusov D., 1953: O veku augitických hornín, Geol. sborník IV, 3—4, Bratislava.
— 1953: Vápence a bázické vyvreniny v paleozoiku západných Karpát. Geol. sborník IV, 3—4, Bratislava.
— 1932: O pokračování ležaté vrásy Czerwonych Wierchů ve skupině Osobité a o postavení tatranských limburgitů. Věstník SGÚ VIII, 4—5, Praha.
Andrusov D., Kuthan M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina, 4361/2, Práce ŠGÚ, 10, Bratislava.
Andrusov D.—Zoubek V., 1929: O výskytu andezitové brekcie u Štepnic, západně od Púchova, v útesovém pásmu v Považí. Věstník SGÚ, Praha.
Friedl K.—Waldmann L., 1930: Neue Vorkommen von Pikrit im östlichen Wienerwald. MGGW XXIII (1930), Wien.
Grengg R., 1922: Über die basischen Eruptivgesteine im Wiener Flysch. VGRA, Wien.
Klvaňa J., 1890: O eruptivních horninách těšinitových a pikritových na severovýchodní Moravě. Rozpravy Čes. akademie věd, II. tř., I, Praha.
Klvaňa J., 1896: Těšinity a pikrity na severovýchodní Moravě. Rozpravy Čes. akademie věd, II. tř., VI, Praha.
Koutek J.: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. Sborník SGÚ, Praha.
Kreutz S., 1909: Skala limburgitov w Tatrach. Kosmos XXXIV, Lwów.
— 1913: O limbrugicie w Tatrach. Rozprawy Akad. um., Kraków.
Pacák O., 1926: Sopečné vyvreliny na severnom úpätí Beskýd moravských. Česká akademie, Praha.
Rabowski F., 1930: Sur la provenance des limburgites de la Tatra et sur les relations réciproques des nappes situés entre la zone des Klippes et les monte. Vepor. Bull. du Service Géol. de Pologne V, VI, Warszawa.

Rabowski F., 1953: Sur quelques recherches géologiques dans le groupe de l'Osobita. Bull. du Service Géol. de Pologne. V, VII, Warszawa.
Urban K., 1934: O basické vyvřelině z jižního svahu Ďumbieru v Nízkých Tatrách. Rozpravy Čes. akademie věd II. tř., Praha.
Zirkel E., 1950: Die basischen Eruptivgesteine an der Kalk-alpen Flyschgrenze. JGRA, Wien.
Zorkovský, 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce ŠGÚ, 26, Bratislava.

Vysvetlivky ku skratkám

MGGW — Mitteilungen d. Geol. Ges. in Wien.
VGRA — Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.
JGRA — Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien.

БЕЛО ЗОРКОВСКИЙ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУФФИТОВОЙ БРЕКЧИИ В НЕОКОМЕ ГОР МАЛАЯ ФАТРА, НА ЮГО-ВОСТОК ОТ СЕЛ. ВАРИН

В геологическом сборнике, год издания IV, № 3—4, была помещена статья Д. Андрусова на тему: „О возрасте авгititовых пород Западных Карпат". В этой статье автор, между прочим, говорит и о месторождении авгititовой брекчии гор Малая Фатра на юго-восток от сел. Варин, где по его мнению она пересекает нижние меловые залежи крижнянского покрова. В летние месяцы 1955 года я посетил место нахождения брекчии основной породы для того, чтобы собрать материал с целью более подробного определения петрографического характера этой брекчии.

Из общего изучения вытекает, что это месторождение суперкрустальной породы, которая зачисляется к туффитовым брекчиям с обломками основной породы, которые нельзя считать обломками авгititовых пород, какие находятся на других местах в области среднего Поважья, как это делает Андрусов (1953), а именно по той причине, что нами изучаемые обломки содержат довольно значительное количество кальцитовых псевдоморфоз, свидетельствующих о первоначальном оливине, что не бывает у авгititовых пород среднего Поважья. Вернее всего это — обломки, принадлежащие к породам лимбургитовым, какие описывают Крейтц (1909), Рабовский (1930), Зорковский (1949) в высокогорной области вершин Особита и в горах Высокие Татры. Наличие туффитовой брекчии в породах неокома нижнего субтатранского покрова является дальнейшим доказательством того, что мезозой внутренних словацких Карпат не был периодом вулканического покоя, а что в течение его развития он был постигнуть вулканической деятельности. Но это не был могучий спонтанный вулканизм, а только единичные эрупции основных пород (лимбургиты, авгиты, пикриты, тешиниты, мелафиры, диабазы и т. д.), которые, как это указано существующими работами, были отделены довольно большими интервалами времени.

4. I. 1956 г.

Кафедра минералогии и минерального сырья, ВТУЗ, Кошице.

Пояснения к таблицам

Табл. IV.

Рис. 1. Месторождения туффитовой брекчии гор Малая Фатра, на юго-восток от сел. Варин (s = осыпи, N = неоком, B = туффитовая брекчия).

Рис. 2. Контакт известняка с туффитовой брекчией (N = неоком, K = кристаллический известняк, H = известняк в значительной степени насыщенный гематитом, B = туффитовая брекчия).

Табл. V.

Рис. 1. Жилка гематита (H) в туффитовой брекчии (B = обломки основной породы).

Рис. 2. Грубокристаллический известняк (K) с гематитом (H).

Табл. VI.

Рис. 1. Туффитовая брекчия (H = гематит, ch = хлоритизированная основная порода, K = кристаллический известняк).

Рис. 2. Контакт известняка с туффитовой брекчией (K = кальцит с сильным внедрением гематита, ch = хлоритизированная основная порода).

Табл. VII.

Рис. 1. Кальцитовая псевдоморфоза по оливину, протканная жилками хлорит-серпентиновой массы в обломке основной породы. Параллельные николи, увеличено в 100 раз.

Рис. 2. Контакт известняка с туффитовой брекчией (H = известняк с сильным внедрением гематита, k = кристаллический известняк, ch = хлорит, николи, увеличено в 100 раз.

Табл. VIII.

Рис. 1. Миндалина обломка основной породы, выполненная внутри хлоритом, темная полоска = o = полная руда, николи скрещены, увеличено в 100 раз.

Рис. 2. Кальцитовая псевдоморфоза по пироксену в обломке основной породы. Край окаймленный зернышками руды. Николи параллельны, увеличено в 100 раз.

BELO ZORKOVSKÝ

VORKOMMEN EINER TUFFITISCHEN BRECCIE IM NEOKOM DER KLEINEN FATRA, SÜDÖSTLICH DER ORTSCHAFT VARÍN

In der Zeitschrift Geologický sborník IV., 3—4 wurde ein Artikel D. Andrusov's über das Alter der augitischen Gesteine der Westkarpathen (O veku augitických hornín západných Karpat) veröffentlicht. In diesem Artikel erwähnt der Autor unter anderem auch das Vorkommen einer augitischen Breccie in der Kleinen Fatra, südöstlich des Dorfes Varín, wo sie nach dem angeführten Autor die untere Kreide der Krížna-Decke durchbricht.

In den Sommermonaten des Jahres 1955 besuchte ich den Ort des Vorkommens der basischen Gesteinsbreccie um mir dort Material zur näheren Bestimmung der petrographischen Charakters dieser Breccie zu sammeln.

Nach einem allgemeinen Studium dieses Materials kam ich zum Resultat, dass es sich um das Vorkommen eines superkrustalen Gesteins handelt, welches tuffitischen Breccien mit Gesteinsbrocken eines basischen Gesteins angehört. Die Gesteinsbrocken können nicht

von augitischen Gesteinen stammen, wie Andrusov (1953) meint, wenn auch an anderen Stellen des mittleren Waagtales solche vorkommen. Hier enthalten die Brocken nämlich eine grosse Menge Kalzitpseudomorphosen, welche auf ursprünglich anwesenden Olivin hinweisen, was bei den augitischen Gesteinen des mittleren Waagtales keineswegs beobachtet werden kann. Die fraglichen Gesteins-Brocken dürften wielmehr limburgitischen Gesteinen angehören, ähnlich denen, welche Kreutz (1909), Rabowski (1930) und Zorkovský (1949) aus der Hochgebirgszone in der Gruppe der Osobitá in der Hohen Tatra beschreiben.

Die Anwesenheit der tuffitischen Breccie in den Gesteinen des Neokoms der unteren subtatrischen Decke ist ein Beweis dafür, dass das Mesozoikum der inneren slowakischen Karpathen kein Zeitabschnitt vulkanischer Ruhe war, sondern während seiner Entwicklung vom Vulkanismus betroffen wurde. Es handelt sich hier jedoch nicht um mächtigen, spontanen Vulkanismus, sondern bloss um einzelne Eruptionen basischer Gesteine (Limburgite, Augitite, Pikrite, Teschinite, Melaphyre, Diabase usw.), welche, soweit die bisherigen Untersuchungen zeigen, ziemlich grosse Unterschiede untereinander aufweisen.

4. I. 1956

Lehrstuhl für Geologie und Mineralrohstoffe,
Technische Hochschule, Košice

Übersetzt aus dem Slowakischen von Vl. Dlabačová

Erklärung der Beilagen

Tab. IV.

Abb. 1. Vorkommniss der tuffitischen Breccie in der Kleinen Fatra, südöstlich der Ortschaft Varín (s = Schutt, N = Neokom, B = tuffitische Breccie).

Abb. 2. Kontakt des Kalksteins mit der tuffitischen Breccie (N = Neokom, K = kristallinischer Kalk, H = Kalkstein, stark von Haematit durchdrungen, B = tuffitische Breccie).

Tab. V.

Abb. 1. Haematitader (H) in der tuffitischen Breccie (B = Brocken eines basischen Gesteins).

Abb. 2. Grobkristallinischer Kalk (K) mit Haematit (H).

Tab. VI.

Abb. 1. Tuffitische Breccie (H = Haematit, Ch = chloritisiertes Basikum, K = kristallinischer Kalk).

Abb. 2. Kontakt des Kalkes mit der tuffitischen Breccie (K = Kalzit, stark mit Haematit durchdrungen, Ch = chloritisiertes Basikum).

Tab. VII.

Abb. 1. Kalzitpseudomorphose nach Olivin mit Adern einer chloritisch-serpentinischen Masse durchwebt in einem Gesteinsbrocken eines basischen Gesteins // Nikols, vergr. 100×.

Abb. 2. Kontakt des Kalkes mit der tuffitischen Breccie (H = Kalk, stark von Haematit durchdrungen, K = kristallinischer Kalk, Ch = Chlorit), Nikols, vergr. 100×.

Tab. VIII.

Abb. 1. Mandelstein in einem Brocken eines basischen Gesteins, im Inneren mit Chlorit ausgefüllt. Dunkler Streifen = opakes Erz. X Nikols, vergr. 100×.

Abb. 2. Kalzitpseudomorphose nach Pyroxen in einem Brocken eines basischen Gesteins. Der Rand ist mit Körnchen eines opaken Erzes verbrämt. // Nikols, vergr. 100×.

A. GRENAR — J. KOTÁSEK

VÝSKYT KŘEMITÝCH PORFYRŮ VE WERFENU CHOČSKÉHO PŘÍKROVU NA SSZ OD PONIK

Předběžná zpráva

Severoseverozápadně od obce Poniky, v okolí Lehockého dielu (kota 613,2) se vyskytují werfenské vrstvy chočského příkrovu. Werfen je zde zastoupen zelenavými a hlavně červenavými písčitými břidlicemi. Jsou to jemnozrnné a vápnité, místy písčité sedimenty svrchnowerfenského moře. Werfenské břidlice jsou plastické, a proto byly intensivně provrásněné při horotvorných pochodech. V celém pruhu, který byl sledován od osady Ponická Lehota směrem západním ke kotě 568, na Drienok (kota 679,4), kde tvoří werfen menší synklinálu a ponořuje se pod guttensteinské vápence, jsou v něm polohy efusiv.

Charakteristické pro werfenské vrstvy chočského příkrovu jsou ve známých případech výlevy efusiv. Ty byly na různých lokalitách přičleněné k melafyrům. Ve studované oblasti, ve werfenských vrstvách, tato karmínově červená efusiva jsou kyselá a patří, podle zjištění, ke křemitým porfyrům. Křemité porfyry jsou konkordantně uložené ve werfenských břidlicích. Největší čočka se nachází na severním okraji zkoumaného území (na sever od koty 647,2), ostatní tělesa jsou poměrně menší.

Petrografický popis křemitého porfyru

Při makroskopickém studiu křemitého porfyru je na první pohled nápadná výrazná tmavohnědá až červenohnědá barva, která přechází v navětralých okrajových partiích v různě zelené odstíny. Jako celek je hornina velmi jemnozrnná, místy téměř celistvá. V základní hmotě není možno makroskopicky rozlišit nějaké součástky. Pěkně zřetelné jsou však živcové vyrostlice, tvořící protažené obdélníkovité nebo čtvercovité útvary. Jejich barva je slabě narůžovělá nebo nahnědlá. Jen na některých vyrostlicích jsou patrné lesklé štěpné plochy, většinou však podlehly živcové vyrostlice proměnám, které zastřely jejich původní znaky. Dále jsou patrné hojné limonitické povlaky, které dávají hornině načervenalé zabarvení. V dutinkách jsou někdy patrné drobné, průhledné krystalky křemene.

Pod mikroskopem pozorujeme tyto poměry: Hornina má strukturu porfyrickou. Základní hmota je holokrystalická, nacházíme v ní pravidelně rozptýlené vyrostlice, příslušející zejména živci a méně již křemeni. Součástky v základní hmotě jsou velmi jemnozrnné a poměrně značně druhotně změněné, a proto jejich přesné určení není možné.

Nejzachovalejší a poměrně málo porušené jsou vyrostlice křemene, které ve většině případů tvoří idiomorfní krystalky, mající tvar nepravidelného šestiúhelníka. Na všech je vyvinuta silná korose, která způsobila četné zálivovité útvary v křemenných vyrostlicích, vyplněné jemnozrnnou základní hmotou. Jemné mikroskopické žilky v hornině jsou tvořené rovněž křemenem.

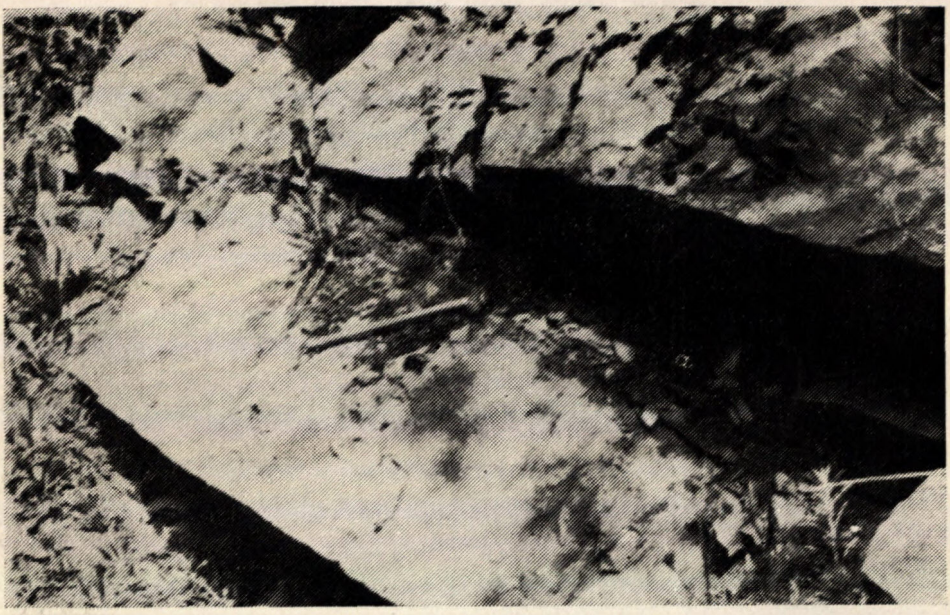
Živcové vyrostlice mají hypidiomorfní omezení. Pro silnou a úplnou přeměnu nebylo možné zjistit jejich basicitu.

Z rudních součástek se vyskytuje haematit.

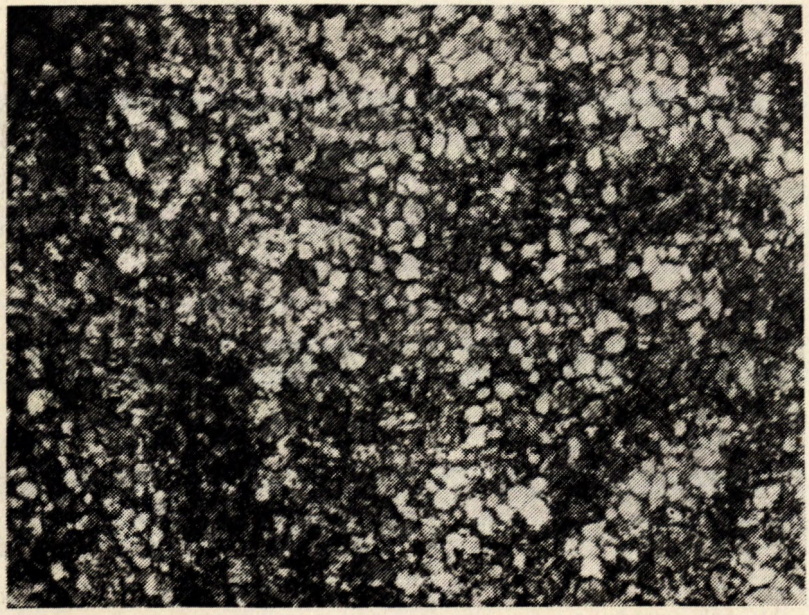
Závěrem je nutné se zmínit, že složení křemitých porfyrů je velmi variabilní a množství křemenných vyrostlic je od místa k místu různé. Podrobnější studie bude podána ve zprávě týkající se geologie a petrografie širšího okolí Ponik u Banské Bystrice.

9. III. 1956

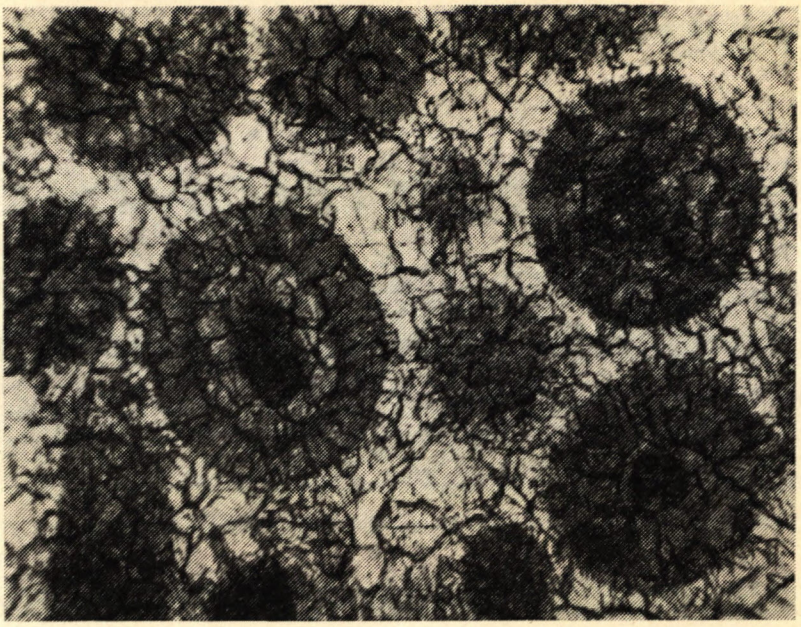
Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava



Obr. 1. Lavicovité kremence spodného triasu sedimentárneho obalu s polohami pestrých bridlíc (a). Ľubochnianska dolina, Kornutova dolina.



Obr. 2. Strednotriasové dolomity sedimentárneho obalu so zachovanou oolitickou štruktúrou (tmavé škvrny). Zväčš. 11×.

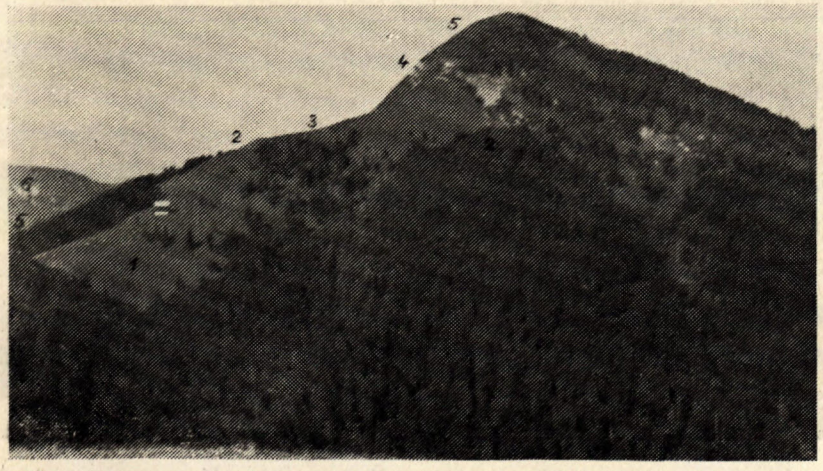


Obr. 1. Strednotriasové dolomity sedimentárneho obalu so zachovanou oolitickou štruktúrou (tmavé škvrny), oolity silnejšie zväčšené. Zväčš. 140×.

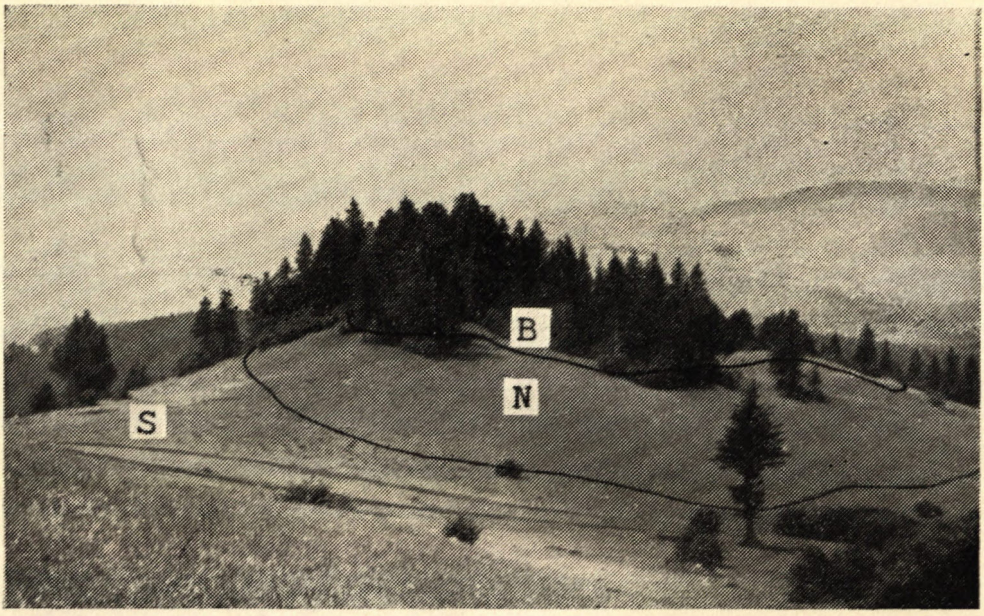
Obr. 2. Pohľad na hornú časť Belanskej doliny z Borišova: a — tektonické okno sedimentárneho obalu (stredný trias — alb), 1 — guttensteinské vápence, 2 — strednotriasové a vrchnotriasové dolomity, 3 — keuper, 4 — rhaet — lias 5 — dogger—malm, 6 — neokóm. (1—6: krížňanský príkrov).

Obr. 1. Horná časť Belanskej doliny. Pohľad od severu: 1 — strednotriasové dolomity, 2 — vrchný trias až alb sedimentárneho obalu, 3 — guttensteinské vápence a dolomity stredného triasu krížňanského príkrovu.

Obr. 2. Horná časť Belanskej doliny. Pohľad od severozápadu: 1 — škvrnité slienité bridlice liasu, 2 — dogger—malm, 3 — rohovcové vápence neokómu, 4 — slienité bridlice a vápenité pieskovce — neokóm-alb (1—4: sedimentárny obal), 5 — guttensteinské vápence, 6 — dolomity stredného triasu (5—6: krížňanský príkrov).

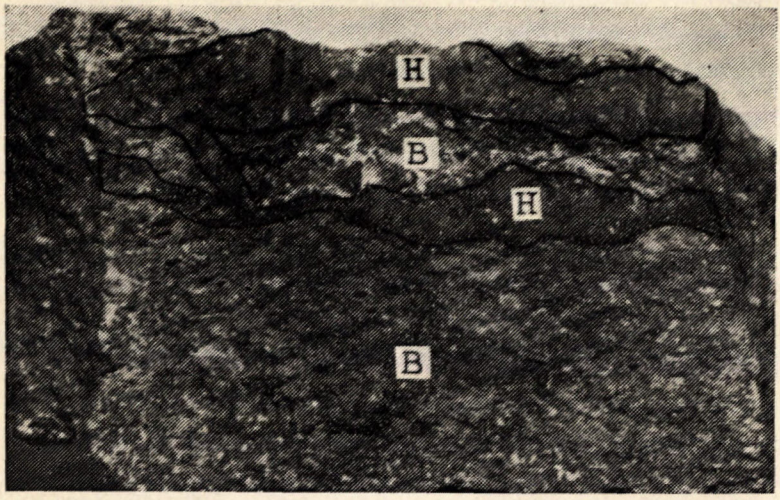


Obr. 3. Borišov. 1 — pestré bridlice keuperu, 2 — tmavošedé vápence rhaetu, 3 — krinoidové a oolitické vápence, škvrnité slienité bridlice liasu, 4 — dogger-malm, 5 — neokóm (1—5: krížňanský príkrov), 6 — v pozadí guttensteinské vápence a dolomity chočského príkrovu.



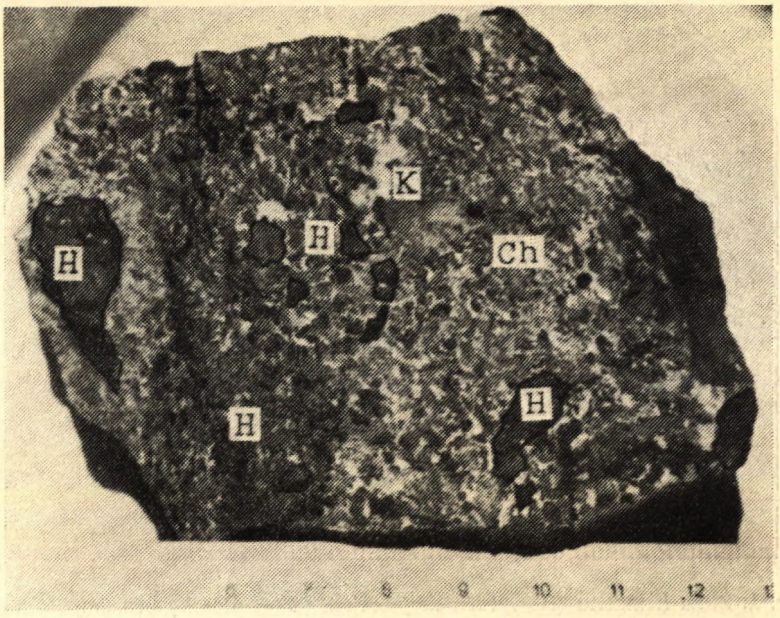
Obr. 1. Výskyt tufitickej brekcie v Malej Fatre, juhovýchodne od obce Varín (s = sutiny, N = Neokóm, B = tufitická brekcia).

Obr. 2. Styk vápenca s tufitickou brekciou (N = neokóm, K = kryštalický vápenec, H = vápenec silne presýtený hematitom, B = tufitická brekcia.



Obr. 1. Žilka hematitu (H) v tufitickej brekcii (B = úlomky bázickej horniny).

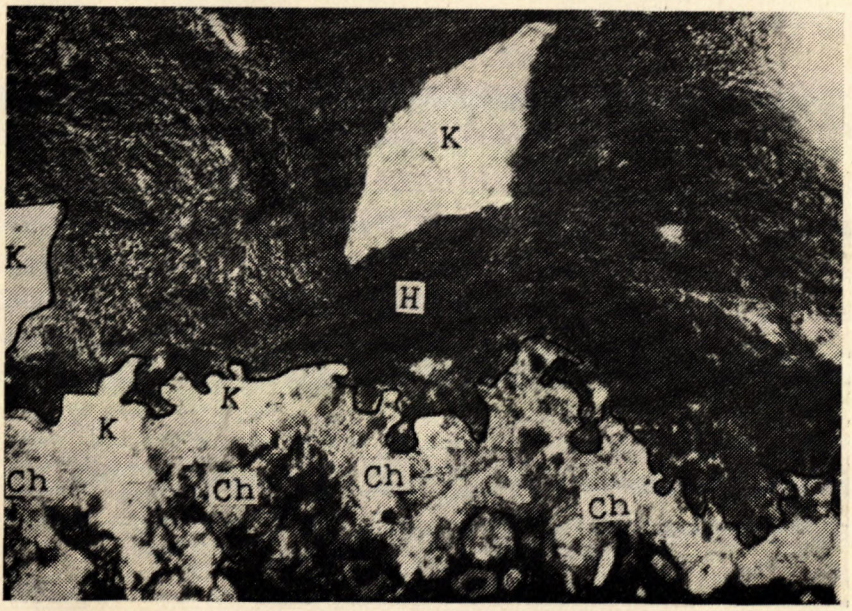
Obr. 2. Hrubokryštalický vápenec (K) s hematitom (H).



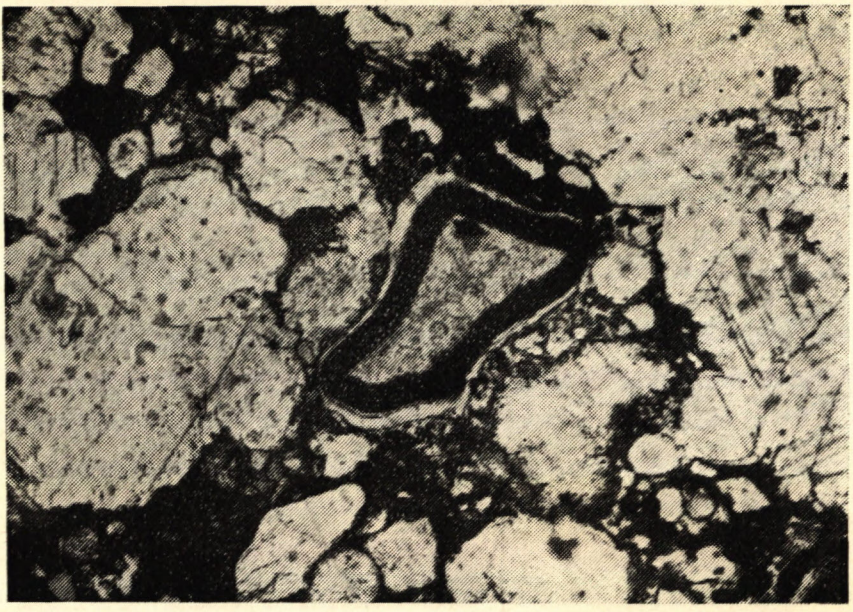
Obr. 1. Tufitická brekcia (H = hematit, ch = chloritizované bázikum, K = kryštalický vápenec.

Obr. 2. Styk vápenca s tufitickou brekciou (K = kalcit silne preniknutý hematitom, ch = chloritizované bázikum).

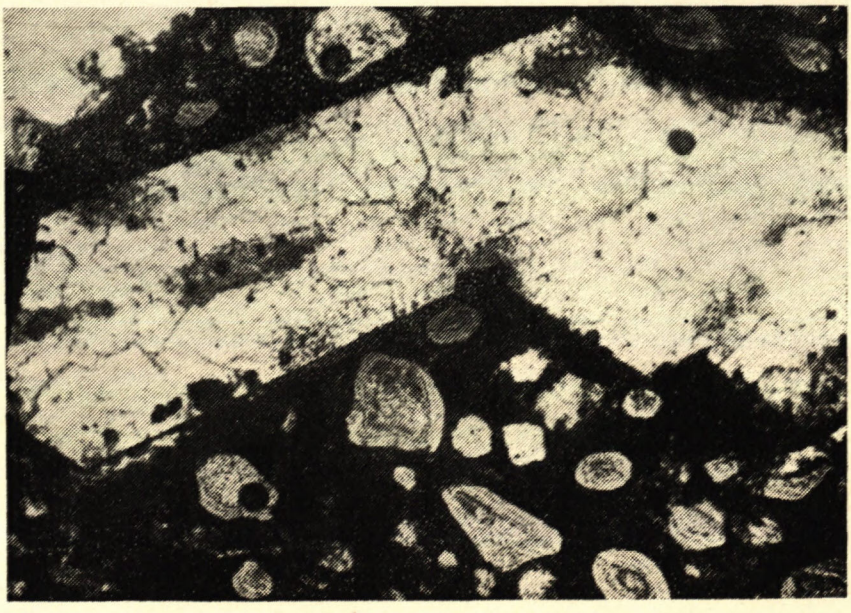
Obr. 1. Kalcitová pseudomorfóza po olivíne, popretkávaná žilkami chloriticko-serpentínovej hmoty v úlomku bázickej horniny // nikoly, zväčš. 100×.



Obr. 2. Styk vápenca s tufitickou brekciou (H = vápenec silne preniknutý hematitom, k = kryštalický vápenec, ch = chlorit. nikoly, zväčš. 100×.



Obr. 1. Mandľa v úlomku bázickej horniny, vo vnútri vyplnená chloritom, tmavý pásik = opakná ruda. X nikoly, zväčš. 100×.



Obr. 2. Kalcitová pseudomorfóza po pyroxéne v úlomku bázickej horniny. Okraj lemovaný zrniečkami opaknej rudy. // nikoly, zväč. 100×.