

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 12

1958

SLOVENSKÁ AKADEMIA VIED, BRATISLAVA

GEOLOGICKÉ PRÁCE

GEOLOGICKÉHO ÚSTAVU DIONÝZA ŠTÚRA V BRATISLAVE

Hlavná redaktorka dr. Edita Bresten ská

Redakčná rada: akademik Dimitrij Andrusov, dr. Ján Bystrický, dr. Oto Fuszán, dr. inž. Ján Kantor, dr. Ludovít Ivan, doc. dr. Michal Mahel, doc. dr. Jozef Šagrovs ký

Tajomník redakcie dr. Blahoslav Vaculík

Dosiaľ vydané zošity Geologických prác

Do 7. zošitu rozobrané, ostatné zošity možno objednať v Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave, Mlynská dolina 1.

- Zošit 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: Geol. výskum vnútorného bradlového pásma v Záp. Karpatoch.
" 14. Mahel: Geológia časti Strážovskej hornatiny.
" 15. Lukniš: Poznámka ku geomorfológií beckovskej Brány a príslahlých území.
" 16. Kat yk — Kuthan: Výročné zprávy ŠGÚ v Bratislave za r. 1941—1944, 1945.
" 17. Sborník pri príležitosti páfdesiatky prof. dr. Andrusova.
" 18. Mahel: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou.
" 19. Kat yk: Stavebné hmoty ČSR, list Piešťany.
" 20. Andrusov: Zpráva o výskume nerudných nerastných surovín na Slovensku.
" 21. Kat yk: Stavebné hmoty ČSR, list Senec.
" 22. Kat yk: Stavebné hmoty ČSR, list Trnava.
" 23. Senes: Geologické štúdie terciéru juž. Slovenska.
" 24. Alloiteau: Koraly eocénu od Bojnickských kúpeľov.
" 25. Andrusov: Skameliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvky.
" 26. Zorkovský: Bázické euptívia v mezozoiku západného a stredného Slovenska.
" 27. Mahel: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu.
" 28. Kolbenheyer: O prácach s Nörgaardovým gravimetrom TNK 379.
" 29. Campbell: Amfibolické horniny v Malých Karpatoch.
" 30. Ilavský — Červeňová: Geol. štúdie na západnom svahu Veľkej Fatry.
" 31. Senes: Štúdium o akvitánskom stupni.
" 32. Ivan: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc.
" Mahel: Slané vody pri juž. okraji Krupinskéj vrchoviny.
" 33. Čechovič: Geológia Juhoslovenskej uholnej panvy.
" 34. Andrusov: Études géol. de la Zone des klippes internes des Karpates Occidentales.
" 35. Leško: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou.

GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 12

1958

SLOVENSKÁ AKADEMIA VIED, BRATISLAVA



1483/1958

O B S A H

Seneš Ján: <i>Pholadomya andrusovi</i> nov. sp. zo spodného miocénu južného Slovenska	3
Leško Bartolomej: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a príahlých kotlín	14
Dlabač Mikuláš: Kladné výchylky v kŕivce pôrodených potenciálov (PS) elektrokartážnego mēření v mestech stratigrafských hiátov v miocénu vnitroalpské Vídeňské pánve	27
Fusán Oto: Náčrt geologickej pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami	34
Radz Vendelin: Nový nález molybdenitu v biotitickom granodiorite Čiernej hory pri Tahanovciach sz. od Košíc	43
Stáhalík Jiří: Zpráva o geologickej mapovani a průzkumu rtuťových ložisek u Malachova a Tajova východne od Banské Bystrice	59
Kubíny Dušan: Poznámky o geológiu, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona	64
Klinec Albín: Geologicke poznamky o kryštaliku Žiaru	86
Klinec Albín: Kryštalikum severovýchodnej časti Malej Magury	93
Gubač Jozef: Paragenéza minerálov a jej termodynamický charakter	102

I N H A L T

Seneš Ján: <i>Pholadomya andrusovi</i> nov. sp. aus dem Untermiozän der Südslowakei	9
Leško Bartolomej: Übersicht der Geologie des Paläogens des südlichen Teiles des Gebirges Levočské pohorie und der anliegenden Becken	24
Dlabač Mikuláš: Positive Ausschwankungen in der Kurve der spontanen Polarisation (PS) der elektrischen Bohrlochmessung an Stellen stratigraphischer Hiatus im Miozän des inneralpinen Wiener Beckens	33
Fusán Oto: Skizze der geologischen Verhältnisse des Hornádtales zwischen Kysak und Košice	41
Radz Vendelin: Neuer Molybdänitfund im biotischen Granodiorit des Gebirges Čierna hora bei Tahanovce	58
Stáhalík Jiří: Bericht über die geologische Kartierung und Untersuchung der Hg-Lagerstätte bei Malachov und Tajov östlich von B. Bystrica	59
Kubíny Dušan: Bemerkungen über die Geologie, Tektonik und den Metamorphismus der Veporiden südlich vom Fluss Hron	84
Klinec Albín: Geologische Notizen über das Kristallinikum des Gebirges Žiar	91
Klinec Albín: Kristallinikum im nordöstlichen Teil des Gebirges Malá Magura	100
Gubač Jozef: Mineralparagenese und ihr thermodynamischer Charakter	112

JÁN SENEŠ

PHOLADOMYA ANDRUSOVI nov. sp.
ZÓ SPODNÉHO MIOCÉNU JUŽNÉHO SLOVENSKA

(*Tab. I—IV, nemecké resumé*)

Pri podrobnom geologickom spracovaní terciéru v oblasti Kováčova (okr. Štúrovo) v súvislosti s výskumom paleogénnych uhoľných ložísk Podunajskej nížiny bola urobená aj revízia makrofauny kováčovských vrstiev, a to tak za účelom stanovenia veku usadenín, ako aj pre rekonštruovanie chemických a fyzikálnych pomerov počas sedimentácie.

Kováčovské vrstvy, známe už od konca minulého storočia ako klasický typ tzv. pektunkulových pieskov, obsahujú litofaciálne a biofaciálne dva odlišné vývoje sedimentov, ktoré sa medzi sebou viac razy striedajú. Jeden je vývoj piesčitý až hrubopiesčitý, s faunou prevažne litorálnou a sublitorálnou, s prevládajúcim množstvom exemplárov z rodu *Glycymeris* (syn. *Pectunculus*), druhý je vývoj slienitý až piesčito-slienitý, s faunou laminárnu až plynkoneritickou, s prevládajúcim množstvom druhu *Turritella (Haustator) venus* d'Orb. (syn. *Turritella sandbergeri* May.). Zloženie fauny piesčitých horizontov s *Glycymeris ex. gr. obovatus* Lam. je úplne totožné s faunami od Törökbálint, Budafok a Göd (Böckh 1899, Kulcsár 1915), ktoré Fuchs (1894) po utvorení názvu „chattische Stufe“ paralelizoval s vrstvami kasselskými a kládol ich do vrchného oligocénu. Od toho času sa datuje klasický pojem „oligocénnych pektunkulových pieskov“ v Karpatskej panve. Fauna slienitých horizontov s *Turritella venus* d'Orb. je úplne totožná s faunami od Egera (T. Roth 1914, Noszky 1936) a od Slov. Ďarmôt (Gáál 1936, Senes 1952), ktoré boli čo do ich veku predmetom živej diskusie, no či už boli kladené do chattu alebo do akvitánu (v zmysle miocénnom), nikto ich doteraz nepovažoval za vekový ekvivalent pektunkulových pieskov.

Striedanie týchto dvoch faciálne odlišných horizontov pri Kováčove jasne dokazuje, že medzi pektunkulovými a turitelovými vrstvami na južnom Slovensku a v severnom Maďarsku je len rozdiel faciálny a nie vekový (Senes 1956). Keďže oba typy faunistických asociácií obsahujú vedľa reliktívnych oligocénnych, resp. severských prevažne typické miocénne formy atlanticej a mediteránnej provincie, ako *Turritella venus* d'Orb., *Protoma cathedralis* et var., *Gaiodes lainei* (Bast.), *Athleta rarispina* (Lam.), *Lutraria lutraria jeffreysi* de Greg., *Angulus aquitanicus* (May.), *Cardita rusticana* May. *Cardita zebra percostata* Schff., *Venus multi-lamella* Lam., *Venus cincta fasciculata* Ross., *Arca danayei* C.-P., *Arca burdigalina* May. etc. etc., miocénny vek usadenín nie je sporný (Senes 1957). Bližšie možno vrstvy označiť

jedine ako akvitánske, a to jednak pre zhodu s akvitánskymi faunami Taliánska a Francúzska (vrstvy od Schio, Carry, Mantpellier, Mérignac), jednak preto, že ukazujú podstatný rozdiel v zložení od dobre známych a na Slovensku vo fácii litorálom až neritickom regionálne tiež rozšírených burdigálskych usadenín. Kováčovské vrstvy teda spolu s ostatnými tzv. pektunkulovými pieskami a turitelovými slieňmi v Karpatskej panve považujeme za typické akvitánske (Csereghy Meznerics 1956, Seneš 1956, Csereghy Meznerics – Seneš 1957).

Je osobitnou regionálne stratigrafickou otázkou, či pojem aktiván nie je v zmysle chronologickom stratigrafickým ekvivalentom Fuchsovho „chattu“ a Dollfusovho „kasselu“ za predpokladu, že rozdiely v zložení fauny medzi chatom severnej bioprovincie a akvitánom intrakarpatskej, dravo-sávskej depresie, severného Taliánska, južného a západného Francúzska sú zapríčinené len bioprovinciálne klimatickými a paleogeografickými rozdielmi (Seneš 1956 p. 202, Szőts 1956, p. 215). I v tomto prípade podľa zákona priority treba pre vekové označenie uvedených vrstiev používať názov akvitán (Mayer 1857, chatt Fuchs 1894, kassel Dollfus 1910).

Pri revízii klasickej makrofauny kováčovských vrstiev bola nájdená dvojlastúra mákkýša, ktorá zastupuje v literatúre doteraz neznámy nový druh rodu *Pholadomya*. Tento nový druh som pomenoval *Pholadomya andrusovi* na počesť šesdesiatich narodenín nestora slovenskej geológie a nášho učiteľa a kademika Dimitrija Andrusova. V ďalšom podávam charakteristiku nového druhu a jeho postavenie medzi ostatnými druhmi rodu *Pholadomya*.

PHOLADOMYIDAE, *Pholadomya* G. B. Sowerby 1823

Pholadomya andrusovi nov. sp.

tab. I, obr. 1–3

Holotyp: V zbierkach Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave.

Locus typicus: Vrstvy kováčovské, lokalita č. I., okr. Štúrovo, ČSR.

Stratum typicum: Akvitanién (Mayer Eymar 1857) tzv. „pektunkulové piesky“; litofacies jemnopiesčitý, biofacies sublitorálny.

Derivatio nominis: Na počesť geologa akademika D. Andrusova.

Našla sa jedna nerozdeliteľná dvojlastúra v stave dobre zachovanom na lokality č. I v jemných rozpadových pieskovcoch.

Morfologickej opis: Lastúra je bilaterálna nesúmerná, trojuholníkového tvaru, s prosogyrným vrcholom posunutým mälo k zadnej časti lastúry. Lastúra je zvlášt v hornej polovine silne klenutá. Pravá ako aj lavá miska sú rovnakého tvaru. Dĺžka lastúry je 42 mm, výška 28 mm, hĺbka 12 mm. Vrchol lastúry je slabo dopredu stočený a smerom k prednej časti uzatvára malý, sotva 1 mm široký a 6 mm dlhý jarcik. Predný horný okraj je mierne klenutý a uzatvára s bázálnym okrajom 70° uhol. Celá predná horná časť je plochá, 11–12 mm široká a zodpovedá najväčšej hĺbke klenutia lastúry. Plochá horná predná časť je na bokoch ostro ohrazená od ostatného povrchu lastúry, ktorá sa mierne sploštuje

smerom k zadnému okraju. Okraj plochej prednej časti prebieha krížom cez lastúru a uzatvára s kolmicou od vrcholu 60° uhol. Zadná časť lastúry je nízka, s malým klenutím a je silne predĺžená. S bazálnym okrajom sa spája miernym a pravidelným oblúkom, pričom vybehnutie je väčšie na bazálnom než na hornom zadnom okraji. V zaokrúhlenom ukončení zadnej časti je výrazný sifonálny otvor, ktorý sa na dvojlastúre začína asi 12 mm od okraja bazálnej časti a končí asi 6 mm od okraja zadnej hornej časti lastúry.

Pretože pravá a ľavá lastúra nie sú oddeliteľné, nie je možné podať diagnózu vnútornej strany lastúr včítane zámku.

Ozdoba lastúry je veľmi typická pre zástupcov rodu *Pholadomya*. Z vonkajšej strany má lastúra perleťový lesk a je zdobená okrem prírastkových čiar aj výraznou radiálnou kresbou. Prírastková stavba sa najlepšie vyníma na prednej hornej ploche, kde hrubé čiary počtom 20 až 22 prebiehajú koncentricky. Pri vrchole ležia hustejšie, smerom k báze lastúry postupne zhrubnú a sú uložené redšie. Od ostrého okraja hornej prednej plochy smerom k zadnej predĺženej časti lastúry sa objavuje radiálna ozdoba, ktorá pozostáva zo 16 až 18 výrazných, lúčovite usporiadaných čiar, ktoré prebiehajú počnúc od vrcholu, vlnovite až k báze lastúry. Najhustejsie sú uložené v prostred lastúry, smerom k zadnej časti rednú a v poslednej tretine zadnej časti úplne miznú. Táto radiálna ozdoba tvorí zvlášť pri vrcholovej časti na križovatke s prírastkovými čiarami zreteľné uzlíky a hrbolce.

Dvojlastúra má z prednej strany tvar srdcovitý, tiež veľmi typický pre zástupcov rodu *Pholadomya*.

Vzťahy a rozdiely: *Ph. andrusovi* čo do tvaru sa podstatne lísi od všetkých doteraz známych druhov rodu *Pholadomya*. Jej ozdoba ukazuje najväčšiu podobnosť s formami *Ph. puschi* Goldf. Tvarom lastúry sa najviac približuje snáď k aberantnej forme *Ph. puschi virgula* Mich. (1901 Sacco. XXIX. str. 142, tab. 28, obr. 6—8. — 1941 Venzo. str. 182, tab. 1, obr. 7.), lísi sa však od nej svojou podstatne menšou výškou, pravideľnejším trojuholníkovým tvarom a plochou prednou stranou lastúry. Druh *Ph. puschi* Goldf. je čo do tvaru mimoriadne variabilný a jeho rôzne formy sú popísané Sacco, Wolffom a Venzom ako poddruhy (var. *trigona* Wolff. 1897, str. 257, tab. 24, obr. 5 — var. *quaesita* Mich., var. *parabbreviata* Sacco, var. *corbuloides* Mich., var. *gracilicosta* Sacco., var. *trigonula* Mich., var. *virgula* Mich. 1901 Sacco. XXIX. str. 141—142, tab. 28. obr. 1—8). Jednotlivé tvary tohto druhu nemajú obmedzené geografické rozšírenie a sú medzi sebou spojené radom prechodných foriem. Pri hojnom výskytte tohto druhu napr. na lokalitách Töls, Kováčov, Carcare, Dego, Sassello, Biarritz atď. sa vyskytujú spolu temer vždy všetky formy, považované nesprávne za samostatné poddruhy. Krajiné tvary *Ph. puschi* ukazujú na jednej strane výšku až 62 mm a šírku 38 mm, na strane druhej temer opačný pomer, výšku 33 mm, šírku 51 mm. Do šírky pretiahnutý trojuhol-

níkový tvar nášho nového druhu, so svojou šírkou 42 mm a výškou 28 mm, ako aj plochou prednou časťou lastúry je rozhodne už mimo rámca variability druhu *Ph. puschi* a zastupuje samostatný druh.

Ph. andrusovi sa líši svojím nižším tvarom aj od spodnooligocénnych *Ph. weissi* Phil. a *Ph. alata* Koen. (1894 Koen str. 1324—1326, tab. 94, obr. 1—4.), ktoré stoja ináč veľmi blízko k druhu *Ph. puschi* Goldf.

Pomerne nízky trojuholníkový tvar ukazuje tiež poddruh *Ph. vaticana subtriangularis* Sacc. (1901 Sacco XXIX. str. 144, tab. 28, obr. 15), líši sa však od *Ph. andrusovi* svojou väčšou výškou, výraznejšou ozdobou a omnoho kratšou zadnou časťou lastúry.

Od *Ph. virgulosa* Sow. a *Ph. virgulosa wemmelensis* Glib. (1936 Gliber str. 190, tab. 7, obr. 8) sa líši jednak svojím nižším a viac trojuholníkovým tvarom, jednak tým, že oba uvedené eocénne formy majú silnú koncentrickú a slabú radiálnu ozdobu, kým na *Ph. andrusovi* dominuje radiálna ozdoba. Zhruba podobné rozdiely ukazuje nás druh od *Ph. subalpina* Dregger (1939 Krobkov str. 52, tab. 6, obr. 8) a od *Ph. cuneata* Sow. (1860 Deshayes str. 277, tab. 9, obr. 6—8).

Ph. eggenburgensis Schaff. sa líši od našej formy svojím vysokým, bilaterálne temer súmerným okrúhlym tvarom (1910 Schaffler str. 99, tab. 44, obr. 7—11). Úplne odlišné sú aj *Ph. alpina* Math. a jeho variety *panopaeiformis* Schaff., *rostrata* Schaff. a *rectidorsata* Horn (1910 Schaffler str. 97—99, tab. 44, obr. 12, tab. 45, obr. 1—3), ktoré sú sice formy nízké a široké, no zadná časť ich lastúry je mimoriadne predĺžená, predná skrátená, vrchol majú posunutý excentrický a radiálna ozdoba je veľmi hrubá.

Bližšie k *Ph. andrusovi* sú niektoré eocénne druhy, ako *Ph. konincki* Nystr. (1860 Deshayes str. 278, tab. 9, obr. 9) a *Ph. ornata* Alex. (1954 Krobkov, str. 211, tab. 90, obr. 5), predsa však sú podstatne vyššie a vrchol majú tiež excentricky posunutý nad prednú časť lastúry.

Celkovo možno konštatovať, že nový druh *Pholadomya andrusovi* javí osobitné morfológické znaky lastúry, ktoré ho bezpečne odlišujú od všetkých ostatných, dnes z terciéru známych druhov rodu *Pholadomya*. Tieto osobitné znaky spočívajú v obrátenom pomere výšky a šírky lastúry oproti ostatným druhom tohto rodu, ďalej v tvare prednej hornej plochej časti lastúry a v temer centrálnom postavení vrcholu.

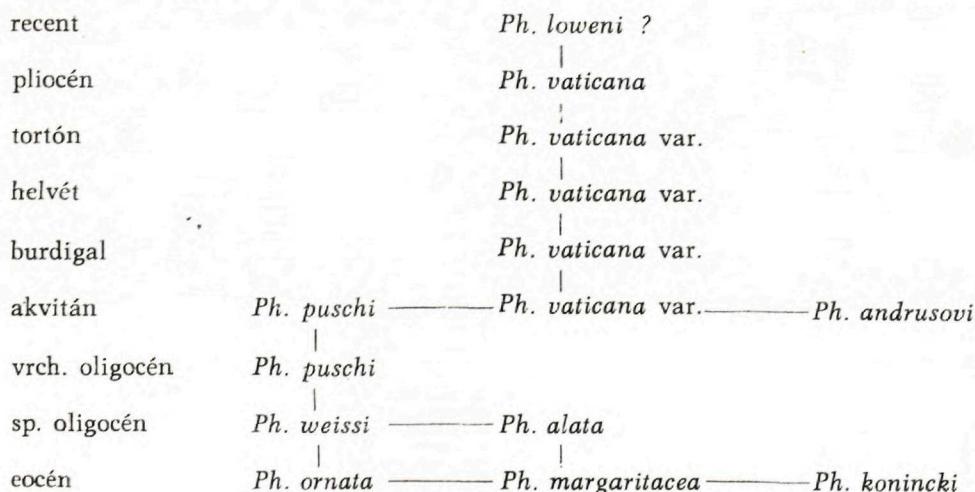
Rozšírenie zástupcov rodu *Pholadomya* v jednotlivých dobách je dnes už pomerne dobre známe. V najväčšom počte druhov sa vyskytujú od doggeru po spodnú kriedu, no objavujú sa už v spodnom liase. Počet druhov v terciéri je podstatne menší než v jure a recentne je známych len niekolko málo druhov tohto rodu.

V treťohorách Európy najväčší počet druhov sa vyskytuje v eocéne. Najväčšie rozšírenie v atlantickej a mediteránnej bioprovincii majú druhy *Ph. cuneata*

S o w., *Ph. konincki* N y s t., *Ph. virgulosa* S o w., *Ph. ludensis* D e s h., *Ph. margaritacea* S o w., *Ph. gormani* C o s s m. a v oblasti východnej Európy *Ph. subalpina* D r e g., *Ph. michailovskyii* L u k o v a *Ph. ornata* A l e x. V spodnom oligocéne sú známe zatiaľ len dva druhy, a to *Ph. weissi* P h i l. a *Ph. alata* K o e n., ktoré sa líšia od eocénnych foriem svojimi hrubšími a početnejšími radiálnymi rebrami. Ich nástupnou formou vo vrchom oligocéne a hlavne v akvitáne je *Ph. puschi* G o l d f. a jeho početné aberantné formy. Veľmi podobný *Ph. vaticana* P o n z i a jeho poddruhy žili cez celý miocén a ešte aj v pliocéne, hlavne v mediteránnej bioprovincii. Počnúc burdigalom nastupuje jedna nová forma rodu *Pholadomya*, v skupine ktorej sú zastúpené hlavne druhy *Ph. alpina* M a t h. a jeho variety, nájdené prevažne v usadeninách burdilagu, *Ph. thyrrena* S i m. ktorá žila v pliocéne mediteránnej provincie a *Ph. hasterna* S o w. v pliocéne atlantickej bioprovincie. Recentne je známych málo druhov, medzi nimi najviac rozšírené sú *Ph. candida* S o w. v Atlantickom a Tichom oceáne a *Ph. loweni* J e f f r. v Stredozemnom mori.

Na Slovensku v usadeninách akvitánu sa hojne vyskytuje *Ph. puschi* G o l d f. (pozri tab. I, obr. 4–7, tab. II, obr. 8–12, tab. III, obr. 13–17), a v burdigale hlavne pri Čause a na Považí *Ph. alpina* M a t h. (tab. III, obr. 18, tab. IV, obr. 19–20, tab. V, obr. 21–22).

G e n é z a nášho nového druhu môžeme rekonštruovať jedine na základe morfológie vonkajších znakov lastúry, pričom za smerodajné a fylogeneticky používateľné považujem nie natoľko menlivý a zrejme ekologickými faktormi ovplyvnený vzrast tvaru lastúry, ako skôr konštantnejšie znaky ozdoby, prípadne vývoj sifonálneho otvoru. Podľa týchto môžeme genetické vzťahy predpokladať jedine so spodnooligocénnymi *Ph. weissi* P h i l. a *Ph. alata* K o e n. ako aj s vrchno-oligocénym a akvitánskym *Ph. puschi* G o l d f.



Paleoekológiu treťohorných zástupcov rodu *Pholadomya* možno stanoviť jedine spôsobom nepriamym, a to analýzou biotopu fosílnych lokalít. Recentní zástupcovia rodu žijú totiž vo svetových oceánoch, ako aj v Stredozemnom mori výlučne len v abysálnych hlbkach na ilovitom podklade (Walter 1893, Thiele 1931, Palus - Mars 1942). Ich ekológia rozhodne nie je totožná s druhmi, ktoré poznáme z litorálnych až neritických sedimentov eocénu, oligocénu a miocénu Európy. Skúmajúc biotop usadenín, v ktorých sa vyskytujú *Ph. puschi* alebo *Ph. alpina*, vidíme, že batymetrický diapazón týchto druhov ukazuje od recentných foriem podstatný rozdiel (Senes 1957).. Zvlášť *Ph. alpina* sa vyskytuje v litorálnej a sublitorálnej zóne prípadne aj za nepatrne zníženej salinity (Schaffer 1910). *Ph. puschi* podľa jeho doterajších výskytov bola formou stenohalynnou a žila najčastejšie v laminárnej a neritickej zóne mora.

Či rozdiely v batymetrickej povahе medzi fosílnymi a recentnými zástupcami rodu sa vzáhujú len na určité druhy (abysálne *Pholadomya* fosílnе zatiaľ známe nie sú), alebo je to znakom zmeny ekológie celého rodu od terciéru po recent - dnes ešte pre nedostatok uskutočnených výskumov známe nie je.

S istotou môžeme však konštatovať, že zástupcovia rodu *Pholadomya* zo skupiny *Ph. puschi-vaticana* žili v oligocéne a miocéne Európy v morskej vode s normálnou salinitou alebo znášali len mierne zníženie obsahu soli asi do 30 %, obľubovali život hlavne v hlbších pásmach litorálu, v zóne laminárnej a plynkej neritickej. Len ojedinele žili v hlbokom neritiku alebo batyálnej zóne. Ich hromadný výskyt neboli viazaný len na usadeniny ilovité a bahnité, ale aj na podklad piesčitý, v ktorom viedli pseudosesilne bentózny život. Zástupcov tejto skupiny rodu *Pholadomya* môžeme označiť ako druhy eurybatné, stenohalyne a pravdepodobne aj eurytermné.

10. V. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Böckh H., 1899: Nagy-Maros környékének földtani viszonyai. Mitteilungen Jahrbuch Ungar. Geol. Anstalt, 1902. Budapest. — [2] Cossman M., 1921: Synopsis illustré des Mollusques de l'Éocène et de l'Oligocène en Aquitaine. Mém. Soc. Géol. France, Paris. — [3] Csereghy Meznerics I., 1956: Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. Acta Geologica, 4, Budapest. — [4] Csereghy Meznerics I. — Senes J., 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn. Neues Jb. Geol. Paläont. Monatsh, 1957, 1, Stuttgart. — [5] Deshayes G. P., 1860: Description des animaux sans vertèbres découverts dans le Bassin de Paris etc. I, Paris. — [6] Dollfus G. F., 1910: Résumé sur les terrains Tertiaires de l'Allemagne Occidentale. Bull. Soc. Géol. France. 4. Ser. 10, Paris. — [7] Fuchs Th., 1894: Tertiärfossilien aus den Kohlenführenden Miozänablagerungen der Umgegend von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sog. „Aquitaniischen Stufe“. Mitteil. Jahrbuch Ungar.

Geol. Anstalt, 10, Budapest. — [8] Glibert M., 1936: Faune Malacologique des sables de Wemmel. Mém. Mus. Royal. Hist. Nat. Belgique, 78, Bruxelles. — [9] Koenen A., 1894: Das Norddeutsche Unteroligozän und seine Mollusken-Fauna. Abhandlungen geolog. Spezialkarte Preussen, 10, Berlin. — [10] Korobkov I. A., 1939: Molluski nižnego oligocena severnogo Kavkaza. Trudy Neft. Geol. Razved. Inst. Ser. A. 113, Moskva—Leningrad. — [11] Korobkov I. A., 1954: Spravočník i metodicheskoe rukovodstvo po tretičnim molluskam. Plastinčatožabernie. Gostoptechnizdat, Lenigrad. — [12] Kulcsár K. 1915: Das neuere Vorkommen des Oberoligozäns zwischen Budapest und Törökbalint. Földtani Közlöny, 45, Budapest. — [13] Meyer Eymar Ch., 1957: Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiärgebild. Europas. Verh. schweiz. Gesellsch. Naturw., 1858, Trogen. — [14] Moesch C., 1875: Monographie der Pholadomyen. Abhandlungen schwizer. paläont. Gesellsch., 2, Zürich. — [15] Paulus M.—Mars P., 1942: Guide malacologique des environs de Marseille. Bull. Muséum Hist. Nat. Marseille 1941/12, Marseille. — [16] Saccò F., 1901: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria, XXIX, Torino. — [17] Schaffer F. X., 1910: Das Miocän von Eggenburg. Abhandlungen k. k. Geol. Reichsanstalt, 22, Wien. — [18] Senes J., 1952: Studium über akvitane Stufe. Geol. práce 31, Bratislava. — [19] Senes J., 1956: Bemerkungen zur Stratigraphie und Paleogeographie des Untermiozäns der Südslowakei auf Grund neuer Forschungen in Mitteleuropa. Geologický sborník 7, Bratislava. — [20] Senes J., 1957: Stratigraphische Position und Sedimentationsverhältnisse des Tärtiers bei Kováčov in Südslowakei. Geologické práce. (in lit.) Bratislava. — [21] Szöts E., 1956: Les problèmes de la limite entre le Paleogène et Néogène et des étages Chattien et Aquitanien. Acta Geologica, 4, Budapest. — [22] Thiele J., 1931: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. I. Jena. — [23] Venzo S., 1941: Fossili oligocenici della Valle del Maso (Valsugana). Studi Trentini dicenze naturali 22. Trento. — [24] Walter J., 1893: Lebensweise der Meerestiere. Jena. — [25] Wölff W., 1897: Die Fauna der südbayerischen Oligocaenmolasse. Palaentographia 23. Stuttgart.

JÁN SENES

PHOLADOMYA ANDRUSOVI nov. sp.
AUS DEM UNTERMIOZÄN DER SÜDSLOWAKEI

Bei der eingehenden geologischen Verarbeitung des Tertiärs im Gebiete Kováčov (Bez. Štúrovo) wurde eine Revision der marinen Makrofauna einerseits zur Feststellung des Alters der Sedimente, anderseits zur Rekonstruktion der chemischen und physikalischen Verhältnisse während der Sedimentation durchgeführt.

Die faunistischen Assoziationen der Kováčover Schichten enthalten neben den relikten oligozänen, resp. nordischen, überwiegend typische miozäne Formen der atlantischen und mediterranen Provinz, wie *Turritella venus* d'Orb., *Protoma cathedralis* et var., *Galeodes lainei* (Bast.), *Athleta rarispina* (Lam.), *Lutraria lutraria jeffreysi* de Greg., *Angulus aquitanicus* (May.), *Cardita rusticana* May., *Cardita zebra* percostata Schff., *Venus multilamella* Lam., *Venus cincta* fasciculata Ross., *Arca danayei* C.-P., *Arca burdigalina* May., usw. Das Alter der Kováčover Schichten kann man näher bloss als Aquitanien bezeichnen (Senes 1956).

Bei der Revision der klassischen Makrofauna wurde eine Doppelschale eines Weichtieres gefunden, die eine neue, in der Literatur bisher unbekannte Art der Gattung *Pholadomya* repräsentiert. Zu Ehren des sechzigsten Geburtstages des Nestors der slowakischen Geologie und unseren Lehrers Akad. Dimitrij Andrusov habe ich diese neue Art *Pholadomya andrusovi* benannt: Im weiteren gebe ich die Charakteristik der neuen Art und ihre Stellung zwischen den übrigen Arten der Gattung *Pholadomya*.

Pholadomyidae, Pholadomya G. B. Sowerby 1923

Pholadomya andrusovi nov. sp.

Taf. I, Abb. 1-3

Holotyp: In den Sammlungen des Geologischen Institutes D. Šur's in Bratislava.

Locus typicus: Kováčov Schichten, Lokalität No I., Bezirk Štúrovo ČSR.

Stratum typicum: Aquitanien (Mayer - Eymar 1857), sog. Pectunculus-Sande, Lithofazies feinsandig, Biofazies sublitoral.

Derivatio nominis: Zu Ehren des Geologen Akademiker D. Andrusov.

Man hat eine untrennbar Doppelschale im gut erhaltenen Zustand, aus der Lokalität No. I. in feinem, leicht zerfallenden Sandsteinen gefunden.

Morphologische Beschreibung: Die Schale ist bilateral asymmetrisch, dreieckig, mit prosogyrem, wenig zum hinteren Teil der Schale verschobenem Wirbel. Die Schale ist besonders in der oberen Hälfte stark gewölbt. Die rechte, sowie linke Schale sind gleicher Form. Die Schale ist 42 mm lang, 28 mm hoch und 12 mm tief. Der Wirbel ist schwach nach vorne eingekrümmmt und in der Richtung zum vorderen Teil schliesst er eine kleine, kaum 1 mm breite und 6 mm lange Rinne ab. Der vordere, obere Rand ist mässig gewölbt und schliesst mit dem basalen Rand einen Winkel von 70° ab. Der ganze vordere, obere Teil ist flach, 11-12 mm breit und entspricht der grössten Tiefe der Schalenwölbung. Der flache obere, vordere Teil ist auf den Seiten von der übrigen, sich gegen den Hinterteil mässig abflachenden Oberfläche der Schale scharf begrenzt. Der Rand des flachen, oberen Teiles verläuft quer über die Schale und schliesst mit der Senkrechten vom Wirbel einen 60° Winkel ab. Der hintere Teil der Schale ist niedrig, mit kleiner Wölbung und stark gedehnt. Mit dem basalen Rand wird er durch einen mässigen und regelmässigen Bogen verbunden, wobei der Vorsprung auf dem basalen Rand grösser als auf dem oberen, hinteren Rand ist. In der abgerundeten Beendigung des hinteren Teiles befindet sich eine ausgeprägte siphonale Öffnung, die auf der Doppelschale cca 12 mm von dem Rand des basalen Teiles beginnt und cca 6 mm von dem Rand des hinteren, oberen Teiles der Schale endet.

Da die rechte und linke Schale unzertrennbar sind, kann man die Diagnose der inneren Seite der Schalen, inkl. des Schlosses nicht bringen.

Die Verzierung der Schale ist für die Vertreter der Gattung *Pholadomya* sehr typisch. Die Aussenseite der Schale hat einen perlmutterartigen Glanz und wird außer Zuwachslien auch durch ausgeprägte radiale Zeichnung verziert. Der Zuwachsbau ist am besten auf der vorderen Oberfläche sichtbar, wo die 20 bis 22 groben Linien konzentrisch verlaufen. Am Wirbel liegen sie dichter, in der Richtung zur Basis der Schale werden sie allmählich gröber und liegen weiter voneinander. Vom scharfen Rand der oberen vorderen Fläche in der Richtung zum hinteren, gedehnten Teil der Schale kommt eine radiale Verzierung zum Vorschein, die aus 16 bis 18 ausgeprägten, strahlenförmig geordneten Linien besteht, welche am Wirbel beginnend, wellenförmig bis zur Basis der Schale verlaufen. Am dichtesten sind sie in der Mitte der Schale, gegen den hinteren Teil werden sie dünn und im letzten Drittel des hinteren Teiles verschwinden sie vollkommen. Diese radiale Verzierung bildet besonders am Wirbelteil, bei der Kreuzung mit den Zuwachslien, deutliche Knötchen und Knoernen.

Die Doppelschale ist von vorn herzförmig, was auch eine sehr typische Form für die Vertreter der Gattung *Pholadomya* ist.

Beziehungen und Unterschiede: Was die Form betrifft, unterscheidet sich die *Ph. andrusovi* wesentlich von allen, bisher bekannten Arten der Gattung *Pholadomya*. Ihre Verzie-

rung zeigt die grösste Ähnlichkeit mit den Formen *Ph. puschi* Goldf. Durch die Form der Schale nähert sie sich am meisten vielleicht der abrannen Form *Ph. puschi virgula* Micht. (1901 Sacco, XXIX, Seite 142, Taf. 28, Abb. 6—8. — 1941 Venzo, Seite 182, Taf. 1, Abb. 7.), unterscheidet sich jedoch von dieser durch ihre wesentlich kleinere Höhe, regelmässigere dreieckige Form und flache vordere Seite der Schalen. Die Art *Ph. puschi* Goldf. ist, was die Form betrifft, ausserordentlich variabel und ihre verschiedene Formen wurden von Sacco, Seite 141—142, Taf. 28., Abb. 1—8.). Einzelne Formen dieser Art besitzen keine begrenzte Wolff und Venzo als Unterarten beschrieben (var. *trigona* Wolff. 1897, Seite 257, Taf. 24, Abb. 5. — var. *quaesita* Micht., var. *perabbreviata* Sacc., var. *corbuloides* Micht., var. *gracilicosta* Sacc., var. *trigonula* Micht., var. *virgula* Micht. (1901 Sacco, XXIX, geographische Verbreitung und sind zwischeneinander durch eine Reihe von Übergangsformen verbunden. Beim häufigen Vorkommen dieser Art z. B. auf den Lokalitäten Tölz, Kováčov, Carec, Dego, Sasselio, Biaritz usw. kommen fast immer alle Formen, die man unrichtig für selbständige Unterarten hält, zusammen vor. Extrem entwickelte Individuen der *Ph. puschi* weisen einerseits bis 62 mm Höhe und 38 mm Breite, anderseits ein fasst umgekehrtes Verhältnis bei 33 mm Höhe eine 51 mm Breite aus. Die in die Breite gedehnte dreieckige Form unserer neuen Art, mit ihrer Breite von 42 mm und Höhe von 28 mm, sowie mit dem flachen vorderen Teil der Schale, liegt entschieden schon ausserhalb des Rahmens der Variabilität der Art *Ph. puschi* und vertritt eine selbständige Art.

Durch ihre niedrigere Form unterscheidet sich die *Ph. andrusovi* auch von den unteroligozänen *Ph. weissi* Phil. und *Ph. alata* Koen. (1894 Koenen, Seite 1324—1326, Taf. 94, Abb. 1—4.), die sonst sehr nahe der Art *Ph. puschi* Goldf. stehen.

Eine verhältnismässig niedrige, dreieckige Form weist auch die Unterart *Ph. vaticana subtriangula* Sacc. aus (1901 Sacco, XXIX, Seite 144, Taf. 28, Abb. 15), unterscheidet sich jedoch von *Ph. andrusovi* durch ihre grössere Höhe, ausgeprägtere Verzierung und viel kürzeren hinteren Teil der Schale.

Von der *Ph. virgulosa* Sow. und *Ph. virgulosa wemmelensis* Glib. (1936 Glibert, Seite 190, Taf. 7, Abb. 8.) unterscheidet sie sich einerseits durch ihre niedrigere und mehr dreieckige Form, anderseits, dass die beiden angeführten eozänen Formen eine starke konzentrische und schwache radiale Verzierung besitzen, während bei *Ph. andrusovi* die radiale Verzierung dominiert. Im grossen und ganzen weist unsere Art ähnliche Unterschiede gegen die *Ph. subalpina* Dregger (1939 Korobkov, Seite 52, Taf. 6, Abb. 8) und gegen die *Ph. cuneata* Sow. (1860 Deshayes, Seite 277, Taf. 9, Abb. 6—8) aus.

Ph. eggenburgensis Schafff. unterscheidet sich von unserer Form durch ihre hohe, bilateral fast symmetrisch runde Form (1910 Schaffner, Seite 99, Taf. 44, Abb. 7—11). Vollkommen unterschiedlich sind auch *Ph. alpina* Math. und ihre Varietäten *panopaeiformis* Schafff., *rostrata* Schafff. und *rectidorsata* Hörn. (1910 Schaffner, Seite 97—99, Taf. 44, Abb. 12, Taf. 45, Abb. 1—3), die zwar niedrige und breite Formen sind, jedoch einen ausserordentlich verlängerten Hinterteil der Schale und verkürzten Vorderteil, sowie auch einen exzentrisch verschobenen Wirbel und eine sehr grobe radiale Verzierung besitzen.

Näher stehen zur *Ph. andrusovi* manche eozöne Arten, wie *Ph. konicki* Nyst. (1860 Deshayes, Seite 278, Taf. 9, Abb. 9) und *Ph. ornata* Alex. (1954 Korobkov, Seite 211, Taf. 90, Abb. 5.), sind jedoch wesentlich höher und besitzen auch einen exzentrisch über den vorderen Teil der Schale verschobenen Wirbel.

Im ganzen kann man konstatieren, dass die neue Art *Pholadomya andrusovi* individuelle morphologische Kennzeichen der Schale zeigt, durch die sie sich verlässlich von allen übrigen, heute aus dem Tertiär bekannten Arten der Gattung *Pholadomya* unterscheidet. Diese individuellen Kennzeichen bestehen im umgekehrten Verhältnis der Höhe zur Breite der Schale gegenüber den

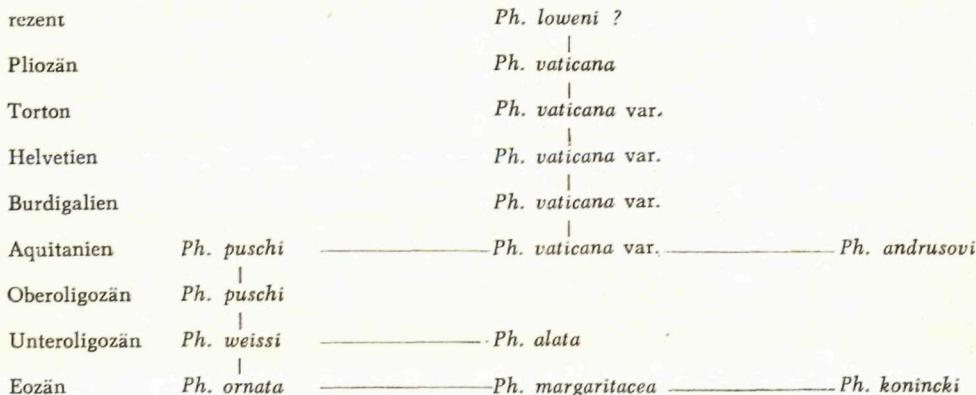
übrigen Arten dieser Gattung, weiter in der Form des vorderen, oberen, flachen Teiles der Schale und in der fast zentralen Stellung des Wirbels.

Die Verbreitung der Repräsentanten der Gattung *Pholadomya* in den einzelnen Zeiträumen ist meute schon verhältnismässig gut bekannt. In der grössten Anzahl von Arten kommen sie vom Dogger bis zur Unterkreide vor, erscheinen jedoch schon im unteren Lias. Die Zahl der Arten ist im Tertiär wesentlich kleiner, als im Jura und rezent sind nur einige, wenige Arten dieser Gattung bekannt.

Im europäischen Tertiär kommt die grösste Anzahl von Arten im Eozän vor. Die grösste Verbreitung in der atlantischen und mediterranen Bioprovinz haben die Arten *Ph. cuneata* Sow., *Ph. konicki* Nyst., *Ph. virgulosa* Sow., *Ph. ludensis* Desh., *Ph. margaritacea* Sow., *Ph. gormani* Cossm. und im Gebiete der Osteuropa *Ph. subalpina* Dreg., *Ph. michailovskii* Lukov und *Ph. ornata* Alex. Im Unteroligozön sind bisher nur zwei Arten bekannt, u. zw. *Ph. weissi* Phil. und *Ph. alata* Koen., die sich von den eozönen Formen gröbere und zahlreichere radiale Rippen unterscheiden. Ihre nachfolgende Form im Oberoligozän und hauptsächlich im Aquitanien ist *Ph. puschi* Goldf. und ihre zahlreiche aberrante Formen. Die sehr ähnliche *Ph. vaticana* Ponz und ihre Unterarten lebten im ganzen Miozän und noch im Pliozän, hauptsächlich in der mediterranen Bioprovinz. Vom Burdigalien an tritt eine neue Form der Gattung *Pholadomya* auf, in deren Gruppe hauptsächlich die Arten *Ph. alpina* Math. und ihre Varietäten, die überwiegend in den Ablagerungen des Burdigaliens getragen wurden, *Ph. thyrrena* Sim., die im Pliozän der atlantischen Provinz lebte und *Ph. hasterna* Sow. im Pliozän der atlantischen Bioprovinz, vertreten sind. Rezent sind wenige Arten bekannt, zwischen ihnen am verbreitetesten sind *Ph. candida* Sow. im Atlantischen und Stillen Ozean und *Ph. loweni* Jeffr. im Mittelmeer.

In der Slowakei kommt in den Ablagerungen des Aquitanians *Ph. puschi* Goldf. (siehe Taf. I, Abb. 4–7, Taf. II, Abb. 8–12, Taf. III, Abb. 13–17.) und im Burdigalien hauptsächlich bei Čausa und im Vámt-Tal *Ph. alpina* Math. (Taf. III, Abb. 18, Taf. IV, Abb. 19–20, Taf. V, Abb. 21–22) häufig vor.

Die Genetik unserer neuen Art kann man nur auf Grund der Morphologie und der äusseren Kennzeichen der Schale rekonstruieren, wobei ich für massgebend und phylogenetisch brauchbar nicht nur das veränderliche und evident durch ökologische Faktoren beeinflusste Wachstum der Schale, sondern eher die konstanteren Kennzeichen der Verzierung, bzw. die Entwicklung der Siphöffnung halte. Nach diesen kann man die genetischen Beziehungen bloss mit den unteroligozänen *Ph. weissi* Phil. und *Ph. alata* Koen., sowie mit der oberoligozänen und aquitanischen *Ph. puschi* Goldf. voraussetzen.



Die Paleoökologie der tertiären Vertreter der Gattung *Pholadomya* kan man blos indirekt, u. zw. durch die Analyse des Biotops der fossilen Lokalitäten feststellen. Die rezenten Vertreter der Gattung leben nämlich in den Weltmeeren, sowie im Mittelmeer ausschliesslich nur in abyssalen Tiefen und auf toniger Unterlage (Walter 1893, Paulus — Mars 1942). Ihre Ökologie ist entschieden mit den aus den litoralen bis neritischen Sedimenten des europäischen Eozäns, Oligozäns und Miozäns bekannten Arten nicht identisch. Bei der Untersuchung des Biotops der Ablagerung, in denen *Ph. puschi* oder *Ph. alpina* vorkommen, sieht man, dass den bathymetrische Diapason dieser Arten von den rezenten Formen einen wesentlichen Unterschied zeigt (Senes 1957). Besonders *Ph. alpina* kommt fast nur auf solchen Lokalitäten vor, deren Sedimente in der litoralen und sublitoralen Zone, bzw. auch unter unansehnlich ermässigter Salinität entstanden sind (Schafner 1910). Nach ihren bisherigen Vorkommen war die *Ph. puschi* eine stenohaline Form und lebte am meisten in der laminaren und neritischen Meereszone.

Ob die Unterschiede im bathymetrisch Charakter zwischen den fossilen und rezenten Vertretern der Gattung sich nur auf bestimmte Arten beziehen (abyssale *Pholadomyen* sind fossil bisher unbekannt), oder ob es ein Zeichen der Veränderung der Ökologie der ganzen Art vom Tertiär bis rezent ist, ist wegen Mangel an durchgeföhrten Untersuchungen bis heute noch unbekannt. Man kann jedoch mit Sicherheit konstatieren, dass die Vertreter der Gattung *Pholadomya* aus der Gruppe *Ph. puschi* — *vaticana* im europäischen Oligozän und Miozän im Meerwasser mit normaler Salinität lebten, oder nur mässige Erniedrigung des Salzgehaltes bis cca 30% vertrugen, und am Leben hauptsächlich im tieferen Litoral, in der laminaren und seichten neritisch en Zone Gefallen fanden. Nur vereinzelt lebten sie in der tiefen neritischen, oder in der bathyalen Zone. Ihr Massenvorkommen wurde nicht nur an die tonigen und schlammartigen, Ablagerungen, sondern auch an eine sandige Unterlage, in der sie ein sessil-benthonisches Leben führten, gebunden. Die Vertreter dieser Gruppe der Gattung *Pholadomya* kann man als eurybathe, stenohaline und wahrscheinlich eurytherme Arten bezeichnen.

17. V. 1957

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

BARTOLOMEJ LEŠKO

**PREHĽAD GEOLÓGIE PALEOGÉNU
JUŽNEJ ČASTI LEVOČSKÉHO POHORIA A PRIĽAHLÝCH KOTLÍN**

(*Nemecké resumé, tab. VI—VII*)

O b s a h: Študované územie náleží flyšu centrálnokarpatského paleogénu. Na základe numulitovej a foraminiferovej fauny, známej z iných oblastí Slovenska, centrálnokarpatský flyš sa vekove zaraduje do stredného až vrchného eocénu. Flyšové súvrstvie, tu faciálne značne pestré, zhrňujeme i z hladiska stratigrafického do troch oddielov. Územie je málo tektonicky diferencované a má pomerne jednoduchú stavbu. Flyšové vrstvy sa tektonicky stýkajú na západe a východe s útvarmi Braniska, na gemeridných útvaroch a útvaroch Čiernej hory na juhu ležia transgresívne a diskordantne.

Mapovacích prác v tomto teréne sa zúčastnil aj Zd. S t r á n i k. Pri vypracovaní tejto štúdie som použil s jeho zvolením aj výsledky jeho terénnych výskumov.

Prehľad staršej literatúry

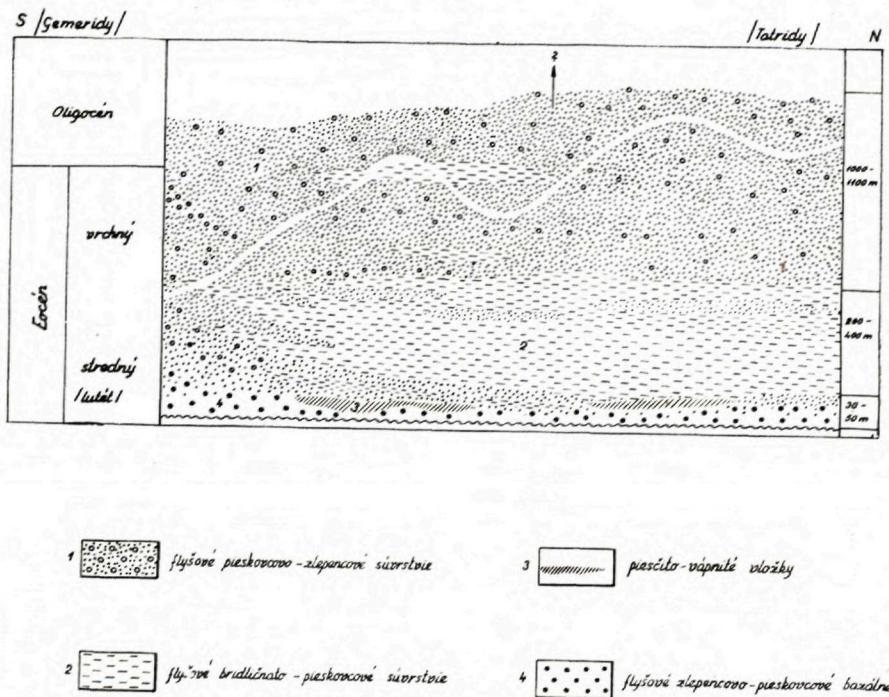
Pred prvou svetovou vojnou pracoval na Spiši pri Branisku P o s e w i t z (1908); zmieňuje sa medzi iným aj o paleogénnom súvrství na okolí tohto pohoria. Jeho zpráva je však viacej cestopisná ako geologická, postráda uzávery stratigrafické i technické.

Z okolia mangánorudnej oblasti Kišoviec a Šváboviec prvú podrobnejšiu geologickú prácu máme od Q u i r i n g a (1920). Autor sa o stratigrafickom postavení flyšových vrstiev a o ich litológii zmieňuje len všeobecne. Zaoberá sa hlavne geologickými pomerami ložiska, jeho genézou a praktickým významom. V tektonike územia rozlišuje dve hlavné zlomové poruchy smeru prevažne SZ—JV. Q u i r i n g o v e pozorovania neskorší autori buď úplne preberali alebo na základe nových výskumov podrobnejšie rozpracovali.

M u n k (1932) sa zaoberá znova genézou mangánového ložiska pri Kišovciach a Švábovciach a podáva geológiu najbližšieho okolia. Flyšové súvrstvie s mangánovými slojmi na základe vtedajšieho hodnotenia paleontologických výskumov zaraďuje do oligocénu, a to hlavne na základe výskytu šupín rýb rodu *Clupea*.

Neskoršie Ulrich — Munk (1936), opisujúc mangánové ložiská pri Kišovciach a Šábovciach, konštatujú, že flyšové bridlično-pieskovcové súvrstvie leží nad bazálnymi polohami, skladajúcimi sa z konglomerátov, ktorých vek bol z iných centrálnokarpatských depresií známy ako vrchný lutét.

Roth Z. (1938) ďalej na východ pri Lučivnej rozlíšil v paleogéne bazálne polohy a vyššie súvrstvie bridlíc a pieskovcov vo flyšovom vývoji. Z bazálnych polôh opisuje zlepence, vápencové brekcie, piesčité vápence alebo vápnité pieskovce, z ktorých uvádza faunu ako *Nummulites laevigatus* Brug, litotamnia, diskocyklíny a iné organizmy, ktoré charakterizujú eocén.



Obr. 1. Schematická stratigraficko-faciálna tabuľka paleogénu západne od Braniska. Zostavil B. Leško.

Paleogénom na okolí masívu Braniska sa čiastočne zaoberali aj Rösing (1949). Opisuje dosť podrobne hlavne bazálne paleogénne polohy pri severnom obmedzení Braniska medzi Vyšným Slavkovom a Lačnovom, v priestore masívu Čiernej hory a severného obmedzenia gemeríd. Všade tam, kde styk paleogénu s podložím je transgresívny, bazálne polohy tvoria konglomeráty miestneho pobrežia.

Rösing (1949) uvádza od Kluknavy z paleogénnych vrstiev mnohé zvyšky

morskej fauny, ako: *Mactra*, *Cardium*, *Pholadomya puschi* Goldf. ai. Vekove zaraduje vrstvy tu vyvinutého paleogénu do vrchného lutétu a paleogeograficky ich spája s paleogénom Liptovskej kotliny.

Ďalšou prácou, ktorá nadväzuje na územie z Rotha (1938) na východe, je práca Ilavského (1950). Autor sa zaoberá jednak problematikou genézy mangánových rúd v Švábovciach a Kišovciach, jednak podáva podrobnejší litofaciálny opis flyšových súvrství blízkeho okolia. Na báze paleogénu udáva polohy zlepencové s prevahou melafyrového valúnového materiálu, ktoré považuje za ekvivalent súlovských zlepencov. Nad nimi sú pri vikartovskom mezozoiku vyvinuté polohy krivolupenatých pieskovcov. Vyššie flyšové súvrstvie rozdeľuje Ilavský na spodný oddiel bridličnatý a vrchný oddiel pieskovcový.

Neskôr Ilavský (1952) rozdeľuje centrálnokarpatský flyš popri útesovom pásme na tzv. flyš stykový a normálny – podholanský ako dve rozdielne faciálne pásma. Podľa autora flyš „stykový“ je vyvinutý južne v susedstve útesového pásma, flyš podholanský v ústrednej časti Levočského pohoria. Flyš „stykový“ charakterizuje Ilavský (1952) ako flyšovú faciu bridličnato-vápnitú, podholanský ako faciu bridličnato-pieskovcovú, v ústrednej časti Levočského pohoria so zlepencovými polohami.

Zo severozápadného úseku Levočského pohoria pri Holumnici rozlišuje Ilavský (1956) niekoľko flyšových facií podľa zastúpenia pieskovcov a zlepencov a ich striedania sa s bridlicami. Ilavský – Pecho – Piechodska (1956) podávajú detailný petrograficko-litologický rozbor flyšových útvarov v spišskej kotline a interpretujú tektoniku najbližšieho okolia Švábovce na základe výsledkov vrtného prieskumu. Podobnú litologicko-petrografickú charakteristiku flyša z priestoru Hozelca podáva z vrtného výskumu Piechodska (1956).

Genézou mangánových rúd sa najnovšie zaoberá Pták (1956). Vyslovuje názor, že mangánové sedimentárne rudy vo flyšových sedimentoch spišského paleogénu sú geneticky späté s východmi sideritosulfidických žíl Spišsko-gemerského rudohoria. Podľa autora mangán sa dostal z rozrušených gosanov a sideritových žíl v stave disperznom alebo koloidálnom do paleogénneho mora, kde došlo k nahromadeniu sedimentárnych mangánových rúd.

Z mangánorudnej oblasti kišovsko-švábovskej máme ešte prácu Kontovu (1951). V nej sa autor obšírne zoberá mineralógiou mangánovej rudy flyšového súvrstvia.

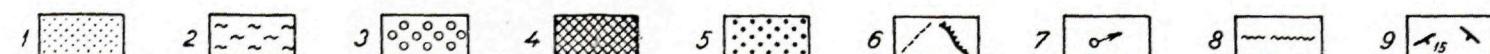
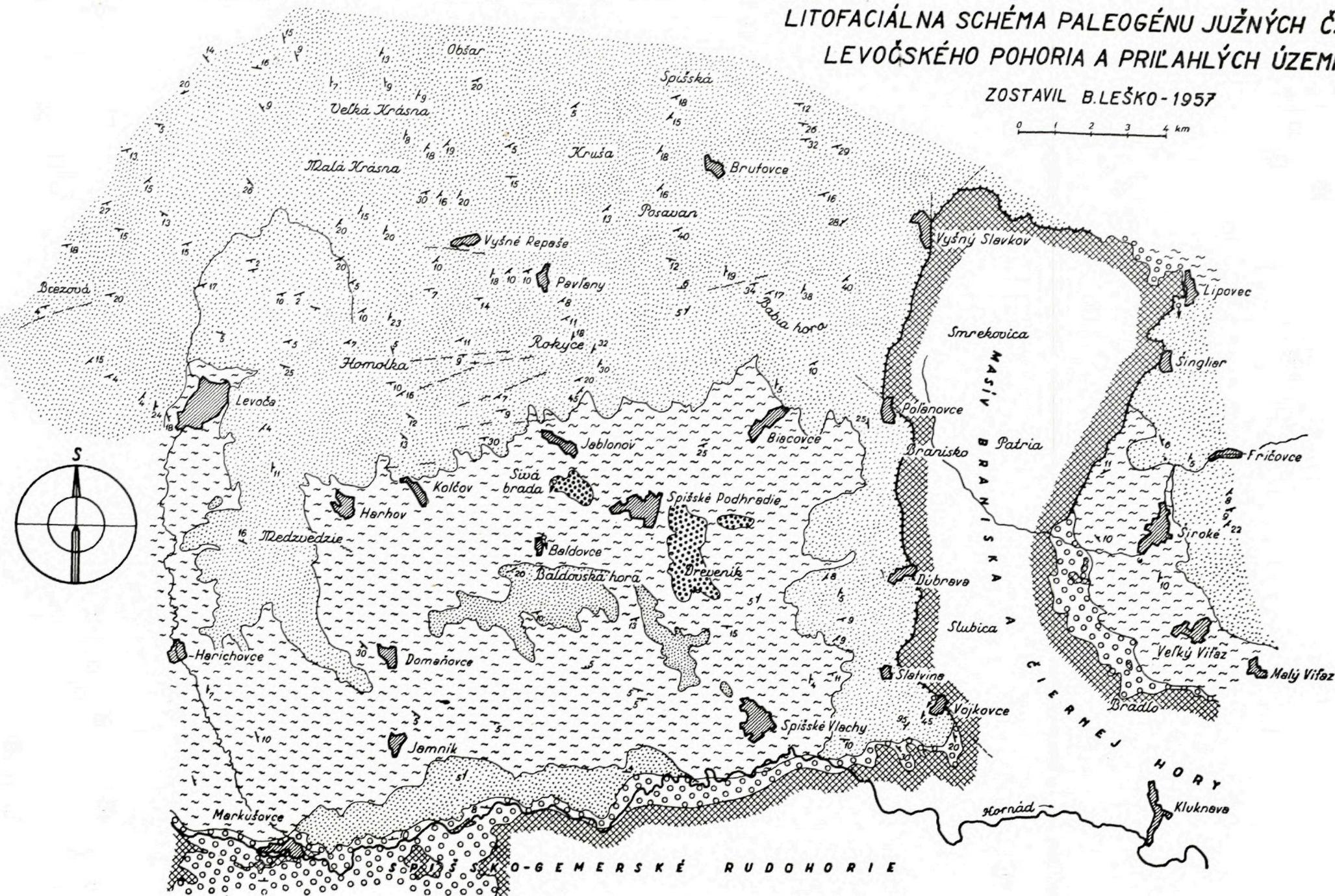
Prínosom do geológie centrálnokarpatského paleogénu Spiša sú mikropaleontologické štúdie Kantorevej (1955, 1956, 1957). Rozbormi mikroasociácií potvrdila jednak zaradenie bazálnych flyšových polôh do vrchného horizontu stredného eocénu, ktoré sa predtým (Bieda 1933) urobilo na základe numulitovej fauny, jednak mikrofaunisticky potvrdila vrchno-eocénny vek vrchných flyšových bridlíc.

Z Podhalia na poľskej strane v centrálnokarpatskom paleogéne J. Goła b

LITOFAČIÁLNA SCHÉMA PALEOGÉNU JUŽNÝCH ČASTÍ
LEVOČSKÉHO POHORIA A PRIĽAHLYCH ÚZEMÍ

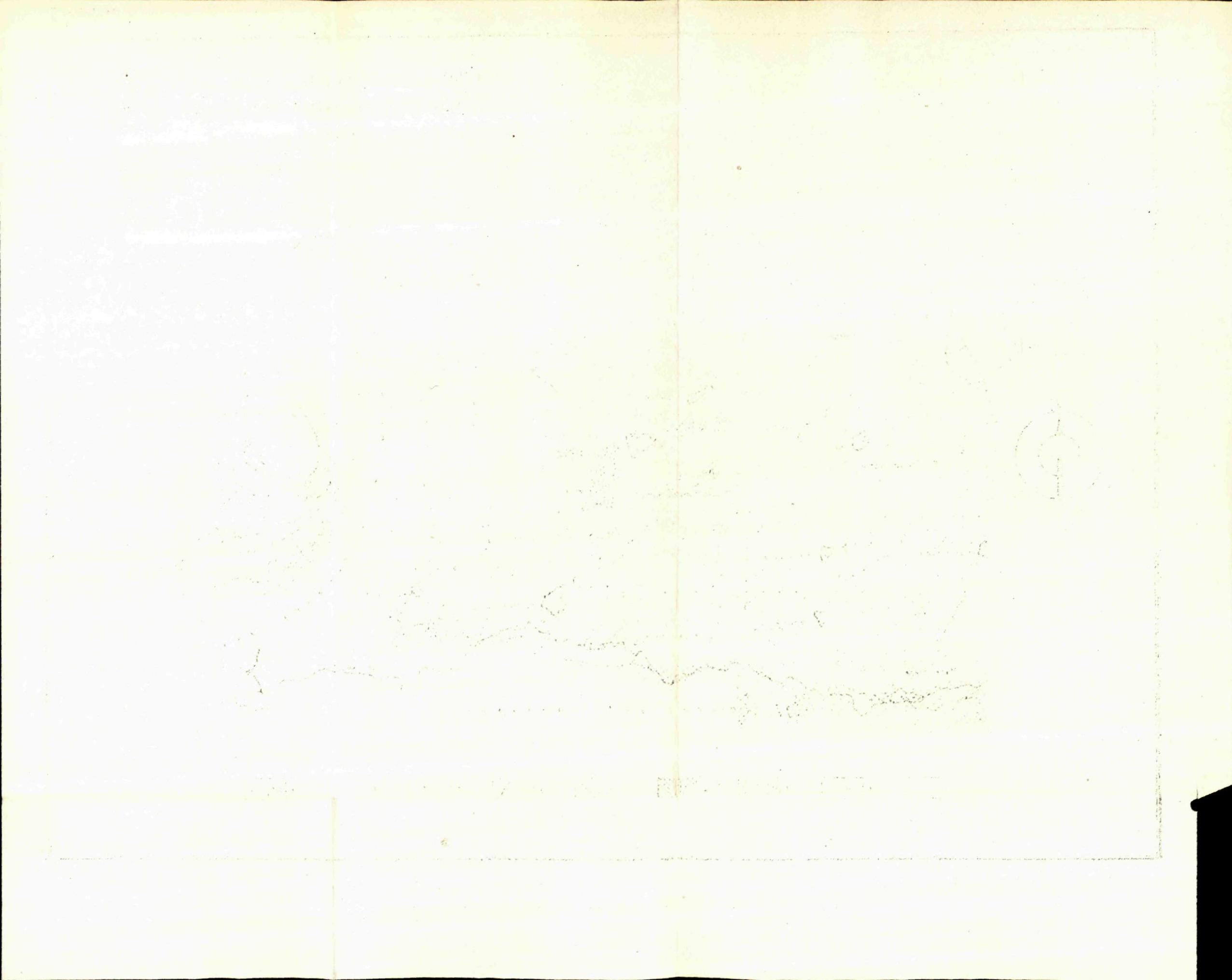
ZOSTAVIL B.LEŠKO - 1957

0 1 2 3 4 km



Vysvetlivky

1. Flyš, pieskovcovo-zlepencové polohy, 2. flyš, polohy s prevahou bridlíc, 3. bazálne paleogénne polohy, 4. mezozoikum a paleozoikum vcelku, 5. travertíny, 6. význačné tektonické poruchy, 7. minerálne pramene, 8. tektonické poruchy malého rozsahu, 9. smer a úklon vrstiev.



(1952, 1954) na litologicko-faciálnom základe vymedzuje a stratigraficky rozlišuje tri, resp. štyri elementy podhalanského flyša. Sú to vrstvy zakopianske, chocholowské, ostryské a vrstvy ťaflarsko-marušinské.

Pokračovanie flyšovej sedimentácie do oligocénu a jeho celkové zastúpenie v ňom sa nám doposiaľ nedalo presvedčivo dokázať (Leško 1957).

Geológia širšieho okolia

Študované územie je časťou rozsiahleho predpaleogénneho karpatského synklinória, rozprestierajúceho sa medzi pásmom gemeríd na juhu a vnútorným bradlovým pásmom na severe. Podľa tatrid, vynorujúcich sa čiastočne v Branisku a v Čiernej hore, môžeme predpokladať, že podložím paleogénu v severnej časti územia sú paleozoické a mezozoické útvary tatričného vývoja. Na Rösingovej mape (1949) Braniska je označené kryštalické jadro a jeho sedimentárny obal. Dá sa predpokladať, že časť tatrid, dnes už zakrytá paleogénom, bola do stredného eocénu značne oddenudovaná, čo potvrdzuje aj valúnový materiál vo flyšových sedimentoch.

V južnej časti územia podložie paleogénu tvoria prvohorné a druhohorné útvary gemeríd. Rösing (1949) v strednej časti Braniska kreslí mezozoické útvary subtatranských príkrovov, Ilavský (1956) pripúšťa pokračovanie vepríd pod paleogén spisskej kotliny, avšak existencia vepríd tu v skutočnosti zostáva problematická, pretože nemáme o tom nijaké presvedčivé dôkazy. Rösingovo mezozoikum v Branisku, pokladané za subtatrikum, musí byť zhodnotené v svetle nových výskumov, uskutočnených v poslednej dobe v iných oblastiach mezozoika na Slovensku.

Stratigraficko-faciálne rozčlenenie flyšových útvarov

Flyšové útvary Levočského pohoria a jeho širšieho okolia môžeme rozdeliť na 3 fácie, ktoré s niekoľkými faciálnymi odchýlkami zastupujú tiež stratigrafické horizonty.

a) Flyšové bazálne polohy

Flyšové bazálne polohy sú odkryté pri južnom okraji paleogénnej oblasti na styku s paleozoickými a druhohornými útvarmi gemeríd a tatrid. V doline Hornádu, od Spišskej Novej Vsi na východ, bazálne polohy ležia diskordantno-transgresívne na morfologickej diferencovanom staršom podloží a vyrovnávajú jeho reliéf. Faciálny vývoj bazálnych polôh je pri okraji veľmi pestrý a od miesta k miestu sa v detailoch mení podľa toho, aké útvary a horniny boli zastúpené na pobreží paleogénneho mora.

Napr.: Pri Markušovciach na nerovnom reliéfe triasových vápencov ležia 2–5 m zlepencové

polohy s nezreteľnou vrstevnatostou. Zlepence s kryštalickým i mezozoickým valúnovým materiáлом vypĺňajú nerovnosti podložia. Vrstevnatosť sa uplatňuje až vo vyšších zlepencovo-pieskovcových polohách. Pieskovce sú tu hrubozrnné až strednohrubozrnné so šmuhotvými vložkami drobnozrnných zlepencov. V zlepencoch prevláda zrno kryštalinika nad mezozoikom. Asi 10 m od paleogénnej bázy je už flyšové súvrstvie s prevahou hrubolavicovitých kremítich pieskovcov s vložkami ilovito-piesčitých bridlíc. Tento vývoj paleogénnej bázy sledujeme až do oblasti Spišských Vlach. V priestore Spišských Vlach báza paleogénu je výlučne z pieskovcových polôh. Pieskovce stredozrnné i hrubozrnné, v laviciach 60–120 cm, tvoria polohy vyše 10 m mocné. Pieskovce sú slienité, len nepatrne slúdnaté, za čerstva sivomodré, doskovité rozpadové. Vložky piesčitých a slienito-piesčitých bridlíc sa objavujú až vyššie nad transgresnou bázou.

Od doliny Hornádu až k Vojkovciam transgresná paleogénna plocha má na báze opäť hrubozrnné zlepencové polohy, ktorých zrno smerom do nadložia sa jednak zjemňuje, jednak sedimentačne triedi. Pri ceste zo Spišských Vlach do Kluknavy v doline Hornádu pod kótou 513 sú bazálne paleogénne vrstvy vyvinuté takto: Báza začína asi 80–100 cm lavicou hrubozrnného polymiktného konglomerátu. Zrno je 5–50 cm veľké, málo opracované, z kryštalických a metamorfovaných hornín Rudohoria. V nadloží je stredne hrubozrnný kremítý pieskovec v lavici hrubej 40–100 cm, má šmuhotvité pásy zlepencov so zrnami z Rudohoria 1–4 cm veľkými. V nadloží je ďalšia asi 4 m hrubá lavica stredno hrubozrnného zlepencia podobného petrografického zloženia ako bazálna poloha. Vyššie sa objavujú podobné hrubozrnné pieskovce so šmuhami drobnozrnných zlepencov. Celá bazálna detritická zlepencovo-pieskovcová poloha je tu asi 20–30 m hrubá. Do nadložia sa vyvíja v polohy pieskovcové s vložkami slienito-ilovitými a piesčitých bridlíc.

V priestore Čiernej hory východne od Braniska, sú bazálne polohy hrubé 30–50 m. Nad nimi náhle vystupuje už vyššie flyšové súvrstvie s prevahou bridlíc. Západne od Braniska a severne od Rudohoria podobné zlepencovo-pieskovcové polohy, aké sú vyvinuté na báze paleogénu, siahajú stratigraficky i vyššie. Sú viac ako 100 m hrubé, pričom smerom od panvy sa zdá, že faciálne vyznievajú a prechádzajú vo vývoj pelitickejší s prevahou bridlíc. Najvyššie polohy bazálneho pieskovcovo-zlepencového flyša v priestore Spišské Vlachy, Vojkovce, Dúbrava a Poľanovce stratigraficky nadväzujú na horizont flyša s prevahou pieskovcov. Preto tu nad bazálnymi polohami chýba horizont flyša s prevahou bridlíc.

Môžeme povedať, že bazálne flyšové polohy zlepencovo-pieskovcové sú veľmi premenlivej mocnosti. Predpokladáme, že boli priamo závislé nielen od spôsobu a intenzity paleogénnej transgresie, ale tiež od morfológie pobrežia a reliéfu panvy. Západné od Braniska v doline Hornádu, ako znázorňujeme na schematickej stratigraficko-faciálnej tabuľke, nad bazálnymi polohami (30–50 m hrubými) vystupuje detritická fácia pieskovcovo-zlepencová i vyššie. Vytvorila sa pod vplyvom pobrežia miesto panvovej pelitickejší fácie bridlicnej. Laterálny prechod oboch fácii a ich vzájomnú stratigrafickú pozíciu môžeme sledovať v priestore medzi Braniskom a Levočským potokom severne do doliny Hornádu.

b) Flyšové polohy s prevahou bridlíc

Pokročilá a intezívna erózia paleogénnych flyšových území od konca paleogénu do dnešných čias odkryla v prilahlých južných oblastiach Levočského pohoria fly-

šovú fáciu bridlično-pieskovcovú. Stratigraficky leží nad bazálnymi zlepencovo-pieskovcovými polohami a vyznačuje sa prevažným vývojom bridlíc nad pieskovcami.

Prechod z bazálnych flyšových polôh zlepencovo-pieskovcových v strede panvy je náhly. Nad hrubolavicovitými pieskovcami sa náhle objavujú polohy bridlíc a pieskovce na vzdialenosť 5–10 m sú vyvinuté iba v lavičkách 3–10 cm hrubých. Často však i vo vyšších polohách bridlíc je vývoj pieskovcový, ktorý ako mohutná detritická šošovka sa vkladá do flyšového bridličnatého horizontu. Flyšové súvrstvie s prevahou bridlíc sa vyznačuje vývojom slienitých, slienito-ilovitých, sivomodrých, jemne sludnatých bridlíc, s vložkami jemnopiesčitých bridlíc a 3–10 cm lavicami drobnozrnných, vápnitých, na plochách viacej sludnatých pieskovcov. Ojedinele, na väčšiu vzdialenosť, sú tiež vyvinuté hrubšie 40–60 cm lavice drobnozrnných laminované rozpadavých vápnitých pieskovcov. Mocnosť flyšového horizontu s prevahou bridlíc odhadujeme na 200–300 m. Na povrchu ich môžeme sledovať v morfologickej depresii medzi Levočou a Spišským Podhradím, v pahorkatine od Spišskej Novej Vsi na východ cez Jamník a Hrušov k Spišským Vlachom a na západnej strane Braniska v doline medzi Širokým a Hrabkovom.

c) Flyšové polohy pieskovcovo-zlepencové

Po pelitickejšej flyšovej sedimentácii nastáva pravdepodobne v celej panve epizóda hrubodetritického vývoja. Nad polohami bridlíc sa usadili mocné, vyše 1000 m hrubé flyšové polohy pieskovcovo-zlepencové, ktoré sa začínajú nad bridlicami značne ostrým prechodom. V skupine vápnitých drobnozrnných pieskovcov objavuje sa náhla 4–5 m hrubá lavica málo spevneného zlepence s kryštalickým a mezozoickým zrnom velkosti 1–5 cm. Nad zlepencom sú už vyvinuté pieskovcové polohy s vložkami slienitých a slienito-piesčitých bridlíc v nepravidelnej hrúbke. Vyššie do nadložia vložky bridlíc miznú a objavujú sa len ojedinele v niektorých horizontoch pieskovcovo-zlepencového flyša.

Flyšové polohy pieskovcovo-zlepencové sú rozšírené hlavne v úseku Levočského pohoria, v pahorkatine medzi Levočou a Spišskými Vlachmi a východne od Braniska v Šarišskej hornatine. Zistili sme, že detritickejšia flyšová fácia pieskovcovo-zlepencová, maximálne vyvinutá v Levočskom pohorí, sa stáva východne od Braniska pelitickejšou, pieskovcovo-bridličnatou.

Dnešné geografické rozšírenie pieskovcovo-zlepencovej flyšovej fácie pokladáme podobne ako rozšírenie podložných bridličných flyšových polôh alebo polôh bazálnych za výsledok dlhodobej denudácie. Nezdajú sa nám pravdepodobné názory Ilavského, Pechu a Priechodského (1956), že vývoj bridlično-pieskovcovej flyšovej fácie Spišskej kotliny závisel od existencie podzemného valu-chrbta, tiahnúceho sa od Šváboviec-Kišoviec na východ cez Levoču do okolia Spišského Podhradia. Tento podzemný chrbát podľa autorov vytvoril na juh a na sever od Spišskogemerského rudohoria samostatný bazén, ktorý sa dnes kryje so Spišskou kotlinou. Ilavský, Pecho, Priechodská (1956) ďalej tvrdia, že v priebehu podzemného valu tvoria flyšové

útvary dlhé antiklinálne pásmo. V priestore domneleho podzemného chrbta sme zistili, že flyšové vrstvy netvoria dlhú antiklinálu, ale naopak brachysynklinálu s miernymi sklonmi.

Bridličnaté flyšové polohy sú vyvinuté po celom študovanom území a tvoria stratigrafický horizont, avšak pre prevažne subhorizontálne uloženie súvrstvia sú na miestach málo pokročilej denudácie zakryté vyššími pieskovcovými polohami, naopak, vrchné flyšové pieskovcové polohy sa zachovali zase len tam, kde dodnes boli uchránené pred intenzívnu denudáciou. Takmer vo všetkých morfologických depresiách širokého paleogénneho okolia vystupujú pod pieskovcovými polohami polohy s prevahou bridlíc.

Podobne Ilavského (1953) „stykový“ bridličnato-pieskovcový flyš pri Bradlovom pásme zapadá do epizódy flyšovej sedimentácie s prevahou pelitickej zložky a stratigraficky odpovedá nášmu bridličnému horizontu.

Preto i vývoj fácie pieskovcovo-zlepencovej musíme brať ako stratigrafický horizont, ktorý vznikol po pokojnej pelitickej flyšovej sedimentácii v celej našej paleogénnej panve. Vývoj flyšovej fácie s prevahou detritickej zložky je pravdepodobne odzrkadlením začínajúcich sa sávskych horotvorných pochodov. Na západ od študovaného územia museli nastať náhle a prenikavé paleogeografické zmeny, ktoré dali podnet k takej intenzívnej detritickej sedimentácii. Prúdové hieroglyfy na pieskovcových laviciach, zatial len prehľadne študované, by nasvedčovali, že smer sedimentácie prebiehal od Z, SZ na V až JV. Tento predpoklad potvrdzuje tiež vyznievanie pieskovcovo-zlepencovej fácie na východ a jej pelitizácia tiež východným smerom.

Mikrobiostatigrafické výskumy Kantorevej (1957) nepriniesli priamo zo študovaného územia očakávané stratigrafické výsledky. Avšak jej štúdie zo susedných území centrálnokarpatského paleogénu na východe pri Prešove a Hanušovciach a na západe pri Hozelci umožňujú stratigraficky zaradiť flyš nášho územia v rozpätí od stredného až po vrchný eocén. Zo stredného eocénu uvádzajú autorka (1955 – 1956) faunu: *Cyclammina amplectens* Grzybowski, *Reophax placenta* Grzybowski, *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones and Parker), *Trochamminoides deformis* Grzybowski, *Robulus cultratus* Montfort, *Robulus macrodiscus* (Reuss), *Dentalita cf. cocoaensis* (Cushman), *Lagena laevis* Montagu, *Nonion soldanii* (Orbigny), *Trochamminoides proteus* Karrer, *Haplophragmoides kirki* Wickenden, *Dorothia biforis* Finlay, *Lagena asperoides* (Galloway and Morrey), *Lagena sculpturata*, (Cush. and Berm.), *Nonion umbilicatum* (Montagu), *Gümbelina cubensis* Palmer, *Entosolenia orbigniana* (Seg.), *Pleurostomella alternens* Schwager, *Pleurostomella bellardii* Hantk., *Gyroidina borislavensis* Maslakova, *Gyroidina cf. subangulata* Plummer, *Eponides subumbonatus* Mjatliuk, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globigerina trivialis* Subb., *Globorotalia lensiformis* Subb., *Globorotalia crassata* (Cush.).

Z vrchného eocénu ako charakteristickú asociáciu uvádza s *Virgulinella pertusa* (Reuss), *Virgulina schreibersi* Czjzek, *Bulimina pupoides* Orbigny, *Chilostomella* sp. ind., *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina officinalis* Subbotina, *Globigerina cf. triloculinoides* Plummer.

Vôbec nebolo možné mikrobiostatigraficky vyhodnotiť vrchné flyšové polohy pieskovcovo-zlepencové, pretože poskytujú iba netypické organické zvyšky, zo stratigrafického hladiska bezcenné. V pieskovcovo-zlepencovom súvrství vyše 1000 m mocnom našli sa zatial len fragmenty patriace rodom *Hyperamina* a *Dendrophrya*, problematické sklovité telieska, ostne spatangíd a iné zvyšky organizmov bez akejkoľvek stratigrafickej hodnoty. Domnievame sa, že hrubodetritický vývoj najvyšších polôh paleogénu Levočského pohoria je výrazom nastávajúcich horotvorných pochodov, pretože prestáva byť flyšový a stáva sa hrubomolasový. Mohol by teda reprezentovať už oligocén.

Travertíny

Travertíny našej oblasti sú najmladším geologickým útvarom. Pretože paleontologicky neboli zatial spracované; zo vzťahu flyšového reliéfu, ktorý travertíny konzervujú, k reliefu širšieho okolia usudzujeme, že sa usadzujú asi od konca miocénu dodnes. Sedimentácia travertínov sa viaže na zlomové úseky paleogénu, cez ktoré voda vyplavuje na povrch vylúhované podložné vápence a resedimentuje ich chemicou cestou na paleogénnom reliéfe, kde tvorí travertínové kopy.

V študovanom území sa nachádzajú travertíny hlavne pri Spišskom Podhradí, kde je známa lokalita vzácneho travertínu na Dreveníku.

Tektonika

Paleogén Levočského pohoria a príľahlých oblastí má do značnej miery veľmi jednoduchú stavbu. Súvrstvie paleogénu bolo uchránené pred zásahmi mladších horotvorných pochodov, takže v porovnaní s karpatským flyšovým pásmom ho nemôžeme považovať za prevrásnené. Naproti tomu však radiálne i vertikálne pohyby staršieho podložia, tatriidnej i gemeridnej jednotky spôsobili, že pôvodná horizontálna poloha nášho centrálnokarpatského paleogénu je narušená a v malom meradle je paleogén tektonicky diferencovaný. Pozorujeme v ňom prevažne úklony od 5 do 30°, ale existujú i väčšie, 60 – 90°, ktoré však už svedčia o tektonických poruchách prevažne poklesového charakteru.

Jeden z najmarkantnejších pohybov podložia, ktorý určil základný typ štruktúry paleogénnych vrstiev nášho územia, je tangencionálny tlak masívu Braniska severozápadným smerom. Tým spôsobom si môžeme vysvetliť priečny ohyb flyša Levočského pohoria. Tangencionálny tlak masívu Braniska pozmeňuje od línie Levoča – Ruskinovce na východ smer flyšových súvrství zo Z – V alebo SZ – JV smeru do smeru h 2 – 4. V priestore severného obmedzenia masívu Braniska sa

flyšové vrstvy znova stáčajú do smeru h 6—7 a hned nato východne od Branniska sa oblúkovite stáčajú do smeru h 12—1 a smerujú na juh k masívu Čiernej hory, kde pokračujú opäť k JV v smere h 6—7.

V generálnom priebehu priečneho ohybu flyšové vrstvy majú úklon prevažne 5° , maximálne 30° k juhu, resp. JV, niekde tvoria mierne zvlnenie, čím vznikli brachysynklinály a brachyantiklinály detailného charakteru.

V pásmе od Levoče na juh od oblasti Markušoviec smer vrstiev je premenlivо h 11—1 s úklonom k východu. Iba severne od Markušoviec sa flyšové vrstvy stáčajú do smeru h 8 s úklonom k severovýchodu. V priebehu na východ v doline Hornádu v šírke asi 1—2 km sú flyšové vrstvy uklonené k severu $4—20^\circ$, pri smere h 5—7 ležia transgresívne na útvaroch Rudohoria až k S—J poruche pri západnom obmedzení Braniska. Pri takomto uložení flyšových vrstiev sa nám priestor medzi Levočou, Spišsko-gemerským rudohorím a Braniskom javí ako široká, veľmi plynká a nesymetrická brachysynklinála, ktorej súvrstvia južných svahov Levočského pohoria, uklonené prevažne k juhu, juhovýchodu, južné krídlo by tvorilo 1—2 km široké flyšové pásmo, uklonené k severu.

Ďalší činitelia, ktorí diferencovali paleogénne vrstvy flyša Levočského pohoria a jeho prilahlého širokého okolia, boli tektonické poruchy zlomového charakteru. Zistili sme poruchy približne severo-južného smeru pri východnom a západnom okraji masív Braniska, ktoré vyznačil už Rösing (1949). Na zlomoch sa paleogénne súvrstvie tektonicky stýka so staršími útvarmi, ktoré sú východne i západne jeho bezprostredným podložím. Priebeh západnej poruchovej zóny je asi h 12—1, východná má smer h 1—2. Paleogénne flyšové vrstvy upadajú v týchto tektonických zónach pod masív v úklone $10—65^\circ$ pri smere h 11—12.

Ďalšia zlomová porucha je na severe v blízkosti Braniska. Na nej sa sice flyšové vrstvy tektonicky s masívom nestýkajú, ale postihuje mimo starších útvarov masív aj samo paleogénne súvrstvie. Porucha je SZ—JV smeru, súbežná s priebehom vrstiev flyša, ktoré sú poruchou redukované. Bazálne paleogénne vrstvy, ležiace transgresívne na masíve, sa v dôsledku poruchy tektonicky stýkajú s vrchnejšími pieskovcovo-zlepencovými polohami pásma Levoča—Ruskinovce.

Je pravdepodobné, že aj v okolí Spišského Podhradia existuje zlomový systém, ktorým vody z podložného mezozoika vystupujú na povrch a po oddenudovaní mocných vrchných flyšových vrstiev do dnešného dňa sedimentujú kopy travertínu.

Hydrogeológia

Hydrogeologické pomery nášho územia sú odrazom litologicko-faciálneho charakteru útvarov a ich geologickej stavby. V oblasti vývoja flyša pieskovcovo-zlepencového stretávame sa s prameňmi, ktoré sa viažu na puklinovo-vrstevnatý systém. Voda cirkulujúca v pieskovcovo-zlepencovom súvrství využíva vrstevné pukliny a na bridličných vrstvách vytieká k povrchu. Pramene tohto druhu nachodíme na

území južných svahov Levočského pohoria. V priestore bridličného flyšového vývoja sú známe pramene zlomového charakteru. Sú to prevažne minerálne pramene, ako na okolí Baldoviec, Spišského Podhradia, Vojkoviec pri západnom úpäti Braniska a prameň „Salvátor“ pri Lipovciach.

19. IV. 1957

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1953: Nové paleontologické nálezy v Karpatskom paleogéne. Geol. sbor. IV. Bratislava. — [2] Bieda Fr., 1931: Sur quelques Nummulites des Carpathes tchécoslovaques. Věst. St. úst. geol. R. VII., Praha — [3] Golab J., 1952: Tektonika Podhala. Geol. Biul. Inform. zs. 1. Warszawa. — [4] Golab J., 1954: Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the flysch of Podhale. Bul. d. la Société des sciences et des lettres de Lódź. Vol. V. 1. Lódź. — [5] Ilavský J., 1950: Geologické pomery okolia Švábovce. Geol. sbor. I. Bratislava. — [6] Ilavský J., 1956: Geologická stavba paleogénneho flyša Levočského pohoria pri Holumnici (okr. Kežmarok). Geol. práce, Zprávy 6. Bratislava. — [7] Ilavský J., 1952: Výskyt pyritov na styku Pienin s flyšom Levočského pohoria. Geol. sbor. III. Bratislava. — [8] Ilavský J., 1955: Markazitové ložisko v neogéne východného Slovenska pri Tepličanoch. Geotechnika 9, Bratislava. — [9] Ilavský J., Pečko J., Priechodská Z., 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [10] Ivan L., 1943: Výskyt travertínov na Slovensku. Práce Štát. geol. ústavu IX. Bratislava. — [11] Juránek J., 1956: Příspěvek k hydrogeochemii vnitrokarpatského paleogénu, magurského a vnějšího flyšového pásmu na území severovýchodného Slovenska. Geol. práce, Zoš. 43. Bratislava. — [12] Kantorová V., 1955: Výsledky mikrobiostratigrafických rozborov povrchových vzoriek z východného Slovenska, odobratých v okolí Hanušovce. Geofond, Bratislava. — [13] Kantorová V., 1955: Mikrostratigrafický výskum podložia prešovskej sołosnej formácie. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [14] Kantorová V., 1955: Mikrostratigrafia podtatranského paleogénu. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [15] Kantorová V., 1957: Mikrobiostatigrafické vyhodnotenie povrchových vzoriek k úlohe XI/31. Geofond Bratislava. — [16] Konta J., 1951: Thermické studium sedimentárni manganové horniny od Švábovcu. Sborník ÚÚG XVIII. Praha. — [17] Kvietok L., 1954: Niekolko poznámok ku geomorfológii Spišsko-podhradskej kotliny. Geogr. časopis VI, 3—4. Bratislava. — [18] Leskó B., 1957: Geológia južnej a východnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [19] Leskó B., 1957: Geológia a geomorfológia územia severovýchodne od Prešova, Geol. práce 47. Bratislava. — [20] Marshalko R., 1955: Zpráva o geologickom mapovaní medzi Spišskou Novou Vsou a Levočou za r. 1955. Archív ZSRP. Spišská Nová Ves. — [21] Matějka A., Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes Occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha. — [22] Munk R., 1932: Ložisko mangánových rudy u Kišovců na Slovensku a jeho genese. Praha. — [23] Posewitz Fl., 1908: A Brányiszkóhegység délnugari része Szlatvin és Vojkóc táján. A. Magy. Földtani Intézet évi Jelen, Budapest. — [24] Priechodská Z., 1956: Predbežná zpráva o geologických pomeroch širšej oblasti Hozelca. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava. — [25] Pták J., 1956: Výskyt manganových rúd v triasových kvarcitoch Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou a názory na vznik ložísk sedimentárnych Mn rúd v Popradskej kotlinie. Geol. práce, Zprávy 9. Bratislava. —

- [26] Quiring H., 1920: Die tertiären Manganerzlagerstätten bei Kisocz am Nordrand der Niederen Tatra. Zeitschrift für praktische Geologie. — [27] Roth Z., 1938: Geologické poměry okolo Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpravy II. tř. České akademie XLVII, 14. Praha. — [28] Rösing F., 1949: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpaten). Zeitschrift d. Deutschen Geol. Gesellschaft 99, 1947. Berlin. — [29] Ulrich Fr., Munk R., 1936: Die Manganerzlagerstätten im Gebiete der Tschechoslowakischen Nordwest-Karpaten und ihre Genesie. Schlägel u. Eisen, Teplice-Šanov.

BARTOLOMEJ LEŠKO

ÜBERSICHT DER GEOLOGIE DES PALÄOGENS DES SÜDLICHEN TEILES DES GEBIRGES LEVOČSKÉ POHORIE UND DER ANLIEGENDEN BECKEN

Das studierte Gebiet ist ein Teil des ausgedehnten vorpaläogenen karpatischen Synklinariums, das sich im Süden von der Gemeriden-Zone gegen Norden bis zu der inneren Klippenzone ausbreitet. Eine paläogene Gebilde teilt man in 3 Fazies, die mit einigen faziellen Abweichungen auch stratigraphische Horizonte repräsentieren:

a) Basale Flyschlagen sind am südlichen Rand des paläogenen Gebietes am Kontakt mit den paläozoischen und mesozoischen Gebilden der Gemeriden und Tatriden aufgeschlossen. Im Hornád-Tal, östlich von der Stadt Spišská Nová Ves, liegen die basalen Lagen diskordant-transgressiv auf dem morphologisch differenzierten älteren Liegenden und gleichen sein Relief aus. Die fazielle Entwicklung der basalen Lagen ist am Rand sehr bunt und ändert sich stellenweise in Details je nachdem, was für Gebilde und Gesteine an der Küste des paläogenen Meeres vertreten waren.

Gewöhnlich liegen auf der Basis 5–10 m mächtige Konglomeratlagen. Das Geröllmaterial ist wenig sortiert und abgerundet, 2–20 cm gross und besteht aus kristallinischen und mesozoischen Gesteinen. Ins Hangende nimmt die Mächtigkeit der Konglomeratbänke ab, es kommen 20 bis 120 cm mächtige Bänke grobkörniger Sandsteine und Einlagen sandiger Schiefer zum Vorschein. Etwa 10 m über der paläogenen Basis befinden sich schon Flyschschichten mit einem Übergewicht grobbankiger Quarzsandsteine, mit Lagen toniger und tonig-sandiger Schiefer.

Westlich vom Massiv Branisko tritt im Hornád-Tal, wie es die schematische stratigraphisch-fazielle Tabelle darstellt, über den 30–50 m mächtigen Lagen eine detritische, sandstein-konglomeratische Faziens auch höher auf. Den lateralen Übergang beider Fazies und ihre gegenseitige stratigraphische Position kann man im Raum zwischen Branisko und Levočský potok, nördlich von dem Hornád-Tal verfolgen.

b) Flyschlagen mit überwiegenden Schiefern liegen stratigraphisch über den basalen Konglomerat-Sandsteinlagen und zeichnen sich durch eine überwiegende Entwicklung von Schiefern gegenüber den Sandsteinen aus.

Der Übergang aus den basalen, konglomeratisch-sandsteinigen Flyschlagen ist inmitten des Becken plötzlich. Über den grobbankigen Sandsteinen kommen plötzlich Schieferlagen zum Vorschein und in einer Entfernung von 5–10 m sind die Sandsteine i. blos 3–10 cm mächtigen Bänken entwickelt. In den höheren Schieferlagen kommt jedoch oft die sandsteinige Entwicklung vor, die sich als eine mächtige detrische Linse in das schieferige Fryschorizont einschaltet. Die Flyschschichten mit überwiegenden Schiefern zeichnen sich durch die Entwicklung von mergeligen, mergelig-tonigen, graublauen, feinglimmerigen Schiefern, mit Einlagen feinsandiger Schiefer und durch 3–10 cm mächtige feinkörnige, kalkige, auf den Flächen mehr glimmerige Sandsteinbänke aus. Vereinzelt — auf grössere Entfernung — sind auch mächtigere (40–60 cm)

Bänke feinkörniger, laminar zerfallender, kalkiger Sandsteine entwickelt. Die Mächtigkeit des Flyschhorizontes mit überwiegenden Schiefern schätzen wir auf 200–300 m.

Das schieferige Flyschhorizont taucht gegen Norden unter die mächtigen Sandstein-Konglomeratschichten des Gebirges Levočské pohorie und steigt wiederum zur Oberfläche erst nördlich, schon ausserhalb des untersuchten Gebietes in morphologischen Depressionen empor.

c) Sandsteinig-konglomeratische Flyschlagen. Nach der pelitischen Flyschsedimentation tritt wahrscheinlich im ganzen Becken die Episode einer grobdetritischen Entwicklung ein. Über den Scheiferlagen lagerten sich über 1000 m mächtige sandsteinig-konglomeratische Flyschlagen ab, die über den Schiefern mit einem bedeutend scharfen Übergang beginnen. In der Gruppe der kalkigen, feinkörnigen Sandsteine kommt plötzlich eine 4–5 m mächtige Bank eines wenig verfestigten Konglomerates mit 1–5 cm grossen Rollsteinen kristalliner Schiefer, sowie mesozoischer Gesteine zum Vorschein. Über dem Konglomerat sind schon Sandsteinlgen mit Einlagen mergeliger und mergelig-sandiger Schiefer in unregelmässiger Mächtigkeit entwickelt. Höher ins Hangende verschwinden die Schieferereinlagen und kommen nur vereinzelt in manchen Horizonten des sandsteinig-konglomeratischen Flysches vor.

Der lithologisch-fazielle Charakter des Flysches dieser Schichtengruppe ist sehr monoton. Die Sandsteine sind überwiegend kalkig, fein- bis grobkörnig, mit unregelmässig verstreutem Glimmer und nur die feinkörnigen, krummblätterig zerfallenden Sandsteine enthalten an den Absonderungsflächen mehr Glimmer. Manche Sandsteinbänke enthalten 1–5 cm grosse, unregelmässig verstreute Exotikumgerölle. In anderen, grobkörnigeren Sandsteinvarietäten befinden sich gedehnte Linsen feinkörniger Konglomerate und manche Sandsteine übergehen lateral in Konglomerate.

Die sandsteinig-konglomeratischen Flyschlagen sind hauptsächlich im Gebiete des Gebirges Levočské pohorie, im Hügellande zwischen Levoča und Spišské Vlachy und östlich vom Massiv Branisko im Berglande Šarišská hornatina verbreitet. Wir haben festgestellt, dass die detritischere sandsteinig-konglomeratische Flyschfazies, die im Gebirge Levočské podhorie maximal entwickelt ist, östlich vom Massiv Branisko pelitischer, sandsteinig-schieferig wird. Die Entwicklung des Flyschfazies mit der überwiegenden detritischen Komponente ist wahrscheinlich eine Abspiegelung der beginnenden seismischen gebirgsbildenden Prozesse. Westlich von dem studierten Gebiete mussten plötzliche und durchdringende paläogenische Änderungen entstehen, die eine Anregung zu so einer intensiven detritischen Sedimentation gegeben haben. Die bisher übersichtlich studierten Stromhieroglyphen auf den Sandsteinbänken deuten darauf hin, dass die Richtung der Sedimentation vom W, NW gegen O bis SO verlief. Diese Voraussetzung wird auch durch das Ausklingen der sandsteinig-konglomeratischen Fazies gegen Osten und durch ihre Pelitisation gleichfalls in östlicher Richtung bestätigt.

Die mikrobiostatigraphischen Studien von Kantorová (1955–1956) aus den benachbarten Gebieten des zentralkarpatischen Paläogens im Osten bei Prešov und Hanušovce und im Westen bei Hozelec ermöglichen den Flysch in die Zeitspanne vom Mittel- bis zum Oberozän einzuröhren.

Es war überhaupt unmöglich die oberen sandsteinig-konglomeratischen Flyschlagen mikrobiostatigraphisch auszuwerten, da sie nur untypische, vom stratigraphischen Standpunkte wertlose organische Überreste darbieten. In der über 1000 m mächtigen sandsteinig-konglomeratischen Schichtengruppe hat man bisher nur Fragmente von Hyperaminen, Dendrophrynen, problematische glasige Körperchen, Spatangidennadeln und andere Organismenreste ohne stratigraphischen Wert gefunden.

Tektonik

Die paläogene Schichtengruppe blieb vor dem Einfluss der jüngeren gebirgsbildenden Prozesse verschont, so dass man sie im Vergleich zu der karpatischen Flyschzone nicht als umgefaltet betrachten kann. Die radialen und vertikalen Bewegungen des älteren Liegenden, der tertiären

und auch gemeriden Einheit haben jedoch verursacht, dasss die ursprüngliche horizontale Lage unseres zentralkarpatischen Paläogens gestört wurde und das Paläogen in kleinem Masse tektonisch differenziert ist. Man beobachtet darin ein überwiegendes Fallen von 5 bis zu 30°. Grösserer 60—90° Fallen zeugt von tektonischen Störungen — Senkungen.

Der tangentiale, in NW Richtung sich ausübende Druck des Massivs Branisko verursachte eine sigmoidale Biegung des Flysch des Gebirges Levočské pohorie. Von der Linie Levoča—Ruskinovce nach Osten ändert er die Richtung der Flyschschichten von W—O, oder NW—SO auf H 2—4. Im Raume der nördlichen Begrenzung des Mossivs Branisko biegen sich die Flyschschichten wiederum in eine Richtung von H 6—7 und gleich darauf östlich vom Branisko wiederum bogenförmig in eine H 12—1 Richtung gegen Süden zu dem Massiv des Bebirges Čierna Hora, wo sie wiederum gegen SO in der Richtung von H 6—7 fortsetzen.

Unterschiedlich ist der Verlauf der Schichten in der Zone südlich von Levoča, zwischen Branisko und dem Gebirge Spišskogemerské rudochorie. In der Zone südlich von Levoča ist von dem Gebiete Markušovce die Richtung der Schichten veränderlich H 11—1 mit südlichem Fallen. Nur nördlich von Markušovce biegen sich die Flyschschichten in gegen H 8 mit NO Fallen. Im Verlaufe gegen Osten fallen im Hornád-Tal, in einer Breite von cca 1—2 km die Flyschschichten unter 4—20° gegen Norden; bei H 5—7 Streichen liegen sie transgressiv auf den Gebilden des Erzgebirges bis zu der N—S Störung an der westlichen Begrenzung des Massivs Branisko. Bei solcher Lagerung der Flyschschichten erweist sich der Raum zwischen Levoča, Spišsko-gemerské rudochorie und Branisko als eine breite, sehr seichte und unsymmetrische Brachysynklinale.

In der Umgebung von Spišské Podhradie existiert ein Bruchsystem, in dem die Wässer aus dem liegenden Mesozoikum auf die Erdoberfläche emporsteigen und nach der Denudation der mächtigen oberen Flyschschichten bis heute Travertin sedimentieren.

Die hydrologischen Verhältnisse unseres Gebietes sind eine Abspiegelung des lithologisch-faziellen Charakters der Gebilde und ihres geologischen Baues. Im Gebiete der sandsteinig-konglomeratischen Flyschentwicklung kommen Quellen vor, die an das Spalten-Schichten-System gebunden sind. Quellen dieser Art findet man auf dem Gebiete der südlichen Hänge des Gebirges Levočské pohorie. Im Raume der schieferigen Flyschentwicklung sind Quellen vom Bruchcharakter bekannt. Es sind überwiegend Mineralquellen, wie in der Umgebung der Gemeinden Baldovce, Spišské Podhradie, Vojkovce am westlichen Fuss des Massivs Branisko und die Quelle „Salvátor“ bei Lipovce.

Geologisches Institut Dionýz Štúr's.
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

Erläuterungen zu den Beilagen

T a b. VI.

Bild 1. Grobkörniger Sandstein mit plattiger Absanderung aus der Paläogenbasis.

T a b. VII.

Bild 1. Horizontale Lagerung der Sondsteinlagen des Gebirges Levočské pohorie. Zur oberen Fläche übergehen die feinkörnigen Sandsteine in sandige Schiefer (a).

Lithofaziale Skizze des Paläogens der südlichen Teilen des Gebirges Levočské pohorie und der anliegenden Becken

1. obere sandsteinig-konglomeratische Flyschlagen,
2. Flyschlagen mit überwiegenden Schiefern,
3. basale paläogene Konglomerat-Sandsteinlagen,
4. Mesozoikum und Poläozoikum zusammen,
5. Travertin,
6. bezeichnende tektonische Linien,
7. Mineralquellen.

MIKULÁŠ DLABAC

KLADNÉ VÝCHYLY V KŘIVCE PŘIROZENÝCH POTENCIÁLŮ (PS) ELEKTROKAROTÁŽNÍHO MĚŘENÍ V MÍSTECH STRATIGRAFICKÝCH HIÁTŮ V MIOCÉNU VNITROALPSKÉ VÍDEŇSKÉ PÁNVE

(*Německé resumé*)

Jednou z nejvíce používaných pracovních metod hlubinné naftové geologie je korelace a vyhodnocení křivek elektrokarotážního (EK) měření. Při běžném zpracování jsou v neogénu Vídeňské pánve srovnávány negativní porovitostní výchylky křivek přirozených potenciálů (PS) jednotlivých vrtů, znázorňující pískové nebo pískovcové obzory. Mimo záporné výchylky objevují se zde v PS křivkách místy také malé kladné výchylky, odpovídající vrstvě o mocnosti do 5 m a napětí do 15 milivoltů. Těchto kladných výchylek jsme si poprvé všimli ve vrtní oblasti Brodského na rozhraní svrchnotortonské *bolivino-buliminové zony* a zony s *agglutinující mikrofaunou*.

Při prohlídce EK křivek z ostatních oblastí v miocénu dolnomoravského úvalu jsme zjistili, že podobné drobné kladné výchylky v PS křivce se objevují s určitou pravidelností v místech zjištěných diskordancí a stratigrafických hiátů.

Mimo uvedená místa hiátů (transgresí) jsou ovšem stejně malé kladné výchylky někdy také v částech křivek uvnitř jednotlivých pásem v místech, kde není známé nebo předpokládané přerušení sedimentace. Tyto výchylky jsou pak z časti přímo nad zápornými výchylkami (pískovými obzory), v kterýchžto případech jsou zřejmě podmíněny vadnou registrací při poloautomatických EK soupravách. V ostatních případech mohou být způsobeny lithologickými poměry. V tomto článku není věnována bližší pozornost takovýmto výchylkám pro nedostatek dokladového materiálu.

Konečně je možno se zmínit, že v ojedinělých případech jsou analogické výchylky také na rozhraní stratigrafických pásem, kde není předpokládán hiát, jako na příklad ve svrchním sarmatu mezi zonou s *Elphidium hauerinum* a velkými Elphidiemi.

Přesto, že i v jiných částech diagramu byly zjištěny podobné kladné výchylky, jejich výskyt v místech některých hiátů je tak pravidelný a byl pozorován ve více než 200 případech, že se zdá být možnost náhodnosti tohoto jevu vyloučená.

Přerušení sedimentace v miocenní výplni vnitroalpské Vídeňské pánve, a to buď po celé pánvi nebo jen v jejích okrajových částech, je dnes známé (1) mezi pannonem a sarmatem, sarmatem a tortonem, svrchním pestrým tortonem a t. zv. svrchním šedým tortonem (brackický ekvivalent zony s agglutinující mikrofaunou), případně mezi zonou bolivino-buliminovou a zonou s agglutinující mikrofaunou, mezi svrchním a spodním tortonem, mezi tortonem a svrchním helvetem, případně mezi tortonem a svrchním burdigalem, mezi svrchním helvetem a svrchním burdigalem, mezi svrchním burdigalem a spodním burdigalem a konečně mezi miocenními sedimenty výplně pánve a vrstvami, které tvoří její podloží.

V dalším bude podána stručná charakteristika kladné PS výchylky na rozhraní jednotlivých stupňů a pásem (tabulka).

Okolnost, že rozhraní pannonu a sarmatu v oblasti Láb – Vysoká se projevuje charakteristickými výchylkami PS křivky, ovšem nikoliv výrazným pískem, byla známa již téměř od doby zahájení hlubinné vrtní činnosti v této oblasti. Při korelování elektrokarotážních křivek byla také ve vrtném provozu stanovena hranice mezi těmito stupni podle těchto PS výchylek.

Do doby, než zde byl zjištěn stratigrafický hiát, spojený s angulární diskordancí, nebyl však tvar výchylky blíže analysován.

Diskordance mezi pannonem a sarmatem byla ve vnitroalpské Vídeňské pánvi, a to také v hlubších částech, dokázána pomocí korelace pískových obzorů v četných hlubinných vrtbách a sestrojením profilů (2). Pokud v hlubších částech pánve, na příklad v oblasti podél steinberského zlomu u Mor. Žižkova, jest vyvinuto 30 pískových obzorů, transgreduje v okrajových částech pánve, jako na příklad v oblasti Láb – Vysoká, pannon na 19. sarmatský písek.

V PS křivce je zde 10 až 20 m nad prvním sarmatským pískem (místního číslování) málo výrazná záporná výchylka, odpovídající vrstvě zvýšené porovitosti o mocnosti kolem 10 m a přímo nad ní bývá jednoduchá nebo zdvojená, více méně výrazná kladná výchylka. Tato výchylka vybočuje na křivce četných vrtů pod základní čáru, která odpovídá slinitým jílům (kladná výchylka), kdežto na ostatních vrtbách dosahuje pouze této základní linie. Mocnost vrstvy znázorněné vlastní výchylkou je 2 – 5 m.

V oblastech sousedících s lábskou strukturou se jeví podobné výchylky PS křivek vrtů jakubovské struktury a struktury Vysoká. Zvláště výrazná je výchylka na vrtbě Vysoká – 8, kde má hodnotu přes 10mV. Na ostatních vrtbách kladná výchylka proti základně dosahuje většinou 5 mV.

Odporová křivka u všech těchto vrtů v místech kladné PS výchylky jeví téměř přímočarý průběh.

Ve vrtní oblasti Suchohrad na vrtbě Suchohrad – 10 je v nepísčitém komplexu

na rozhraní pannon-sarmat velmi malá, ale výrazná výchylka. Podobný charakter jako lábské vrtby jeví PS křivka také na vzdálené vrtbě Mor. Sv. Ján - 1.

U rozhraní pannon-sarmat je nutno ještě upozornit na PS křivku vrtby H - 74 v hodonínské oblasti, kde se projevuje nápadná kladná výchylka na stejném místě s výchylkou zvýšeného odporu. I zde je výchylka uprostřed nepísčitého komplexu. Vzhledem k tomu, že v této oblasti na svrchní hranici sarmatu bývá vždy písek, není interpretace této vrtby zcela jednoznačná.

Na rozhraní sarmatu a tortonu, to jest na rozhraní sarmatského pásmo s velkými Elphidiemi s pestrým svrchním tortonem (*rotaliová zona*) je možno pozorovat kladnou PS výchylku v oblasti hodonínské na vrtbách, které byly vyhloubeny na hodonínské vysoké kře a zejména v oblasti Petrové Vsi. Mimořádně velká kladná výchylka (kolem 10 mV) je na vrtbě Mor - 5. Vzhledem k tomu, že tato výchylka je v přímém nadloží pískového obzoru, nelze zde zcela vyloučiti možnost chybného měření. U ostatních vrtů má výchylka podobný charakter jako na rozhraní pannon-sarmat. Ojedinělé kladné PS výchylky jsou na tomto rozhraní také v oblasti Lužic a Mor. N. Vsi.

V této souvislosti je nutné upozornit na okolnost, že právě na vysokých krách hodonínsko-gbelské hrástě je nejvýraznější transgresivní charakter spodního sarmatu, a to podle značně redukované, nebo místy zcela chybějící spodní sarmatské zony (s velkými Elphidiemi).

Velmi výrazné kladné výchylky jsou na tomto rozhraní také ve vrtní oblasti Petrové Vsi. Vrstva znázorněná kladnou výchylkou dosahuje zde místy mocnosti až 8 m s největším (kladným) vybočením křivky z celého vertikálního profilu vrtby. I zde je výchylka ve vrstvách s nízkou porositou (slinitých jílech) 3 - 5 m pod pískovými obzory. Pro nedostatečný počet vrtních jader nelze jednoznačně rozhodnout, zda basi sarmatu tvoří písek, v kterémžto případě by kladná výchylka byla 3 - 5 m pod basí v pestrého tortonu, nebo zda basální sarmatské vrstvy jsou též vyvinuty jako pelity.

Mimo tyto oblasti byla analogická kladná výchylka na rozhraní sarmatu a tortonu pozorována také na vrtbě Kúty - 2a.

V ostatních částech páne nebyly na hlubinných vrtbách na tomto rozhraní podobné výchylky. Může to být podmíněno jednak tím, že v některých oblastech, jako na příklad na západní straně moravské ústřední prohlubně podél steinberského zlomu, je možné připustit plynulý vrstevní sled z tortonu do sarmatu bez přerušení sedimentace, jednak bývají někdy, a to zejména v místech hiátů na basi sarmatu mohutné pískové obzory, které mohou zastřítí malou kladnou výchylku. V okrajových částech Vídeňské páne byl T. Budayem na četných místech zjištěn transgresivní charakter spodního sarmatu na podkladě basálních štěrků.

Na přerušení sedimentace ve svrchním tortonu v elevační oblasti usuzujeme podle redukce mocnosti jednotlivých pásem a podle místního úplného vymizení zony bolivino-buliminové. Tak na příklad ve vyšších částech hodonínsko-gbelské

hráště leží pásmo *pestrého surchního tortonu* (*rotaliové pásmo*) přímo na vyslaných vrstvách odpovídajících zoně s *agglutinující mikrofaunou*, která je zde redukovaná pouze na několik desítek metrů.

Stratigrafický hiát mezi těmito pásmi jest námi předpokládán převážně hypotheticky bez přímých paleontologických nebo tektonických důkazů. Za závažný poznamek, který by mohl nasvědčovat přerušení sedimentace, považujeme postupné vyklínění *bolivino-buliminové zony* do stoupání vrstev v jižní části hodonínsko-gbelské hráště. Dále se nám s hlediska sedimentace jeví nepravděpodobné, že by se bez hiátu mohly usaditi ve stejné době lithofaciálně naprosto shodné horniny o mocnosti několika málo desítek metrů na vyšších krách a o mocnosti několika 100 m v přilehlých pokleslých částech pánve. Jelikož však t. zv. lithotamniový obzor na basi zony s *agglutinující mikrofaunou* je velmi konstantní a vyvinutý i ve vyšších částech uvedené hráště a rovněž nejvyšší tortonská *rotaliová zona* jeví určitou stálost, zdá se býti nejhodnější místo pro předpokládané přerušení sedimentace právě rozhraní mezi zonou *bolivino-buliminovou* a zonou s *agglutinan- ciemi*.

Fysikálněchemické jevy spjaté s přerušením sedimentace považujeme na tomto rozhraní za jedno z možných vysvětlení nápadné kladné výchylky PS. Konečné rozhodnutí o existenci této diskordance, nebo i o původu kladné výchylky, bude možné teprve po zhodnocení dalších průzkumných vrtů prováděných v této oblasti.

Nejvýrazněji se výchylky v PS křivce projevují v oblasti Brodského a v oblasti bílovicko-žižkovské.

V oblasti Brodského je kladná výchylka v křivce přirozených potenciálů vždy 5–10 m pod komplexem písků, které jsou kladený na basi zony *bolivino-buliminové*. Jak v nadloží tak i v podloží výchylky jsou vrstvy slinitého jílu a zejména pak v podloží navazuje mocné souvrství slinitých jilů zony s *agglutinující mikrofaunou*.

Kladná výchylka jeví proti základně hodnotu 10–15 mV a projevuje se v mocnosti tří metrů. Odporová křivka je v příslušném místě zpravidla přímočará a menší výchylky nemusí odpovídat změně fysikálních vlastností horniny, ale mohou vznikat nepřesnou registrací při poloautomatických karotážních soupravách.

V oblasti Velkých Bílovic a Mor. Žižkova je kladná výchylka na rozhraní zony *bolivino-buliminové* a *agglutinujících foraminifer* nejnápadnější na některých vrtbách bílovické východní kry a podivínských mezíkrách. Tvarom a polohou ve vertikálním profilu je téměř zcela shodná s výchylkou v oblasti Brodského. Rovněž tak měření odporu je zde buď zcela přímočará (vrtba Bílovice–14) nebo jeví nepravidelné výchylky. Výchylka se projevuje na některých vrtbách (Bílovice–13, Bíl–36) v mocnosti přes 5 m. V této oblasti byla podobná výchylka v téže stratigrafické posici zjištěna také na žižkovské pokleslé kře na vrtbě Žižkov–9.

Z ostatních vrtních oblastí československé části Vídeňské pánve byla vždy té-měř přesně na rozhraní obou uvedených zon, stanoveného na základě mikropaleontologie, zjištěna kladná výchylka PS na vrtbách Kúty, Malacky, Láb a Vy-soká. U těchto vrtů mimo vrtbu Malacky—1 se jedná o poněkud méně výraznou výchylku než v oblasti Brodské a Bílovice. Zejména u vrtby Kúty—2 je však přes malou amplitudu v jinak přímočaré základně PS křivky nápadný její opačný směr proti porovitostním výchylkám, které charakterisují pískové obzory.

V těch částech Vídeňské pánve, kde pestrý svrchní torton leží přímo na šedém svrchním tortonu (redukované zoně s agglutinující mikrofaunou), má kladná PS výchylka podobný charakter jako mezi *bolivino-buliminovou* zonou a zonou s *agglutinujícími foraminiferami*. Jedná se tu totiž o přímé pokračování téhož předpokládaného hiátu, při čemž na příklad vzdálenost mezi hlubinnými vrtbami struktur Brodské a Kostice je pouze 8 km. Na této struktuře je výchylka maximálně 10 mV a znázorňuje mocnost vrstvy 1–3 m. Odpovádějící křivka je v místech výchylky buď přímočará nebo jeví malé odpory do 10 ohmmetrů.

Dále k severu se na hodonínsko-gbelské hrásti stává výchylka méně výraznou a lze ji sledovat pouze na některých vrtech v oblasti pole Týnec—Mor. N. Ves, Lužice a Hodonína. Z těchto vrtů je výchylka nejlépe vyvinuta na vrtbě Mor—20 v hodonínské oblasti. Nejasný ráz výchylek je tu do určité míry podmíněn větším počtem písčitých obzorů, čímž vzniká nestálý charakter PS křivky.

Na rozhraní svrchního a spodního tortonu, to jest na jedné z nejrozsáhlějších transgresí v miocénu Vídeňské pánve, nebyla nikde pozorována podobná výchylka. Mohlo by to být podmíněno pískovým obzorem, který zde téměř všude tvoří přímé rozhraní obou pásem.

V nižších částech miocénu vnitroalpské Vídeňské pánve je možno na elektrokarto-tázních křivkách některých vrtů pozorovat kladnou PS výchylku na rozhraní torton—svrchní helvet v oblasti týnecké a Petrové Vsi a na rozhraní torton—svrchní burdigal v oblasti lužické. Ojediněle byla též výchylka zjištěna na rozhraní torton — helvet v oblastech Kúty a Malacky. U těchto rozhraní a zejména pak u rozhraní svrchního burdigalu a podloží pánve, které je ve většině vrtních oblastí tvořeno horninami magurského flyše, kladná PS výchylka je zastřena rozličnou hustotou jednotlivých souvrství, která se projevuje nápadným posunutím linie PS křivky, která odpovídá pelitickým horninám. Kladná výchylka je zde také méně pravidelná než u výše popsaných rozhraní pásem, spojených se stratigrafickým hiátem a většinou zaniká mezi četnými pískovými vrstvami a proplásky. Na skutečnost, že kladné PS výchylky jsou zde podmíněny plochou diskordance (hiátu), je možno usuzovat spíše z analogie k hiátům mezi jinými pásmi, než vlastním rozbořem křivek přirozených potenciálů.

Stratigrafické hiány a případně i angulární diskordance mezi helvetem, resp. burdigalem a tortonem jsou ve Vídeňské pánvi všeobecně známé a byly uváděny již ve starších pracích. Stratigrafické zařazení sedimentů svrchního burdigalu

a svrchního helvetu a tím i objevení stratigrafického hiátu mezi oběma pásmeny pochází od T. B u d a y e (1).

Z rozboru porovitostní křivky v některých místech stratigrafických hiátů je patrné, že kladné výchylky jsou výraznější v místech, kde jak starší, tak i mladší souvrství je tvořeno slinitými jíly bez poloh písků. Tam, kde sedimentace končí nebo začíná pískem, není výchylka buď vůbec vyvinuta, nebo není vzhledem k možné chybě v záznamu brána v úvahu. Kladná výchylka nepřesahuje většinou napětí 15 mV a projevuje se v mocnosti 5 m. Odporová křivka v místech PS výchylky nejvíce buď žádné výchylky, nebo pouze nepravidelné malé do 15 ohmmetrů.

U některých vrtních profilů je kladná výchylka posunuta o několik metrů proti stratigrafickému rozhraní, stanovenému na základě vrtních jader. Úprava rozhraní v těchto případech však nenarušuje celkové geologické pojetí a dosavadní zpracování (tabulka).

Vysvětlení původu těchto výchylek je ztěžováno tím, že na žádné vrtbě nebylo přímo v místě výchylky odebráno vrtní jádro, které by umožnilo stanovit charakter horniny. Také v geologické literatuře se nám nepodařilo najít zmínky o interpretaci takovýchto výchylek.

S hlediska fyzikálního provedl literární rešerši A. Těžký, který o této otázce podá samostatnou zprávu. Zde uvádíme pouze, že kladné výchylky PS křivky jsou podmíněny zejména oxydačně-redukčními potenciály a vyskytují se u těchto sedimentů:

1. některé hydrochemické usazeniny v jílech (sádrovec, anhydrit) (3, 4, 5),
2. některé polohy jílovitých slínů mezi jinými horninami,
3. slabě zvodnělé jíly,
4. sirníky, hlavně v místech intensivního okysličení,
5. místa, ve kterých jsou stopy sirníků.

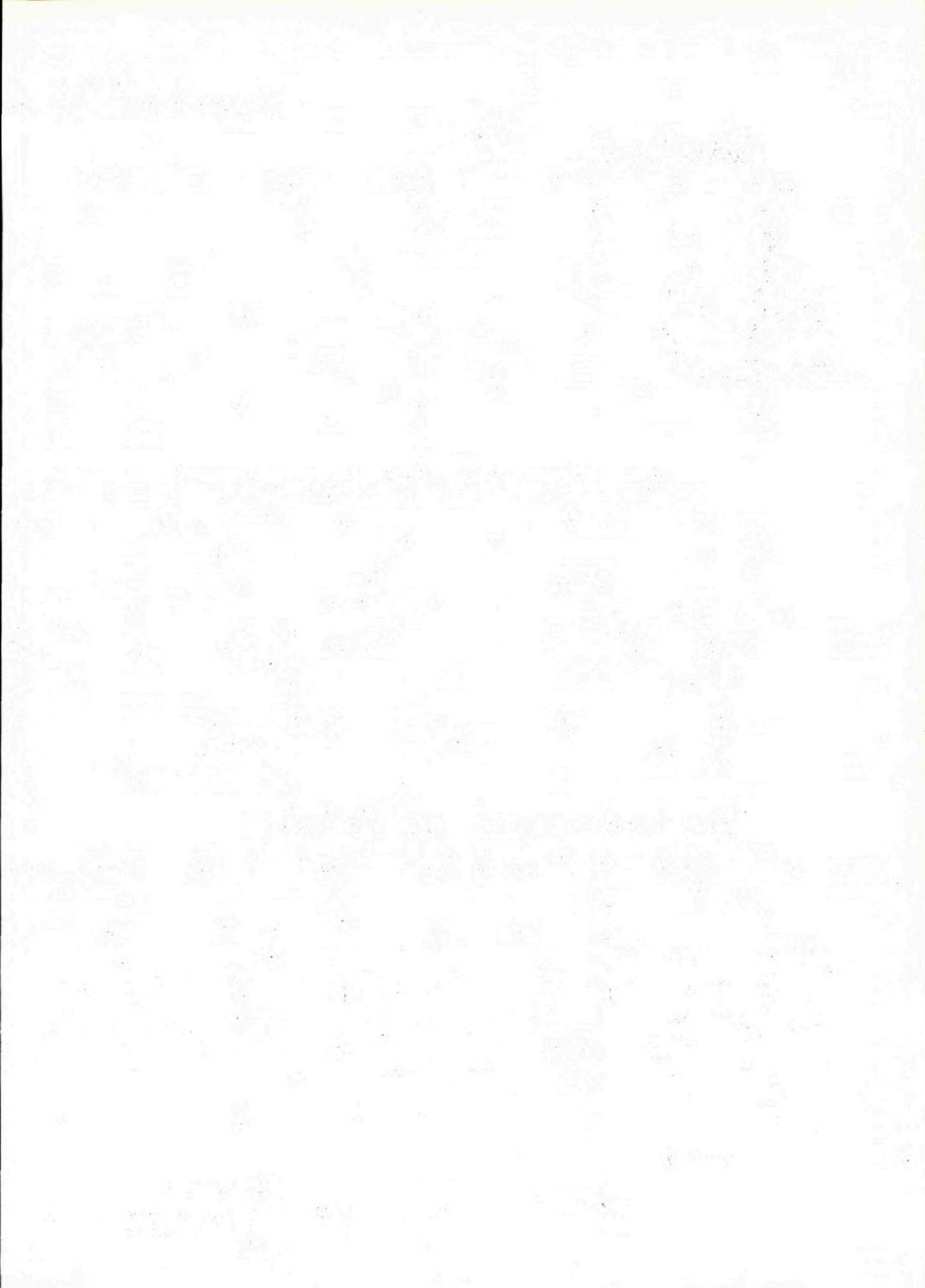
Přesto, že žádný z těchto příkladů nelze plně aplikovat pro zdůvodnění námi popsaných výchylek, udávají přece určitý směr k řešení.

Předpokládáme, že kladné PS výchylky na rozhraní dvou diskordantně uložených souvrství jsou podmíněny přeměnou horniny na starém povrchu vlivem větrání. Mohlo by se tu jednat na příklad o zvýšenou koncentraci sádrovce.

I když nelze uvedené kladné výchylky považovat za všeobecně platný zjev na všech plochách stratigrafických hiátů, ve Vídeňské pánvi bylo přece možno pozorovat určitou zákonitost a jejich sledování může v některých případech pomoci při řešení problémů hlubinné geologie. V menších oblastech pak tyto výchylky nesporně mohou být použity při korelování elektrokarotážních křivek hlubinných vrtů.

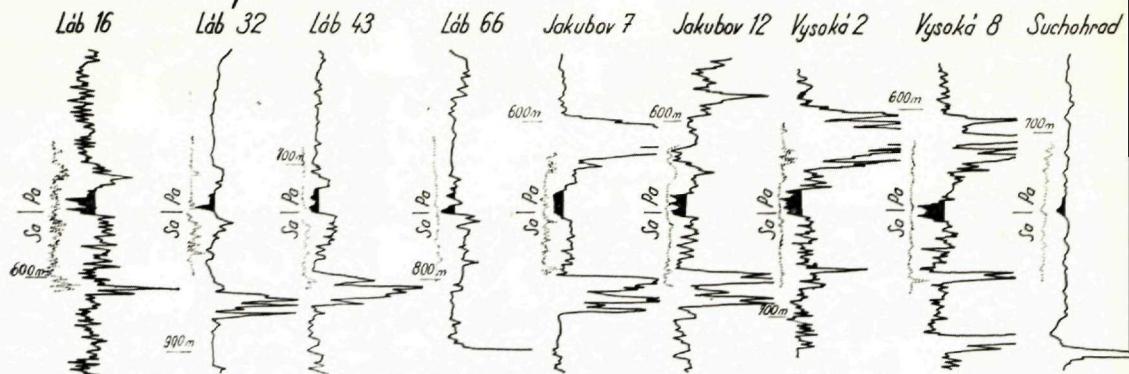
5. VII. 1957

*Ústav pro naftový výzkum,
Brno*

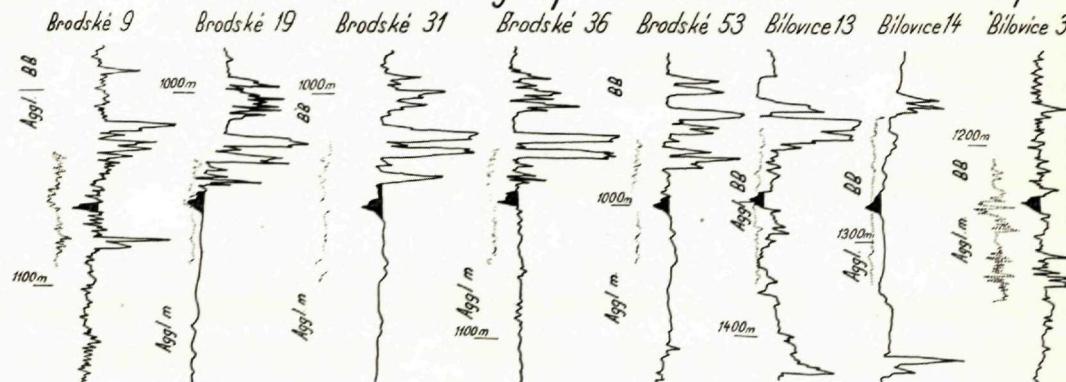


Srovnávací tabulka

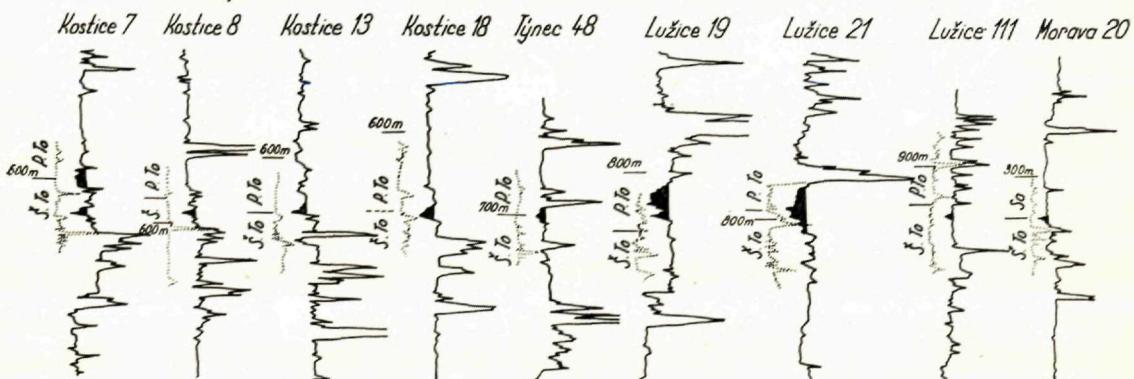
Rozhraní pannon a sarmat



Rozhraní svrch tortonských pásem bolimino - bulivinového a pásem



Rozhraní pestrého a šedého svrchního tortonu



Vysvětlivky

Vertikální
měřítka

0
10m
20m
30m

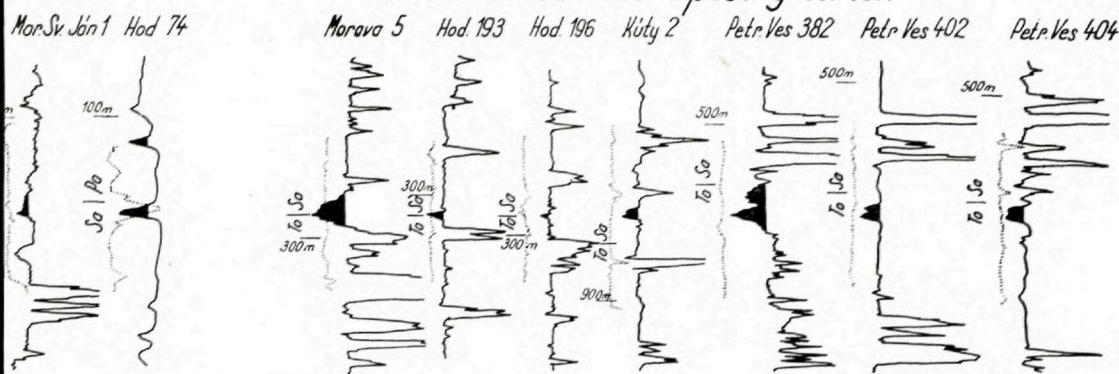
$\rightarrow +25\text{m}\text{s}^{-1} \leftarrow$

Křivka PS

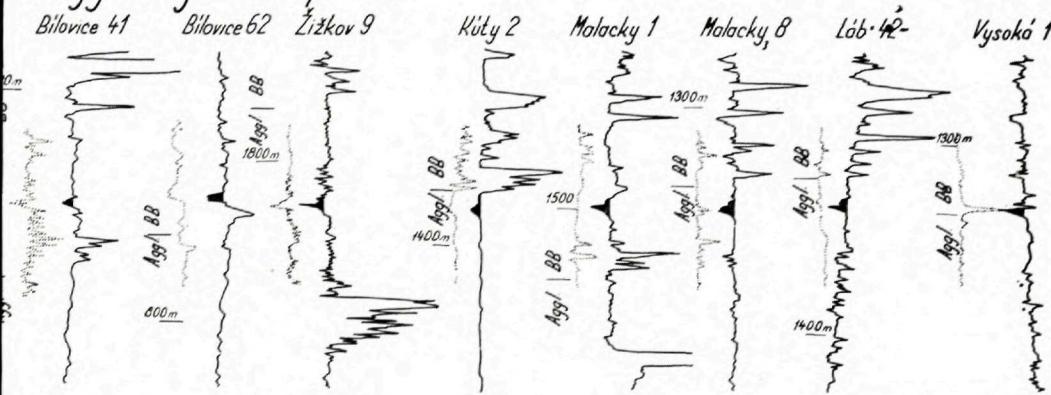
0 10 20 20 m
Křivka odporu
80, 25 A 2 M

elektrokarotážních křivek.

Rozhraní sarmat a pestrý torton

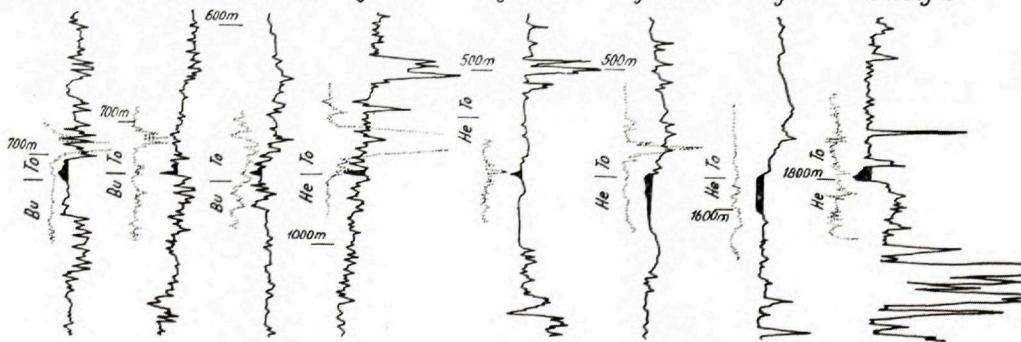


s agglutinující mikrofaunou



Rozhraní tortonu o svrch. burdigalu příp. svrch. helvetu

Lužice 47 Lužice 78 Lužice 81 Týnec 8 Týnec 21 Týnec 42 Kúty 2 Malacky 2



LITERATURA

- [1] Buday T., Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geologické práce, sešit 43, Bratislava. — [2] Dlabač M., 1957: Řešení otázek akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu Vídeňské pánve, Geofond. Praha. — [3] Dachnov V. N., 1947: Promyslovaja geofizika. Gostoptechizdat. Moskva. — [4] Dachnov V. N., 1955: Interpretacija rezultatov geofizičeskich issledovanij razrezov skvazin. Gostoptechizdat. Moskva. — [5] Itenberg S.S., 1951: Neftopromyslovaja geofizika dlja geologov. Gostoptechizdat.

MIKULÁŠ DLABAČ

POSITIVE AUSSCHWANKUNGEN IN DER KURVE DER SPONTANEN POLARISATION (PS) DER ELEKTRISCHEN BOHRLOCHMESSUNG AN STELLEN STRATIGRAPHISCHER HIATE IM MIOZÄN DES INNERALPINEN WIENER BECKENS

Auf Grund zahlreicher Beispiele (Beilage) wird auf das Vorkommen kleiner positiver Ausschwankungen der PS Kurve hingewiesen. Die Mächtigkeit der Schichte, die die Ausschwankungen bedingt, ist maximal 5 m und die Intensität bis 15 mV. Solche Ausschwankungen wurden an vielen Stellen stratigraphischer Hiate, insbesonders an der Pannon — Sarmat Grenze und an der Grenze der Bolivino-Bulimina und Sandschaler-Zone im Obertorton beobachtet.

Die Widerstandskurve ist an diesen Stellen meist geradlinig. An solchen Stellen, wo die Sedimentation mit einer Sandschicht endet oder beginnt, wurden die Ausschwankungen nicht festgestellt, ohne dass eine Verallgemeinung dieser Ausschwankungen auf alle Diskordanzen im Wiener Becken möglich ist, wird doch deren Wert in der Auswertung der EK Diagramme und bei Korrelationsarbeiten betont. Die Ausschwankungen werden durch Verwitterungerscheinungen, zum Beispiel in Verbindung mit Gipsanreicherungen erklärt.

5. VII. 1957.

Anstalt für Erdölforschung,
Brno

OTO FUSÁN

NÁČRT GEOLOGICKÝCH POMEROV ÚDOLIA HORNÁDU MEDZI KYSAKOM A KOŠICAMI

(*Mapa, nemecké rusumé*)

Úvod

Územie toku Hornádu medzi Margecanmi a Košicami stalo sa predmetom geologickej výskumov hlavne v poslednom desaťročí vzhľadom na projektované vodné stavby. V staršej geologickej literatúre nájdeme o tomto území pomerne málo zpráv. Prvú obsiahlejšiu zprávu týkajúcu sa tohto územia nachádzame u D. Štúra (1869), v ktorej opisuje okrem iného územie okolo Ružína, Bujanovej, Sopotnice a Košických Hámrov. Opisuje svorové ruly, žulu, verukáno a liasové vápence. Roku 1930 J. Hromádka opisuje terasy Hornádu medzi Obišovcami a Košicami. Za diluviálne terasy Hornádu považuje terasy až do 30 m úrovne nad alúviom. Vyšie terasy a plošiny považuje za abrazné terasy neogénnego mora. Hlavnú 30 m terasu Hornádu nazýva podla obcí, pri ktorých je vyvinutá, ako terasa kysacká, trebejká, mariánska, sokoľská, kostolianská a tahanovská. A. Földvári (1939) opisuje geologicke pomery severozápadne od Košíc. Predmetné územie priraduje dvom tektonickým jednotkám, veporidámu a spišskému príkrovu, na styku ktorých sú vytvorené mnohé tektonické šupiny. F. Rösing (1949) podáva podrobnejší geologicke a tektonický rozbor Braniska a Čiernej hory až po Margecany. L. Šlahor (1952) zaobráva sa pokryvnými útvarami v údolí Hornádu. O. Fusán — Q. Zárubá — K. Hromada (1954) podávajú geologickej rozbor územia medzi Margecanmi a Kysakom s ohľadom na vodné stavby. J. Šalát (1953, 1954) opisuje petrograficky žuly a horniny verukána medzi Margecanmi a Košicami. V. Kantorová — J. Kantor (1955) a J. Ilavský (1955) opisujú markazitové ložisko pri Tepličanoch, pričom sa zaobrajú hlavne otázkami neogénu, v ktorom sa ložisko nachádza, a jeho genézu. J. Pták (1956) sa zaobráva petrografiou kryštalínika Čierne hory v okolí Margecan a J. Šagrovský (1956) opisuje neogén okolia Košíc.

Geológia územia

Okolie údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami z väčšej časti patrí jadernému pohoriu Čiernej hory, čiže taridám a z malej časti, hlavne v západnom okolí Košíc, gemeridám.

Tatridy

V území patriacom tatridnej jednotke môžeme rozlíšiť kryštalické jadro a jeho obal. Z hornín tvoriačich kryštalické jadro vystupujú tu svorové ruly a žuly. Obal tvorí verukáno a mezozoikum.

Svorové ruly skladajú sa zo svorov a miestami v dôsledku diafórezy došlo k ich spätej premene vo fyllity. Ako vložky vyskytujú sa v nich kremence. Kremence, ktoré tvoria polohy vo svoroch, sú väčšinou jemnozrnné a silne sericitizované. Svorové ruly vystupujú na malom úseku na oboch brehoch Hornádu južne od Kostolian n/H. a Tepličan. Okrem toho vystupujú južne od Košíc na Obesenom vrchu (kóta 237), kde sú popreražané žilami pegmatitov a aplitov. V údolí Hornádu južne od Kostolian n/H. a Tepličan svorové ruly sú v tektonickom styku so žulami. Na nich ležia spodnotriásové kremence alebo neogénne sedimenty. Na Obesenom vrchu vystupujú svorové ruly ako ostrov z neogénnych sedimentov.

Žuly v tomto území sú hodne rozšírené. Prevláda bázický typ žuly — granodiority, ktoré miestami prechádzajú do bázickejších diferenciátov, odpovedajúce amfibolickým a pyroxenickým dioritom (Šaláta 1953). Žula je tu obvyklého zloženia; kremeň je hodne popraskaný a má undulózne zhášanie, zo živcov má hlavne plagioklasy, zo slúd prevláda biotit nad muskovitom. Biotit je hodne premenený v chlorit, od ktorého má hornina zelenú farbu. Z vedľajších minerálov je častý epidot, ktorý okrem zŕní vytvára žilky až 1 cm mocné. Z rudných minerálov je veľmi hojný hematit, ktorý často tvorí žilky alebo hniezda, ďalej je to pyrit, ktorý tvorí drobné kryštály hlavne v mylonitizovaných pásmach. Celkom zriedkavým rudným minerálom je molybdenit v žilkách kremeňa (Rado 1955). Žuly sú tu miestami prestúpené žilami pegmatitov a aplitov, vzácne i lamprofýrom (Földvári 1940). Okrem týchto žíl sú hojné žilky kremeňa a zriedkavé žilky kalcitu. Žuly sú tu všade tektonicky hodne porušené, čo sa prejavuje jednak silným rozpukaním, usmernením a vznikom mylonitov až ultramylonitov. Žuly sa vyskytujú v dvoch väčších masívoch, a to západne od obce Sokoľ a medzi Kostoľanmi n/H. — Kavečanmi a Čahanovcami. Okrem toho menšie výskyty žúl sú západne od Kysaku. Žulový masív západne od obce Sokoľ vystupuje v údolí potoka Uhrinče, ktorým bol obnažený. Vyššie vo svahoch údolia nad žulou leží súvrstvie verukána a v hornej časti údolia na žule ležia bud spodnotriásové kremence alebo tektonicky dolomity. Petrografické zloženie žuly je tu podľa Šaláta (1953) nasledovné: podstatné minerály: živec (oligoklas až andezín), kremeň, biotit. Akcesorické súčiastky: zirkón, apatit, titanit, hematit, ortit. Sekundárne mínerály: se-

ricit, epidot, chlorit, leukoxén, karbonáty. Žulový masív medzi Kostoľanmi n/H: — Kavečanmi a Čahanovcami je svojou rozlohou väčší, avšak jeho geologická pozícia je obdobná. Žula siaha až do údolia Hornádu a na ľavý breh prechádza severne od Čahanoviec, kde buduje kopec Darius (kóta 331). Tento žulový masív je obalený takmer zo všetkých strán verukánom. Jedine v údolí Hornádu pri Kostoľanoch n/H. má tektonické obmedzenie. Žula v tomto masíve, zvlášť v jeho južnej časti je tektonicky viac postihnutá ako na iných miestach, čo sa prejavuje najmä mylonitizáciou. Západne od Kysaku drobné žulové výskyty vystupujú vždy spod hornín verukána. Žula na severnom úpäti vrchu Uhrinče (kóta 613) má biotity fialovočervenej farby.

Verukáno tvorí bezprostredný obal žúl, a je vyvinuté v podobe drobových zlepencov, drob, arkóz, pieskovcov a pestrých bridlíc. Zlepence sú polymiktné, zložené z málo opracovaných valúnov kremeňa, fylitov, pieskovcov a z horní vlastného súvrstvia verukána, hlavne bridlíc a úlomkov kremítých porfýrov. Tmel majú kremítý. Najviac sú v tomto území rozšírené arkózy, pieskovce, droby, ktoré sú väčšinou svetlých alebo červenavých farieb, strednozrnné až hrubozrnné. Skladajú sa zo zrn kremeňa, živcov, často kaolinizovaných, a zo šupiniek muskovitu. Tmel majú kremítý. Tvoria väčšinou lavice rôznej mocnosti. Šalát (1954) rozlišuje v týchto horninách tri typy: hrubozrnné arkózy, sivé droby, červenofialové droby. Živce vystupujúce v týchto horninách sú zhodné so živcami podložných žúl (Šalát 1954). Všetky uvedené typy hornín obsahujú určité množstvo pyroklastického materiálu kremítých porfýrov a podľa Šaláta (1954) červenofialové droby majú od neho svoju farbu. Pestré bridlice sú peliticko-psamitické, najčastejšie farby červenej, fialovej alebo zelenej. Striedajú sa v rôznych mocnostiach s prv uvedenými horninami. Verukáno vystupuje všade v okolí žulových masívov, ako západne od Sokola, v okolí Kostolian n/H. a v okolí Kavečian. Ďalej je hodne rozšírené severne od Kysaku a Obišoviec.

M e z o o i k u m. Spodný trias začína transgresívnymi kremencami. Kremence sú na báze hrubozrnné, miestami zlepencovité, vyššie stredozrnné až jemnozrnné. Miestami ako na pr. južne od Trebejova medzi lavicami kremencov sú tenké vrstvičky červených pelitických bridlíc. Kremence sú odolné voči vetraniu, vytvárajú ostré tvary a morfologicke sú hodne výrazné. Kremence transgredovali v tomto území väčšinou na verukáno, miestami však priamo na žulu alebo na svory. Kremence sú rozšírené v okolí Kysaku, kde tvoria skalné stupne terás, podobne ako pri Trebejove a severne od Malej Viesky, potom na severných a východných svahoch vrchu Uhrinče (k. 619), ďalej juhozápadne od obce Sokol, v okolí Kavečian a západne i severne od Čahanoviec. Nad kremencami sú vyvinuté verfénске bridlice, ktoré sú pelitické, zelenej a červenej farby. Miestami sú piesčité a prechádzajú i do polôh pieskovcov. V tomto území vystupujú len ojedinele a v tenkých polohách, pretože boli v dôsledku svojej veľkej plasticity pri vrásnení vyvalcované.

S t r e d n ý t r i a s zastupujú dolomity. Sú spravidla tmavošedé, zriedkavejšie

svetlé, často brekcionité a lokálne prechádzajú do dolomitických vápencov. Majú kockovitý rozpad. Dolomity sa vyskytujú vo väčších masách na ľavom brehu Hornádu medzi Kysakom a Malou Vieskou, potom západne od Sokola a západne od Kysaku. V menších ostrovoch sa vyskytujú juhovýchodne od Kavečian a spod neogénnych sedimentov sa vynorujú pri Tepličanoch a Čahanovciach.

J u r a (?). V nadloží dolomitov v okolí Kavečian ležia tmavé doskovité slienité vápence, ktoré prechádzajú lokálne do tmavých až čiernych bridlíc. Ich vek zatiaľ neboli paleontologicky preukázaný. Môžu zastupovať buď vrchný trias alebo lias. Do nadložia prechádzajú do svetlých až bielych kryštalických vápencov, ktoré sú miestami ružové a krinoidové. Vrchné časti tmavých vápencov a spodné časti svetlých vápencov majú často polohy rohovcov. Svetlé vápence taktiež neboli paleontologicky zatiaľ doložené, avšak predpokladám, že zastupujú juru. Oba druhy vápencov vystupujú v úzkych pruhoch pozdĺž styku s gemeridami.

N e o g é n n e s e d i m e n t y sa vyskytujú hlavne pri východnom okraji ukončenia pásma Čiernej hory, medzi Obišovcami a Čahanovcami a do údolia Hornádu zasahujú v okolí Tepličian. Okrem toho sú vyvinuté západne a severne od Košíc.

V úseku Obišovce—Čahanovce sú to hlavne helvétske íly (K a n t o r o v á — K a n t o r 1955) a štrky košickej formácie (Švagrovský 1956). Íly vo väčšom množstve sa vyskytujú pri Tepličanoch v podloží štrkov. Sú zelenavej farby, na-vetralé, farby hrdzavožltej. Štrky sú polymiktné, piesčité, dobre opracované. Ležia na rôznych útvaroch pásma Čiernej hory. Pri Tepličanoch sa v nich nachádza ložisko markazitu. Západne a severne od Košíc košická štrková formácia zakrýva okrajové časti paleozoika gemeríd. Blízko vyústenia Suchého jarku na oboch svahoch v podloží košickej štrkovej formácie a na paleozoiku gemeríd ležia drobné výskyty ryolitových tufov, ktoré sú považované sa sarmatské (F ö l d v á r i 1939, Š v a g r o v s k ý 1956).

Zo š t r v t o h o r n ý c h sedimentov sú tu v prvom rade zastúpené terasové štrky, spraše, potom svahové hliny a sutiny, dejekčné kuželes a aluvialne náplavy v údolných nivách.

Terasové stupne medzi Kysakom a Košicami lemuju údolie Hornádu z oboch strán v niekoľkých úrovniach. Najmarkantnejšia je v celom úseku stredná terasa, ktorá je priemerne 30 m nad dnešnou hladinou Hornádu. Túto terasu môžeme označovať v zmysle H r o m á d k o v o m (1930) podľa obcí, pri ktorých je zreteľne vyvinutá. Tak kysacká terasa je vyvinutá na pravom brehu Hornádu v dĺžke vyše 2 km. Jej skalný stupeň je tvorený severne od Kysaku horninami verukána lokálne strednotriassovým dolomitom, južne od Kysaku spodnotriassovým kremencom. Na ľavej strane Hornádu oproti stanici v Kysaku je zachovaný skalný stupeň tejto terasy, tvorený dolomitom.

Trebejovská terasa je vyvinutá južne od Trebejova a jej skanný stupeň tvorí spodnotriassový kremenec. Tiahne sa v dĺžke ca 800 m a je rozdelená na dve časti.

Sokolská terasa, vyvinutá na ľavom brehu Hornádu, tiahne sa v dĺžke ca 2 km. Jej skalný stupeň tvoria z väčej časti strednotriásové dolomity a len v jej južnej časti ho tvoria spodnotriásové kremence, verfénске bridlice a horniny verukána.

Na ľavej strane Hornádu, oproti sokoľskej terase je vyvinutá terasa mariánska, ktorá sa tiahne v dĺžke 1 km. Jej skalný stupeň na severnom a južnom okraji tvoria strednotriásové dolomity, v strednej časti spodnotriásové kremence.

Kostolanská terasa, vyvinutá na pravej strane Hornádu, má dĺžku vyše 3 km. Skalný stupeň tvorí z väčej časti žula, len v jej južnej časti ho tvoria svorové ruly. Južne od Tepličan na lavom brehu Hornádu je taktiež vyvinutá stredná terasa v dĺžke vyše 1 km. Jej skalný stupeň tvoria svorové ruly. Môžeme ju označiť ako terasa tepličanská.

Ťahanovská terasa je vyvinutá na ľavej strane Hornádu, severozápadne a juho-východne od Ťahanoviec. Severozápadne od Ťahanoviec jej skalný stupeň tvorí žula a tiahne sa tu v dĺžke 1500 m. Juhovýchodne od Ťahanoviec sa tiahne v dĺžke ca 1200 m, avšak jej skalný stupeň tu nevystupuje na povrch a ľahko ju vymedzovať oproti neogénnym štrkom.

Košická terasa tiahne sa západným okrajom mesta Košíc, kde na mnohých miestach splýva so štrkmi košickej formácie a je ľahko vymedzovať ju oproti týmto štrkom. Tiahne sa v dĺžke ca 5 km. Jej skalný stupeň väčšinou nevystupuje na povrch. Jedine na južnom okraji mesta Košíc, na Obesenom vrchu (kóta 237) vystupujú v skalnom stupni svorové ruly, preniknuté niekoľkými žilami pegmatitov a aplitov. Na severnom okraji Košíc v oddelenej časti Košickej terasy, v skalnom stupni vystupujú verfénске bridlice a strednotriásové dolomity.

Okrem tejto hlavnej terasy v údolí Hornádu je viacero terasových stupňov, ktoré však už nie sú po celom toku zachované. Pri Kysaku a severne od Sokola na pravom brehu Hornádu možno vymedziť štyri terasové stupne: údolnú terasu, strednú terasu a dve vyššie terasy, z ktorých posledná je 80—90 m nad hladinou Hornádu.

Terasové stupne sú pokryté terasovými sedimentmi, štrkmi a pieskami, na ktorých ležia sprašové hliny a miestami pri úpätiach svahov hlinité delúviá, alebo kamenité sutiny. Tieto sedimenty sú najlepšie vyvinuté na strednej terase. Piesočné štrky tejto terasy majú hlinitú prímes a ich mocnosť kolíše od 130 až 350 cm (Šlahor 1952). Mocnosti sprašových hlin kolíšu od 100—300 cm (Šlahor 1952).

Aluviálne náplavy sú tvorené piesčitými štrkmi, hlinitými náplavami a preplavenými sprašovými hlinami. Aluviálna niva sa začína rozširovať od Kysaku na juh a v okolí Kostolian n/H. a Tepličan je vyše 1 km široká. Južne od Tepličan sa veľmi zužuje až po Ťahanovce, odkial sa znova veľmi rozširuje. Mocnosť aluviálnych náplavor koliše od 3—8 m (Šlahor 1952).

Svahové sutiny sú väčšinou vyvinuté na úpätiach svahov, sú to väčšinou kamenité a piesčité sutiny. Ich mocnosť sa mení od miesta k miestu.

G e m e r i d y

Z gemeridných útvarov v severozápadnom okolí Košíc na Bankove a v údolí Črmela vystupuje hlavne karbón. Je tvorený tmavými bridlicami, fyllitmi, piesčitými fyllitmi s polohami pieskovcov. Na Bankove a pri Kavečanoch vystupujú v súvrství karbónu magnezity. Karbón sa tiahne od Košíc ku Kavečanom a obstaráva tektonický styk gemeríd s pásmom Čiernej hory. Zo starších útvarov gemeríd vystupujú v Črmeľskom údolí porfyroidy v podobe tektonických šupín.

T e k t o n i c k ý v ý v o j

•Po tektonickej stránke patrí študované územie z väčšej časti jadernému pohoria Čiernej hory. Jadro je tvorené svorovými rulami a granitoidnými horninami. Regionálna metamorfóza svorových rúl sa odohrala počas hercynského orogénu, avšak pred sedimentáciou karbónu. Počas karbónu bola väčšia časť pohoria vynorená, o čom svedčí nedostatok vývoja karbónu v tomto území, ako i prítomnosť valúnov žúl a dioritov, vyskytujúcich sa v tomto území v karbónskych zlepencoch pri Košickej Belej. Súčasne to svedčí o tom, že tunajšie žuly sú staršie ako vrchný karbón (moscovien). V období permu kryštalické jadro bolo taktiež vynorené a poskytovalo materiál pre suchozemskú sedimentáciu verukána, ktoré vznikalo v depresiách. Verukáno tvorí tak bezprostredný obal kryštalického jadra. Trias znamená novú transgresiu mora, ktorá začína bazálnym súvrstvím spodnotriásových kremencov. Sedimentácia pokračovala neprerušene i v strednom triase vznikom dolomitov. Ďalším členom mezozoického obalu je súvrstvie tmavých slienitých vápencov a svetlých až bielych, miestami krinoidových vápencov, ktoré patria snáď liasu (bez paleontologických dôkazov).

Alpské horotvorné pochody sa prejavili diaftorézou svorových rúl, mylonitizáciou žúl, intenzívny zvrásnením obalu i jadra a nasunutím gemeríd na pásmo Čiernej hory. Pri vrásnení mezozoický obal kryštalického jadra bol často odlepený, verfénске bridlice väčšinou vyvalcované, takže strednotriásové dolomity v mnohých prípadoch ležia priamo na kremencoch alebo horninách verukána, prípadne na žule. V období predpaleogénnom a za paleogénu bolo toto územie silne denudované a peleogén leží diskordantne a transgresívne len pri severnom okraji pásmu Čiernej hory. Východné obmedzenie pásmu Čiernej hory v tomto úseku obstaráva neogén, ktorý leží transgresívne. K mladším tektonickým zjavom patrí sústava zlomov smeru celkove severo-južného, ktorá je označovaná ako hornádsky zlom. Tieto zlomy prebiehajú buď údolím Hornádu alebo medzi Hornádom a Tórysou.

Na severnom okraji Košíc sa tatridy (pásma Čiernej hory) noria pod neogénne sedimenty. Na južnom okraji Košíc vystupujú v izolovanom ostrove na Obesenom vrchu (kóta 237) spod neogénu svorové ruly pásmu Čiernej hory, preniknuté žilami pegmatitov a aplitov. Ďalšie pokračovanie tatridného pásmu smerom na ju-

hovýchod treba hľadať v Zemplínskom ostrove, kde kryštalické jadro je tvorené svormi a svorovými rulami s polohami kvarcitov, a obal karbónom, permom, triasovými kremencami a dolomitmi.

V juhovýchodnej časti študovaného územia v Črmelskom údolí vystupujú už gemeridy. Styk gemeríd s pásmom Čiernej hory prebieha v tomto úseku od hornej časti Črmelského údolia ku Kavečanom a k severnému okraju Košíc. Má priebeh SZ – JV. Ďalší priebeh tejto línie je zakrytý kvartérnimi a neogénnymi sedimentmi, avšak podľa výskytu svorových rúl na Obesenom vrchu, na južnom okraji Košíc možno predpokladať, že tu má priebeh severo-južný, čo môže byť spôsobené i hornádskym zlomom. Styk gemeríd s tatridami má povahu nasunutia. Gemeridný karbón je nasunutý v tomto úseku na mezozoický obal kryštalického jadra Čiernej hory. Miestami je tento styk veľmi komplikovaný, ako napr. v hornej časti Črmelského údolia, kde sa vytvorila zložitá šupinovitá stavba.

6. XI. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

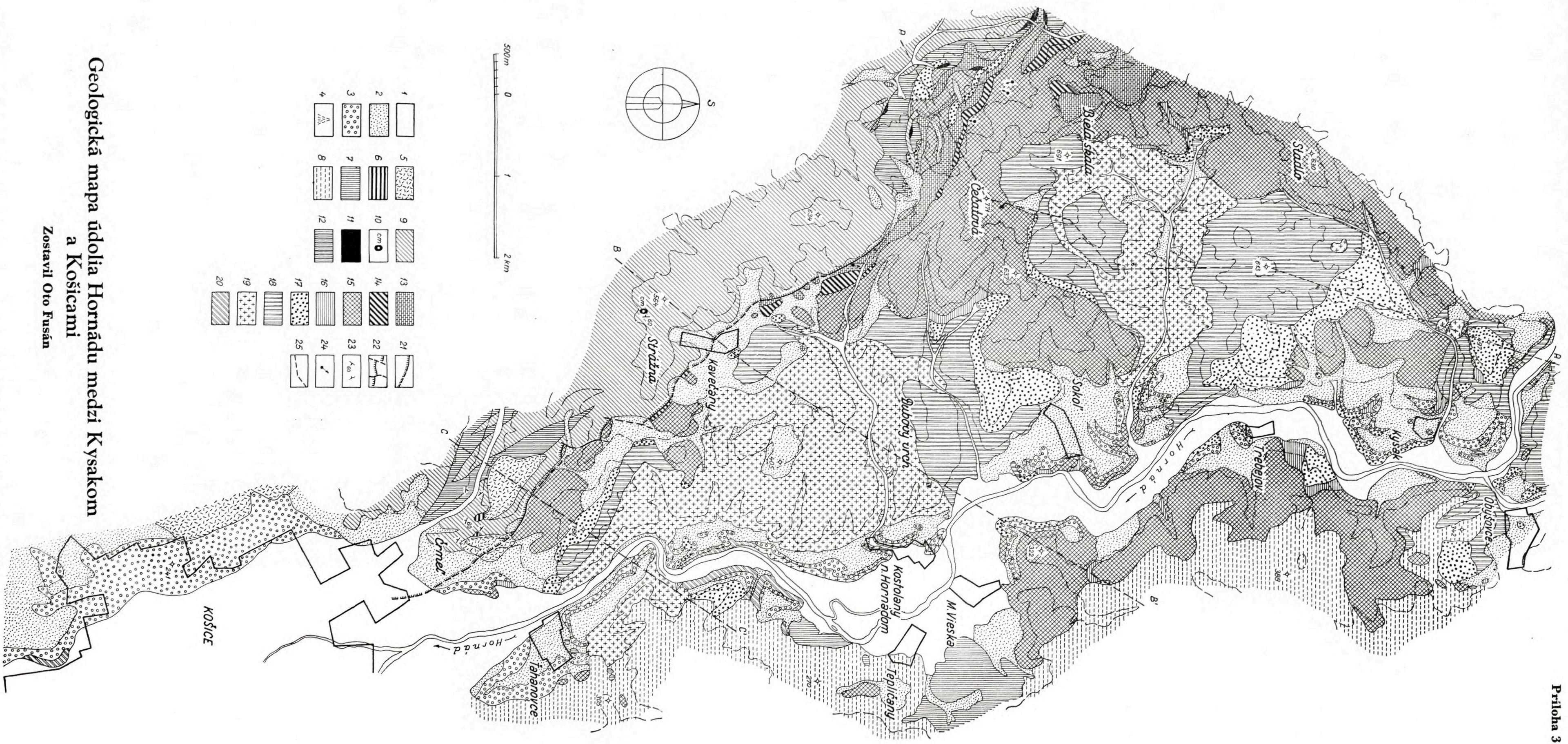
LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

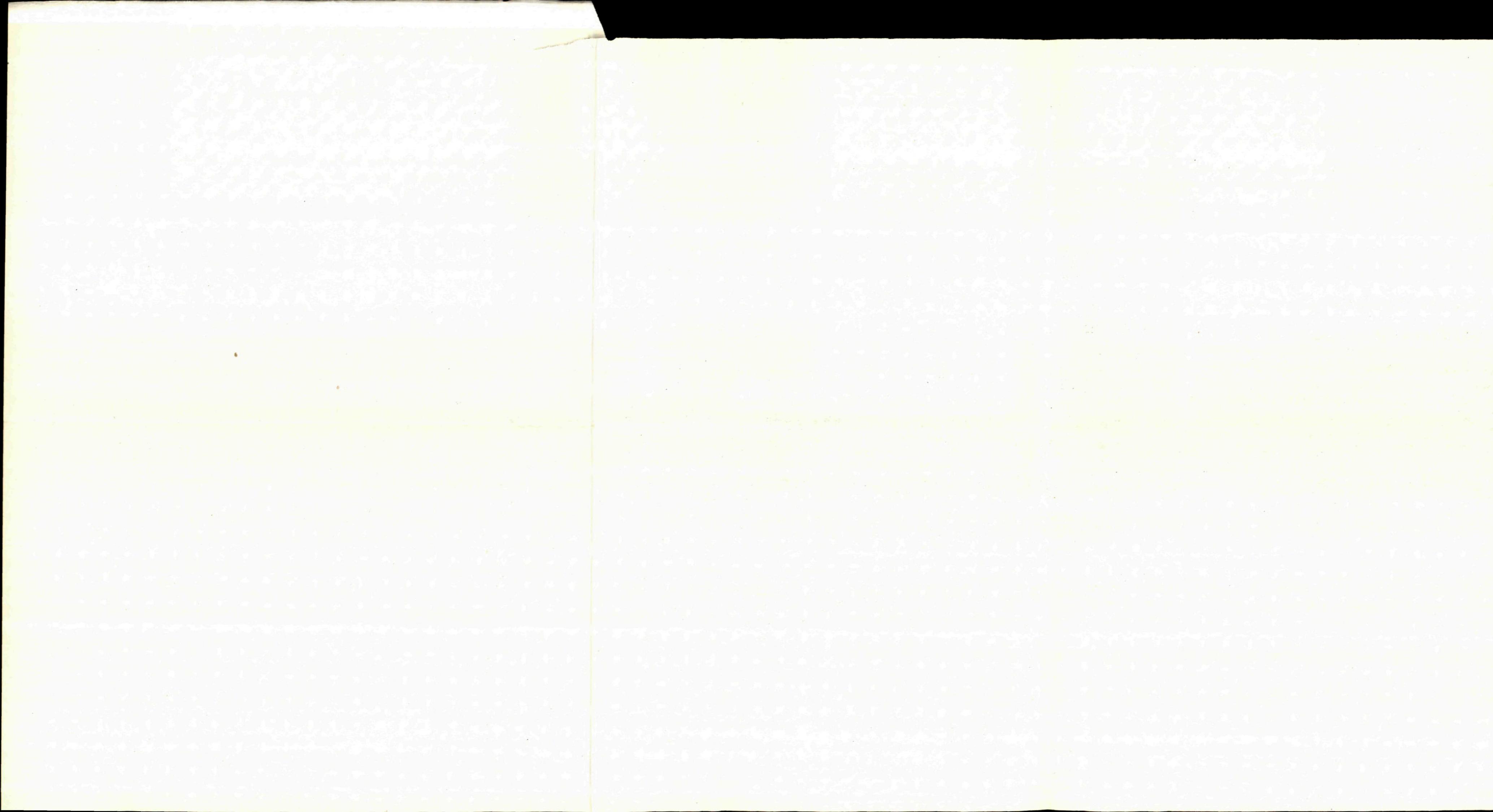
- [1] Štúr D., 1869: Bericht über die geologischen Aufnahmen der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz Jb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien, 1869, XIX, Bd. — [2] Hromádka J., 1930: Terasy Hornádu medzi Obišovcami a Košicemi. Sborník čs. spol. zeměpisné, Praha 1930. — [3] Földvári A. 1939–40: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich von Kassa. Müködési Jelentések Budapest 1948. — [4] Rösing F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko—Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft Bd. 99, 1947, Berlin 1949. — [5] Šlahor L., 1952: Zpráva o výskume pokryvných útvarov údolia Hornádu medzi Ružínom a Čahanovcami. Rukopis, archív GÚDŠ. — [6] Fusán O., Záruba Q., Hromada K., 1954: Geologický výskum údolia Hornádu pre štúdiá vodných diel medzi Margecanmi a Kysákom. Geolog. práce, Geotechnika 7, Bratislava 1954. — [7] Šalát J., 1954: Príspevok k petrografii verukánskych hornín a územiam medzi Margecanmi a Košicami. Geolog. práce, Zprávy 1, Bratislava 1954. — [8] Šalát J., 1953: Petrografia hornín v území Margecany—Košice. Rukopis, archív GÚDŠ. — [9] Kantorová V., Kantor J., 1955: Príspevok k poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc. Geolog. sbor. SAV, VI. 1–2, Bratislava 1955. — [10] Ilavský J., 1955: Markazitové ložisko v neogéne východného Slovenska pri Tepličanoch. Geolog. práce, Geotechnika 9, Bratislava 1955. — [11] Patak J., 1956: Predbežná zpráva o petrografii kryštalinitika Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou. Geolog. práce, Zprávy 5, Bratislava 1956. — [12] Šagrovschý J., 1956: Neogén širokého okolia Košíc, Geolog. práce, Zprávy 9. Bratislava 1956.

Geologická mapa údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami

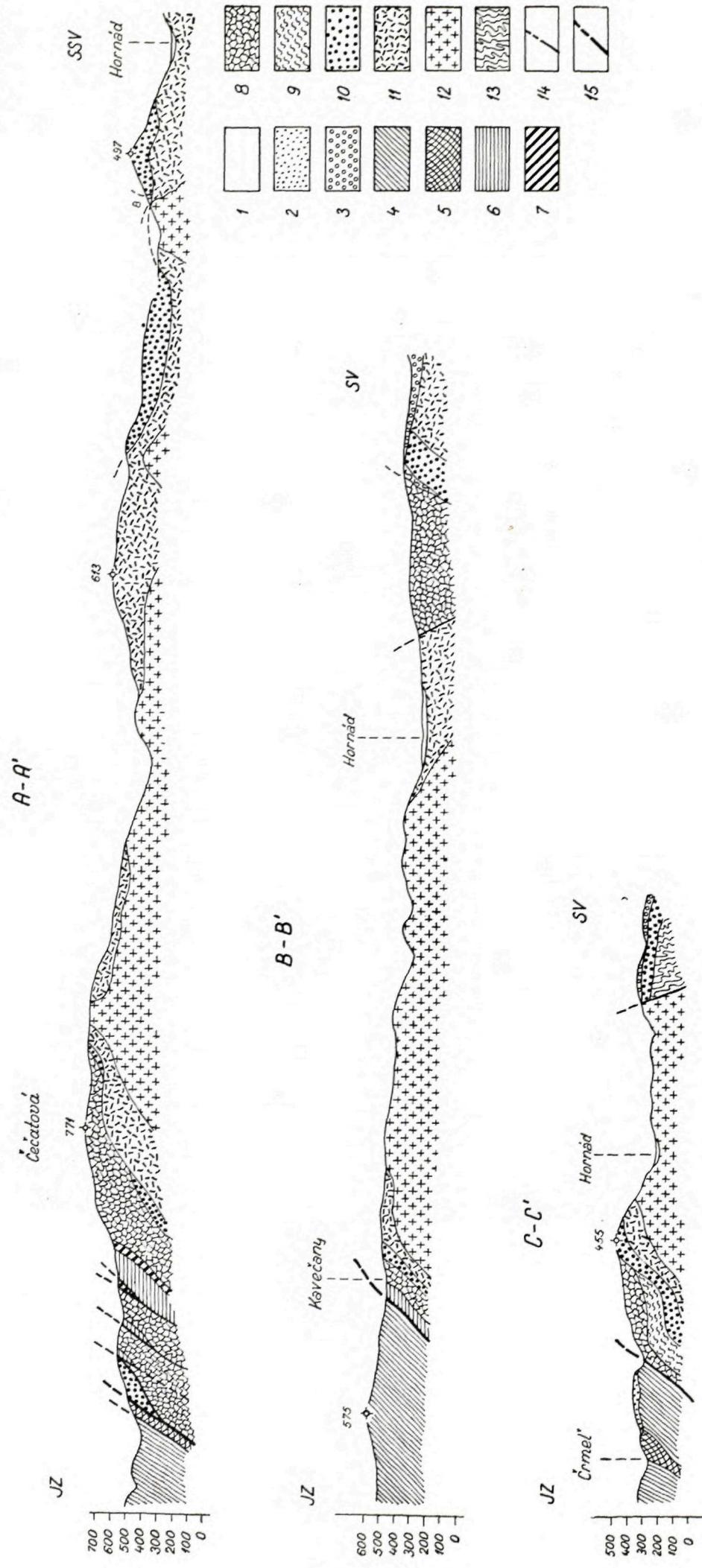
Zostavil Oto Fusán

1. aluviaľné náplavy, 2. hлина, sutina, sprás, 3. terasové štrky, 4. dejekné kúzle; 1–4 kvartér; 5. štrky, piesky – pločen, 6. ryolitové tufy – sarmat, 7. fly, 8. štrky, 7–8 helvét, 5–8 neogén, 9. fylity, bridlice, pieskovce, 10. magnezit, 11. diabáz, 9–11 karbón, 12. porfyroidy – staršie paleozóikum, 13. svetlé vapenice, 14. tmavé vepenice a bridlice, 13–14 jura (?) 15. dolomity – stredný trias, 16. veruňské bridlice – verukano, 19. granity, dlority, 20. svory, svorové ruly, 13–20 tatridy (pásma Čiernej hory), 21. zlomy, 22. linia nasunutia generid, 23. smer a úklos vŕstiev a bridlinatost, 24. pramene, 25. profilové linie





Príloha 4



Profily ku geologickej mape údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami

Zostavil Oto Fusán

1. Aluviaálne náplavy
2. štŕky
3. piesky
4. fylity
5. bridlice
6. pieskovce
7. tmavé vápence a bridlice (jura?)
8. dolomity – stredný trias
9. verfenské bridlice – spodný trias
10. arkózy, zlepence, pestré bridlice – verukáno, 12. graniút, diority
11. 13. svory, svorové ruly, 14. zlomy, 15. linia nasunutia gemerid, 6–13. tatríd, 14–15. pásma Čiernej hory)

Pellucidae *exuvia* *lutea* *lutea* *lutea* *lutea* *lutea* *lutea* *lutea*

**SKIZZE DER GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES HORNÁDTALES
ZWISCHEN KYSAK UND KOŠICE**

Das Gebiet des Hornád-Tales zwischen Kysak und Košice gehört grösstenteils dem Kerngebirge Čierna hora, also den Tatriden und zum kleineren Teil, besonders in der nordwestlichen Umgebung der Stadt Košice, den Gemeriden an.

In dem den Tatriden angehörenden Gebiete kann man einen durch glimmerschieferige Gneise und granitische Gesteine gebildeten kristallinen Kern und die durch Verrucano und Mesozoikum gebildete Kernhülle unterscheiden. Die glimmer chieferigen Gneise bestehen aus Glimmerschiefern, die stellenweise infolge der Diaphthorese in Phyllite zurückumgewandelt sind. In ihnen kommen Lagen serizitischer Quarzite vor. Die Granite sind in diesem Gebiete sehr verbreitet und bilden entweder grössere Massivchen oder kleinere Vorkommen. Es herrscht ein basischer Typus vor — Granodiorite, die auch in basischere, den amphibolitischen und pyroxenischen Dioriten entsprechende Differentiate übergehen.

Das Verrucano bildet die unmittelbare Kernhülle und ist in der Form von Wackenkonglomeraten, Wacken, Arkosen, Sandsteinen und bunten Schiefern entwickelt. Die Verrucano-Sedimente enthalten im reichen Masse Material aus den liegenden granitischen Gesteine, besonders Feldspate und Quarze. Ausserdem enthalten sie bedeutende Mengen pyroklastischen Materials aus permisschen Quarzporphyren. Das Mesozoikum fängt mit den transgressiven untertriadischen Quarziten an, über welchen Werfener Schiefer liegen. Ein höheres mesozoisches Glied sind die mitteltriadischen Dolomite, die bedeutend verbreitet sind. Im Hangenden der Dolomite treten dunkle plattige Mergelkalke auf, die stellenweise in schwarze Schiefer übergehen. Ihr Alter wurde bisher paläontologisch nicht festgestellt. Sie können entweder die Obertrias, oder den Lias repräsentieren. In das Hangende übergehen sie in lichte kristalline Kalke mit Hornsteinlagen und höher in weisse, oder rosenfarbige, stellenweise Crinoiden-Kalke. Diese Kalke gehören auch wahrscheinlich dem Jura an.

In der nordwestlichen Umgebung der Stadt Košice tritt tektonische gemeride Einheit auf, die in diesem Gebiete hauptsächlich durch karbonische Schiefer und Phyllite, in welchen bei Košice und Kavečany Magnesitlagerstätten vorkommen, gebildet wird. Der östliche Rand der Čierna hora-Zone, sowie der südliche Rand der Gemeriden ist durch neogene Sedimente, hauptsächlich Schotter umgesäumt, aus deren Liegenden bei Tepličany Tone emporsteigen.

Terrassen säumen das Hornád-Tal zwischen Kvsak und Košice, von welchen die ausgeprägteste und längs des ganzen Flusslaufes erhaltene Terrasse sich 30 m über dem Alluvium des Hornád befindet.

Tektonisch ist das Gebiet ziemlich kompliziert. Durch das herznische Orogen wurde der kristalline Kern gefaltet und gehoben und im Karbon und Perm bedeutend denudiert. Der alpidische gebirgsbildende Zyklus hat die Faltung des ganzen Gebietes und die Aufschreibung der Gemeriden auf die Tatriden (Čierna hora-Zone) verursacht. Auf den Graniten äusserte sich das alpidische Orogen durch ihre intensive Mylonitisierung in bestimmten Zonen. Die Kernhülle wurde oft abgerissen, intensiv gefaltet, wobei die plastischen Schichten, wie die Werfener Schiefer, oft ausgewalzt wurden. Der Kontakt der Gemeriden und Tatriden besitzt den Charakter einer Aufschreibung und die Kontaktlinie verläuft in NW-SO Richtung, wobei sie sich bei Košice gegen Süden biegt, was wahrscheinlich durch jüngere Bruchstörungen (Hornád-Bruch) verursacht wurde. Am Kontakte der Gemeriden und der Tatriden entwickelte sich stellenweise ein Schuppenbau. Die Fortsetzung der Tatriden-Zone ist in SO Richtung durch das Neogen bedeckt und von neuem taucht diese Zone in der Zempliner Insel empor, wo von den Kern-

gliedern Glimmerschiefergneise auftreten und die Hüllen durch Karbon, Perm und Mesozoikum gebildet wird.

6. XI. 1957.

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

Profile zur geologischen Karte des Hornád-Tales zwischen Kysak und Košice

Zusammengestellt von O. Fusán (1957)

Erläuterungen

1. Alluviale Anschwemmungen, 2. Schotter, Sande — Pliozän, 3. Schotter — Helvet, 4. Phyllite, Schiefer, Sandsteine — Karbon (Gemeriden), 5. Porphyroide — Altpaläozoikum (Gemeriden), 6. Lichte Kalke (Jura?), 7. Dunkle Kalke und Schiefer (Jura?), 8. Dolomite — Mitteltrias, 9. Werfener Schiefer, 10. Quarzite — Untertrias, 11. Konglomerate, Arkosen, bunte Schiefer — Verrucano, 12. Granite, Diorite, 13, 13. Glimmerschiefer, Glimmerschiefer-Gneise, 14. Brüche, 15. Aufschiebungslinie der Gemeriden, 6—13 Tatriden (Čierna hora-Zone).

Geologische Karte des Hornád-Tales zwischen Kysak und Košice

Zusammengestellt von O. Fusán (1953—1956)

Alluviale Anschwemmungen, 2. Lehm, Schutt, Löss, 3. Terrassenschotter, 4. Dejektionskegel; 1—4 Quartär; 5. Schotter, Sande — Pliozän, 6. Rhyolithuffe — Sarmat, 7. Tone, 8. Schotter; 7—8 Helvet, 5—8 Neogen; 9. Phyllite, Schiefer, Sandsteine, 10. Magnesit, 11. Diabase: 9—11 Karbon; 12. Porphyroide — Altpaläozoikum; 9—12 — Gemeriden, 13. Lichte Kalke, 14. Dunkle Kalke und Schiefer; 13—14 Jura (?); Dolomite — Mitteltrias, 16. Werfener Schiefer, 17. Quarzite — Untertrias, 18. Konglomerate, Arkosen, bunte Schiefer — Verrucano, 19. Granite, Diorite, 20. Glimmerschiefer, Glimmerschiefer-Gneise; 13—20 Tatriden (Čierna hora-Zone); 21. Brüche, 22. Aufschiebungslinie der Gemeriden, 23. Streichen und Fallen der Schichten und der Schieferigkeit, 24. Quellen, 25. Profillinien.

VENDELÍN RADZO

NOVÝ NÁLEZ MOLYBDENITU V BIOTITICKOM GRANODIORITE
ČIERNEJ HORY PRI ČAHANOVCIACH, NA SZ. OD KOŠÍC

Nemecké resumé, tab. VIII – XIII.

Úvod

V okrajovom výbežku juhovýchodnej časti jaderného pohoria Čiernej hory vystupuje pri Čahanovciach asi 2 km sz. od Košíc biotitický granodiorit označovaný v doterajších geologických prácach ako bázický typ žuly. Biotitický granodiorit je odkrytý po ľavej strane rieky Hornádu veľkým stenovým lomom a menším lomom po pravej strane rieky Hornádu.

V tejto oblasti v biotitickom granodiorite vzbudzuje pozornosť výskyt určitých pneumatolyticky-hydrotermálnych minerálov, primárnych a sekundárnych, vzniknutých pôsobením hydrotermálnych roztokov, ako turmalín (skoryl), celistvý hematit a šupinkatý spekularit, molybdenit, kremeň, pyrit, kalcit, epidot, chlorit a sericit.

Turmalín, hematit, hydrotermálny kremeň, pyrit, kalcit, epidot a chlorit sa vyskytujú častejšie, molybdenit bolo možné zistiť len na jednej kremennej žilke v biotitickom granodiorite.

Molybdenit v jednoduchej paregenéze s kremeňom je z tejto oblasti zistený po prvý raz, preto pri opise jednotlivých pneumatolyticky-hydrotermálnych minerálov venoval som tomuto minerálu hlavnú pozornosť.

V súvislosti s výskytom pneumatolyticky-hydrotermálnych minerálov uvádzam petrochemické výsledky biotitického granodioritu a aplitu z lomu pri Čahanovciach a porovnania s analyzovanými vzorkami zo severozápadnejšej oblasti pohoria Čiernej hory a biotitických granodioritov z Nízkych a Vysokých Tatier uvádzaných v literatúre.

Stručný prehľad geologických pomerov

Jadrové pohorie Čiernej hory, rozprestierajúce sa severozápadne od Košíc, je tvorené kryštalickým jadrom žuly, dioritu a kryštalických bridlíc, ďalej verukánom a mezozoikom.

Žula ako časť kryštalického jadra vystupuje na viacerých miestach v podobe menších alebo väčších masívov. Väčšie masívy vystupujú medzi Čahanovcami a Kavečanmi, Kostolanmi nad Hornádom, severozápadne od obce Sokol a v Sopotníckom údoli severovýchodne od Veľkej Lodenice.

Dôležitý vplyv na utváranie charakteru hornín mal orogenetické fázy. Prvá dokázaná fáza z tejto oblasti, ako uvádzajú O. F u s á n (1954), je hercynská fáza a neskôr alpská, ktoré spôsobili vynorenie kryštalického jadra, mylonitizáciu žuly a silné zvrásnenie paleozoických a mezozoických hornín so zložitou „šupinatou“ tektonickou stavbou na tektonickom styku gemení s jaderným pohorím Čiernej hory.

Petrografické štúdiá juhozápadnej časti Čiernej hory vykonal J. Šalát (1953), ktorý rozlíšil v tejto oblasti tri typy žulových hornín: 1. kyslý typ — aplity a pegmatity, 2. bázický typ — biotitická žula, južná časť kopca Bujanova, 3. žulové mylonity. Žula tejto západnej časti Čiernej hory je podľa jeho petrografických štúdií značne bázická. Draselný živec neboli pozorovaný a vyskytuje sa len v aplitech a pegmatitech, a to zväčša ako mikroklin. Plagioklasy, ktoré sú ich podstatnou zložkou, odpovedajú oligoklasu, prípadne oligoklas-andezínu, pritom kremenný hodne ustupuje za plagioklasmi. Z tmavých minerálov je zastúpený len biotit.

Petrografická charakteristika hornín

Biotitický granodiorit

Makroskopický opis. Hornina je stredne zrnitá, so zelenkastým odtieňom, z minerálov rozoznať: živec, kremeň, biotit, sporadický muskovit.

Mikroskopický opis. Štruktúra hypidiomorfne granitická. Podstatné minerály: živec, kremeň, biotit, muskovit. Akcesorické minerály: apatit, zirkón, pyrit. Sekundárne minerály: chlorit, limonit, epidot, titanit, sericit a karbonáty.

Zo živcov sú zastúpené hlavne plagioklasy, hypidiomorfne obmedzené a početne albíticky lamelované. Po trhlinách pozorovať značnú sericitizáciu. Na základe uhla zhášania v symetrickej zóne odpovedajú oligoklas-andezínu. Lamely sú tlakom ohnuté, porušené a posunuté proti sebe.

Ortoklas je alotriomorfne obmedzený, vystupuje spolu s mikroklinom, ktorý miestami uzatvára biotit, a plagioklas skoro idiomorfne obmedzený. Ortoklas ako i mikroklin sú čiastočne po okrajoch a štiepných trhlinách sericitizované, prerážané kremito-kalcitovými žilkami. U ortoklasu pozorovať tiež pertitické odmietaniny albítových zložiek.

Kremeň je alotriomorfne obmedzený, tlakom rozrušený, s prejavom silného undulózneho zhášania.

Biotit je tabuľkovite lístočkovitý, silne pleochroický pre $\alpha =$ slabovožltý, $\beta = \gamma =$ červenogaštanovohnedý. Lístočky sú ohnuté tlakom. Po trhlinách po-

zorovať z väčej časti celkovú premenu v limonit a chlorit — penín, s výrazným pleochroizmom a anomálnymi levandulovomodrými interferenčnými farbami.

Muskovit tvorí drobné pretiahnuté lístočky, tlakom silne ohnuté.

Z akcesorických minerálov treba spomenúť apatit, ktorý je úzko až tubulkovite stĺpčekovitý. Zirkón je zastúpený väčšinou ako uzavrenina v biotite a v živcoch s pleochroickými dvorcami.

A p l i t

Aplitická hornina preráža v podobe väčších a menších žíl celý granodioritový komplex. Sústava týchto aplitických žíl a žiličiek je miestami naprieč tektonicky porušená a posunutá proti sebe úzkymi tektonickými trhlinami, zrejme mladšími, vyplnenými z väčej časti epidotom.

Makroskopický opis. Hornina je svetlej farby, hrubozrnnejšia. Makroskopicky rozoznať: živec, kremeň a dosť sporadický muskovit, miestami chlorit, čiastočne limonitizovaný.

Mikroskopický opis. Podstatnými súčiastkami sú živce, kremeň, muskovit. Akcessoricky je zastúpený apatit a zirkón. Zo sekundárnych minerálov chlorit, sericit, karbonát a limonit.

Zo živcov sú zastúpené hlavne mikroklín a ortoklas, alotriomorfne obmedzený, mikroklín skôr hypidiomorfne, čiastočne sericitizovaný s pertitmi. Kalcito-sericitové žilky prerážajú trhlinami ortoklasu.

Plagioklas je zväčša alotriomorfne obmedzený, albiticky lamelovaný, značne sericitizovaný až slabo kaolinizovaný. Podla uhla zhášania v symetrickej zóne odpovedá oligoklasu až oligoklas-andezínu. Je značne kataklasticky porušený, lamely sú ohnuté až prelomené a posunuté oproti sebe.

Kremeň je alotriomorfne obmedzený so silným indulóznym zhášaním. Vytvára tiež žilkovú výplň v trhlinách plagioklasov.

Muskovit tvorí úzke lístočky ohnuté tlakom.

Chemizmus hornín

Chemická analýza biotitického granodioritu a aplitu juhovýchodnej časti Čiernej hory poskytla nasledujúce výsledky:

Projekčné hodnoty

V projekčných hodnotách uvádzam pre porovnanie hodnoty z chemických analýz hornín západnejšej časti pohoria Čiernej hory a granodioritu ďumbierskeho, ktorému je analyzovaný biotitický granodiorit veľmi blízky, ako to vyplýva z porovnania ich chemického zloženia v projekčných hodnotách.

T a b u l k a 1

	1			2		
	%	mol. kvoc.	at. kv.	%	mol. kvoc.	at. kvoc.
SiO ₂	67,80	1,1289	1129	71,12	1,184	1184
TiO ₂	0,51	0,0064	6	0,27	0,003	3
Al ₂ O ₃	14,16	0,1389	277	17,95	0,176	353
Fe ₂ O ₃	4,20	—	52	0,26	0,002	3
FeO	2,20	0,0832	31	—	—	—
MnO	stopy	—	—	stopy	—	—
MgO	1,06	0,0263	26	0,38	0,009	9
CaO	2,72	0,0485	48	1,30	0,023	23
Na ₂ O	3,75	0,0605	121	2,06	0,033	64
K ₂ O	2,98	0,0316	63	6,43	0,068	136
P ₂ O ₅	0,38	0,0027	—	0,12	0,001	—
H ₂ O+	0,68	—	—	0,64	—	—
H ₂ O—	0,10	—	—	0,06	—	—
Spolu:	100,54	1,5270	—	100,59	1,500	—

Vysvetlivky: 1. biotitický granodiorit, lom Čahanovce, 2. aplít, lom Čahanovce.

Projekčné hodnoty podľa Osanna

T a b u l k a 2

Hor-nina	S	a	c	f	A	C	F	NK	n	m	MC	k
1	74,4	11,1	5,6	13,3	6,0	3,1	7,3	6,6	6,6	6,9	3,5	1,5
2	69,2	12,3	3,2	14,5	8,3	2,2	9,8	7,8	7,8	7,0	4,7	1,1
3	71,0	10,8	3,8	15,4	7,0	2,5	10,0	7,6	7,6	6,7	4,5	1,2
4	74,1	10,4	6,0	13,6	5,6	3,2	7,4	6,3	6,3	5,0	—	—
5	79,2	22,5	5,1	2,4	6,7	1,5	0,7	3,2	3,2	2,8	1,7	—

Hor-nina	S : Al : F			Al : C : alk.		
1	23,9	2,9	3,3	14,9	5,2	9,9
2	22,6	3,5	3,9	14,1	4,8	11,1
3	22,8	3,1	4,1	13,8	6,0	10,2
4	23,5	3,1	3,4	16,0	5,0	9,0
5	25,6	3,7	0,7	17,6	2,3	10,1

Projekčné hodnoty podľa Niggliho

T a b u l k a 3

Hornina	Si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	rez
1	290,2	35,7	28,2	12,5	23,7	0,34	0,24	0,44	IV
2	222,0	34,0	28,0	11,0	27,0	0,21	0,41	0,39	III
3	238,0	33,0	29,0	14,0	24,0	0,24	0,40	0,48	IV
4	283,6	37,4	28,5	12,4	21,7	0,36	0,44	0,44	IV
5	378,2	56,2	4,2	7,3	32,3	0,67	0,69	1,73	VII

Vysvetlivky k Osannovým a Niggliho hodnotám:

1. biotitický granodiorit, lom Čahanovce,
2. údolie Hornádu, Nytko — Bocheňská (1951),
3. Kysak, údolie Hornádu, Radziszewski (1924),
4. granodiorit dumbiersky, Nízke Tatry, J. Koutecký (1930),
5. aplít, lom Čahanovce.

Podľa chemizmu na základe Niggliho hodnôt patria horniny: 1. normálgranodioritovému typu zo skupiny granodioritových magiem, 2. tasnagranitickému typu zo skupiny granitických magiem, 3. farsunditickému typu zo skupiny granodioritových magiem, 4. aplíticko-granitickému typu zo skupiny leukogranitických magiem.

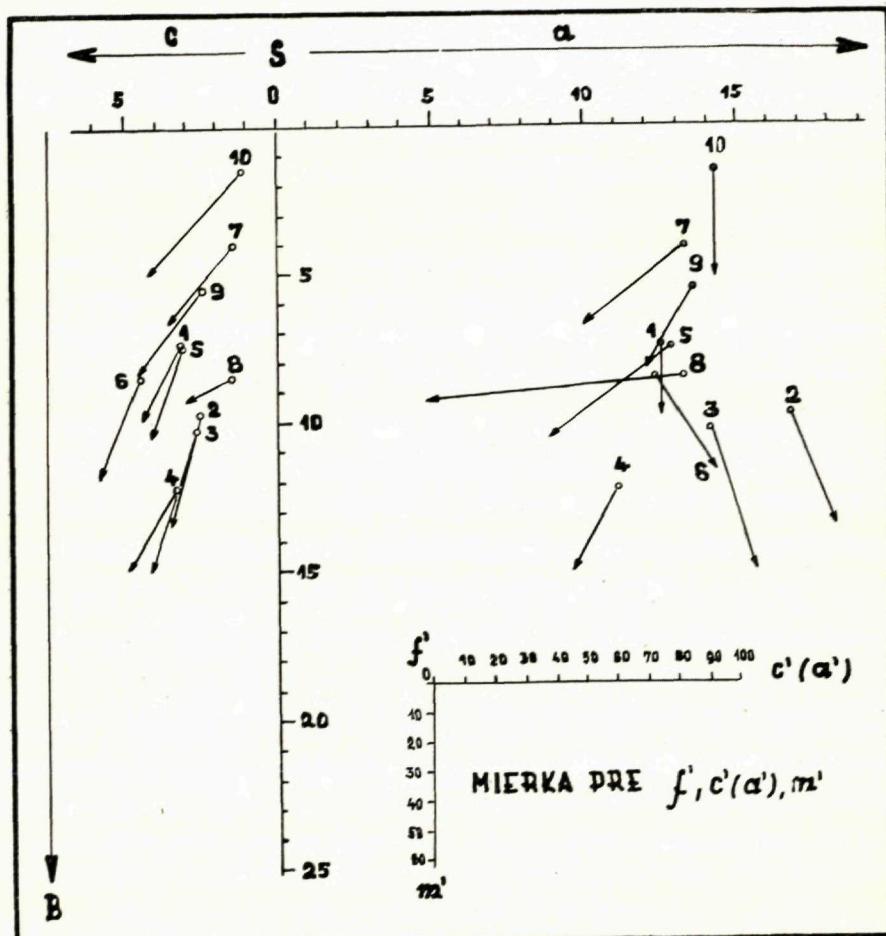
Hlavné a doplnkové číselné charakteristiky analyzovaných hornín a hornín preuzatých z literatúry pre porovnanie podľa A. N. Zavarického.

T a b u l k a 4

Hornina	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
a	12,5	16,8	14,1	11,1	12,8	12,4	13,3	13,2	13,4	14,3
c	3,2	2,5	2,7	3,2	3,3	4,5	1,4	1,5	2,4	1,3
b	7,4	9,8	10,2	12,3	7,5	8,3	4,1	7,6	5,4	1,5
s	76,9	70,9	73,0	73,4	76,4	74,8	81,2	77,7	78,8	82,9
a'	—	—	—	14,7	41,5	—	32,8	88,8	15,0	—
f'	75,5	51,0	50,7	59,0	28,8	49,6	41,0	3,4	57,5	65,2
m'	23,6	36,6	34,4	26,3	29,7	39,7	26,2	7,7	27,5	34,8
c'	0,9	12,4	14,9	—	—	10,7	—	—	—	—
n	65,8	79,0	76,1	63,2	73,6	66,7	55,0	32,7	56,0	52,8
φ	47,2	19,3	28,4	—	7,2	18,2	23,0	—	25,0	34,8
t	0,5	0,4	2,1	0,5	0,4	0,7	0,1	0,3	0,4	0,3
Q	25,6	5,7	15,1	21,4	23,9	20,3	34,4	27,5	28,4	36,3
<u>a</u>	3,9	6,9	5,1	3,5	3,9	2,8	9,5	8,8	5,6	11,0
<u>c</u>										

Vysvetlivky k hlavným a doplnkovým číselným charakteristikám hornín uvedených v tabuľke (4) a vynesených v plošnej projekcii (obr.1) podľa A. N. Zavarického:

1. biotitický granodiorit, Čahanovce.
2. Údolie Hornádu, Nytko - Bocheňská (1951).
3. Kysak údolie Hornádu, Radziszewski (1924).
4. granodiorit dumbierský, Nízke Tatry, J. Koutecký (1930).
5. Biotitický granodiorit vysokotatranský, Svišťový štít, W. Nechay.
6. Granodiorit, z tabuľiek stred. chem. zlož. magmat. hornín podľa R. Dalyhó.
7. Priemerné zloženie granodioritového aplitu podľa A. Johansena.
8. Aplit, Čahanovce.
9. Žula všetkých periód, z tabuľiek stred. chem. zlož. magmat. hornín podľa R. Dalyhó.
10. Žulový aplit, z tabuľiek stred. chem. zlož. magmat. hornín podľa R. Dalyhó.



Obr. 1.

Ak porovnávame projekčné hodnoty analýz číslo 1, 2, 3, prepočítané z chemickej analýzy podľa uvedených autorov, čo sú vzorky hornín jednak z juhovýchodnej časti pohoria Čiernej hory a západnej oblasti, s hodnotami hornín uvedených na porovnávanie, zistíme, že horniny tvoriace juhovýchodnú a juhozápadnú časť pohoria Čiernej hory, sú si veľmi blízke. Zvlášť nápadná je súvislosť analyzovanej vzorky z lomu pri Čiernej hore s granodioritom džumbierskym, ktorý uvádzajú J. Koutecký (1930) z oblasti Nízkych Tatier. Väčšia rozdielnosť sa prejavuje v hodnotách súvisiacich s Fe^{+3} , Fe^{+2} a Mg, kde u granodioritu od Čiernej hory prevláda Fe^{+3} nad Fe^{+2} a obsah Mg je oniečo nižší. Táto rozdielnosť však nijako neprekvaňuje, pretože biotit v granodiorite od Čiernej hory je z väčšej časti sekundárne zmenený v limonit, chlorit a zastúpený je i epidot, ktoré dávajú celej hornine zelenkastý nádych.

V. Kantorová a J. Kantor v práci „Príspevok k poznaniu ložiska pri Tepličanoch severne od Košíc (Geol. sborník VI. 1955, čís. 1–2), uvádzajú chemickú analýzu granitu z kameňolomu na severnom úpätí Kostolného vrchu v Kostolnoch nad Hornádom, z ktorej vychádzajú nasledujúce hodnoty: Si – 238, al – 40, fm – 29, c – 15, alk – 16, ti – 2,7, p – 0,2, k – 0,5, mg – 0,46. na základe týchto hodnôt usudzujú, že ide o bázickejší diferenciát granitickej magmy, blízky dioritom.

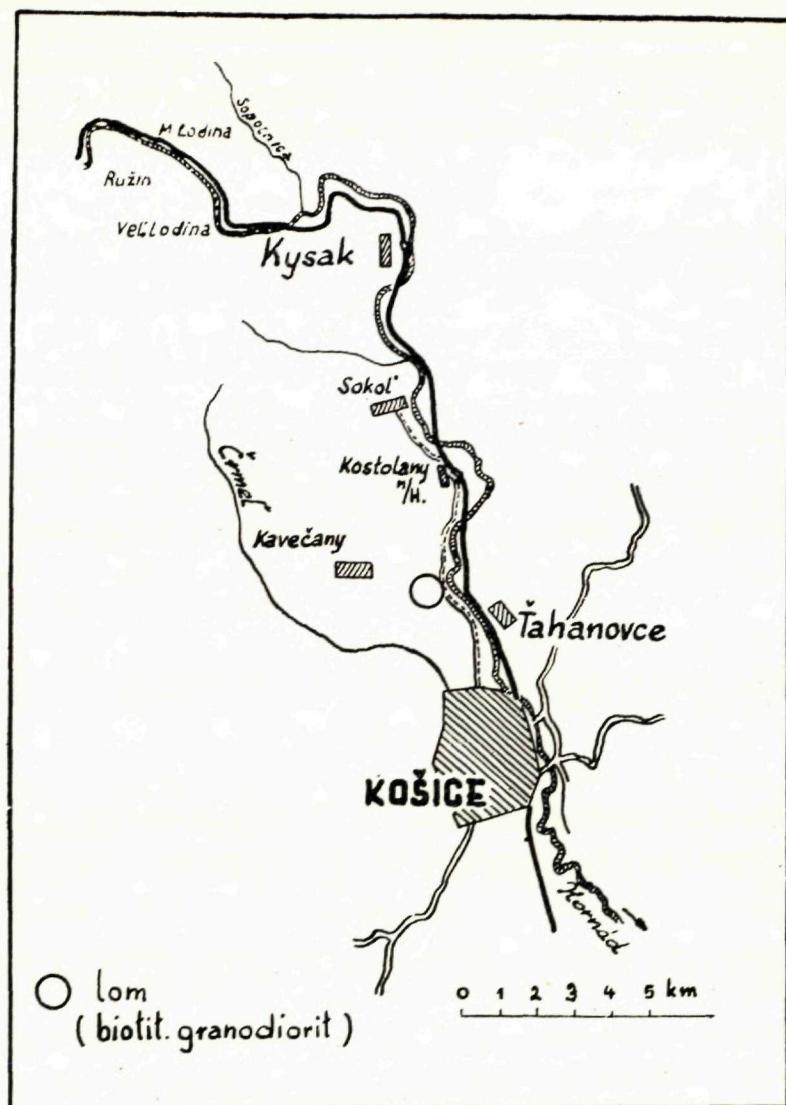
Celkovo možno konštatovať, že ide o horniny, ktoré makroskopicky by bolo možné priradiť ku granitom, avšak ako vyplýva z mikroskopického a chemického rozboru, je zrejmé, že ide o horniny charakteru bázickejšieho, ktorý konverguje viac ku granodioritu než ku granitu, vychádzajúc z predpokladu rozhrania hranice priradovania ku granitu a granodioritu pri 50 % plagioklasov a 50 % draselného živca – z celkového množstva živcov.

Percentuálne zastúpenie minerálov zistených planimetrickou analýzou

	biotitický granodiorit	aplit
ortoklas-mikroklín	20,0 %	38,0 %
plagioklas	44,0 %	29,0 %
kremeň	29,0 %	32,0 %
biotit	6,5 %	— ¹
akcesórie	0,5 %	1,0 %
	100,0 %	100,0 %

Pneumatolyticky-hydrotermálne minerály

Z kyslých zvyškových zložiek magmatického diferenciátu a pôsobením hydrotermálnych roztokov vykryštalizovali v trhlinách v podobe žíl a impregnácií niektoré pneumatolyticky-hydrotermálne minerály, ktoré doposiaľ bolo možné v študovanej oblasti zistiť. Sú to: turmalín, hematit, molybdenit, kremeň, pyrit, kalcit, sericit a epidot.



Obr. 2: Nový nález molybdenitu v biotitickom granodiorite Čiernej hory pri Tahanovciach sz. od Košíc.

Turmalín: Vyskytuje sa v puklinách biotitizovaných partií granodioritu. Makroskopicky tvorí agregáty vertikálne ryhovaných stĺpčekovite stebelnatých kataklastický porušených kryštálikov, ktoré majú čiernu farbu ako odroda skoryl s veľkosťou až 2 cm.

Mikroskopicky pozorovať značnú kataklázu turmalínu so vznikom trhlín, ktorými prestupujú kremitokalcitové žilky. Pleochroizmus turmalínu je pre ϵ = slabozelený, ω = tmavozelený. S turmalínom ako akcesórie sú zirkón s opakným dvorom, kataklasticky porušený, a apatit.

Popri turmalíne vystupuje ortoklas čiastočne pertitický a mikroklin. Trhliny v ortoklase a mikrokline vyplňujú kremito-kalcitové žilky. Miestami v ortoklase pozorovať písmenkové prerastenie s kremeňom.

Plagioklasy sú značne sericitizované až kaolizované, takže albitové lamely sú sú značne zastreté. Kremeň zabieha zubovite do plagioklasov a biotitu s prejavom silného undulózneho zhášania. Biotit je skoro úplne chloritizovaný. Drobné lupienky muskovitu, ktoré možno pozorovať, sú kataklasticky ohnuté.

Hematit. S turmalínom sa vyskytuje aj hematit celistvého charakteru s kovovým leskom a veľkosťou až 1 cm, vrastený v kremeni a v živcoch. Geneticky je veľmi blízky turmalínu. Jeho identita bola potvrdená röntgenograficky.

T a b u l k a 5

Čís. línie	I		II	
	I	d	I	d
1	2	3,65	18	3,68
2	5	2,70	63	2,69
3	4	2,51	75	2,51
4	3	2,21	18	2,20
5	4	1,85	100	1,84
6	5	1,70	63	1,69
7	—	—	13	1,60
8	4	1,48	50	1,485
9	4	1,45	50	1,452
10	3	1,34	3	1,351
11	—	—	18	1,308
12	1	1,26	13	1,259
13	—	—	3	1,230
14	1	1,19	8	1,190
15	1	1,16	5	1,163
16	2	1,14	13	1,140

Vysvetlivky: I. hematit, Čahanovce.

II. hematit uvádzaný v tabuľkách I. Kitajgorodskeho.

Identifikácia hematitu za pomocí difrákcia x lúčov

Difrákčný záznam x lúčov bol urobený práškovou Debye-Scherrerovou metódou s použitím $\text{Fe}-\text{K}_{\alpha 1,2}$ žiarenia Mn filtra v komórke „Chirana“ o $\varnothing 64$ mm.

Vzdialenosť štruktúrnych rovín „d“ a vizuálne odhadnutá intenzita „I“ na debyegrame hematitu, Čahánovce.

Hematit sa vyskytuje v biotitickom granodiorite a podobne i v aplite v podobe niekolko mm súvislých žiliek v zastúpení ako jemne šupinkatá odroda spekularitu. Úzka súvislosť spekularitu so súvislými žilkami a impregnáciami epidotu viedie k názoru, že tento druh hematitu ako spekularit je geneticky viazaný na kryštalizáciu z hydrotermálnych roztokov.

Pyrit. Tvorí temer po celom biotitickom granodiorite drobné vtrúseniny, ba miestami tvorí aj niekolko mm žilky.

Výskyt hematitu, pyritu a karbonátov zo študovanej oblasti v biotitickom granodiorite, aplitoch a lamprofýroch prilahlej oblasti opisuje už Földvári A. (1939) a dáva ich vznik do súvislosti s kryštalizáciou kyslých zložiek žulovej magmy.

Molybdenit

Vyskytuje sa v podobe väčších i menších lístkovitých agregátov v kremennej žilke o mocnosti ca 1 cm, ktorá preráža silne biotitizované partie granodioritu.

V ojedinelých miestach pozoroval tiež slabo výrazné hexagonálne obmedzenie. Jednotlivé agregáty kryštálikov sú farby olovenosivej s odtieňom do modra, kovového lesku, s nízkou tvrdostou a štiepateľnosťou podľa plôch (0001). Orientácia lístkovitých agregátov molybdenitu je paralelná s priebehom žilnej kremennej výplne. Geneticky je molybdenit viazaný na hydrotermálny kremeň, ktorý je tlakovou deformáciou značne rozrušený. Vzniknuté trhliny miestami vyplňuje sekundárny limonit. Paragenéza v uvedenom prípade je veľmi jednoduchá — molybdenit a kremeň.

Chalkografické pozorovania nábrusov molybdenitu

V odrazenom svetle je šedobiely až svetlobiely. Štiepateľnosť je dobre viditeľná. Tvorí tabuľkovito-lístočkovité súvislé zhluky i vtrúseniny v kremeni. Veľkosť kryštálikov sa pohybuje v medziach 0,01 mm až 0,5 cm.

Textúra je vtrúseninová v podobe nahromadenín alotriomorfických kryštálikov v kremennej žilke. Reflexný pleochroizmus má vysoký, zvlášť nápadný v imerznom oleji.

Účinok jednosmerného tlaku spôsobil polysyntetické dvojčatenie.

Pri skrížených polaroidoch prejavuje silnú anizotrópiu v diagonálnej polohe s hnédym tónom zafarbenia a rovnobežným zhášaním. Účinky deformácie sa prejavujú aj náznakom undulózneho zhášania na kataklasticky ohnutých lamelách.

Pri deformácii traslačnými plochami sú plochy (0001), kde posunutia môžu nastaviť v každom smere. Vyvplýva to zo samej štruktúrnej mriežky molybdenitu. Kryštálová štruktúra je typicky vrstevnatá, má však určité zvláštnosti. Vrstva iónov Mo je rozložená medzi dvoma vrstvami iónov S paralelne s (0001). Ióny vo vrstvach sú pevne pútané, ale väzné sily medzi trojitymi vrstvami sú značne slabé, čím je spôsobená výborná štiepateľnosť medzi týmito vrstvami.

Kvapková chemická skúška urobená na filtračnom papieri bola pre molybdenit pozitívna. Po napletaní MoS_2 s HNO_3 a prenesení naleptanej časti na filtračný papier po pridaní KSCN vzniklo červené sfarbenie, ktoré po pridaní SnCl_2 nezmizlo, ale ešte sa zvýraznilo vznikom karmínovočerveného sfarbenia od $\text{K}_3\text{Mo}(\text{SCN})_6$.

Z nerudných minerálov možno pozorovať len kremeň, ktorý je v tomto prípade základnou zložkou, v ktorej sa molybdenit vyskytuje.

Chemizmus

Z molybdenitu vypreparovaného z kremennej žilky bola urobená chemická analýza s týmto výsledkom:

Mo	59,24 %
S	40,47 %
Fe	0,27 %
spolu:	99,98 %

Spektrálnou analýzou molybdenitu, jemne prerasteného kremeňom, bola zistená prítomnosť týchto prvkov s približným pomerným kvantitatívnym zastúpením.

100 — 1 %		1 — 1/100-%				1/100 — 10/100 %	
Mo	Si	Al, Na	Ca	K, B, Fe, Mg	Ti, Ba	Mn, Cu, Pb	Ag

Uvedený molybdenit neobsahuje wolfrám a rehnium, ktoré sú bežne známe ako izomorfné prímesi v molybdenite, naproti tomu je zistené, že obsahuje okolo 0,3 % Fe, ktoré je tu buď vo forme jemne primiešaných Fe minerálov alebo izomorfne vchádza do štruktúry, vychádzajúc z predpokladu, že rozmeri iónov $\text{Fe}^{+3} = 0,67 \text{ \AA}$ a $\text{Mo}^{+4} = 0,68 \text{ \AA}$ sú veľmi blízke.

Zo spektrálnej analýzy vidieť, že sú zastúpené chemické prvky charakteristické

pre štádium pegmatiticko-pneumatolytické, ako i chemické prvky charakteristické pre štádium hydrotermálne.

Mikroskopický a chemický rozbor molybdenitu bol doplnený tiež röntgenografickou analýzou.

Vzdialenosť štruktúrnych rovín „d“ a vizuálne odhadnutá intenzita „I“ na debyegrame molybdenitu, Čahánovce

T a b u l k a 6

Čís. linie	I		II	
	I	d	I	
1	3	6,62	3	6,61
2	8	5,88	5	5,63
3	1	3,00	2	2,74
4	3	2,68	0,5	2,66
5	3	2,49	1	2,49
6	10	2,25	8	2,47
7	8	2,03	2	2,04
8	9	1,82	7	1,82
9	2	1,621	0,5	1,635
10	4	1,578	2	1,578
11	9	1,531	6	1,530
12	2	1,476	0,3	1,475
13	1	1,364	0,3	1,365
14	6	1,335	2	1,335
15	4	1,295	2	1,295
16	5	1,250	2	1,251
17	4	1,221	0,3	1,222
18	5	1,194	1	1,195
19	9	1,100	2	1,100
20	8	1,034	3	1,034
21	1	1,021	1	1,021
22	6	1,002	2	1,002
23	4	0,968	0,5	0,968
24	5	0,954	2	0,953
25	4	0,912	0,5	0,912
26	3	0,902	0,3	0,901
27	5	0,894	2	0,894
28	5	0,866	1	0,865
29	4	0,858	0,5	0,858
30	5	0,855	—	—
31	1	0,848	0,2	0,834

Vysvetlivky: I. Molybdenit, Čahánovce.

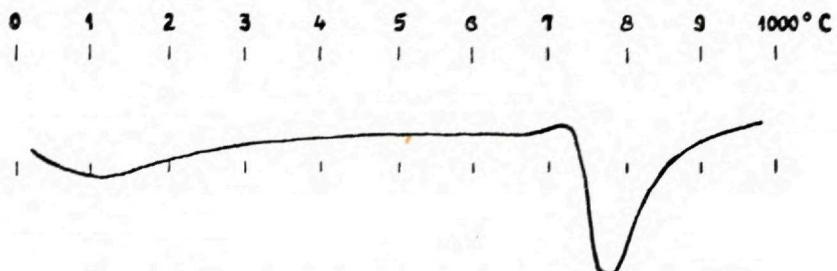
II. Molybdenit, Ogden Mine, New Jersey.

Identifikácia molybdenitu za pomocí difrakcie x lúčov

Difrakčný záznam x lúčov bol urobený práškovou Debye-Scherrerovou metódou s použitím Cu-K_{α1,2} žiarenia Ni filtra v komôrke „Chirana“ o Ø 64 mm.

Diferenciálno-termická analýza

Na krivke diferenciálno-termickej analýzy je výrazný endotermný vrchol pri 770–780 °C, ktorý odpovedá termickému rozkladu za prístupu vzduchu MoS₂, za vzniku bieleho trioxydu MoO₃.



Obr. 3. Diferenciálno-termická krivka molybdenitu, Ťahanovce.

Vyknaním sedimentárno-petrografického rozboru eluviálnych usadenín sa zistilo, že v okolí granodioritového masívu molybdenit sa nevyskytuje medzi ľahkými minerálmi (pisomné oznamenie M. Míšika). Z toho vyplýva, že molybdenit sa vyskytuje buď v hlbších partiách granodioritového masívu, ktoré neboli ešte doposiaľ povrchovou eróziou zasiahanuté, alebo ide o značne obmedzenú oblasť s výskytom molybdenitu.

Kremeň. Hydrotermálny vyplňa tektonické trhliny v podobe súvislých žil. Makroskopicky môžeme rozlísiť dva druhy hydrotermálneho kremeňa:

a) kremeň kusový, hrubo rozrušený, mliečne zakalený, so slabým odtieňom do modra. Mocnosť týchto kremenných žil značne kolíše a žily sú zväčša bez rudných minerálov.

b) kremeň číry, drobne tektonicky rozrušený, s výrazným sklovitým leskom a s obsahom minerálov molybdenitu. Mocnosť týchto kremenných žiliek kolíše okolo 1–2 cm.

Tieto dva druhy kremeňa odlišujú sa i chemickým zložením, rozdielnosť ktorého prejavuje sa rôznym zastúpením vtrúsených minerálov. Chemické analýzy poskytli nasledujúce výsledky:

	a	b
SiO ₂	98,51	96,50
Fe ₂ O ₃ + TiO ₂	0,06	0,11
Al ₂ O ₃	0,56	1,45
CaO	0,59	1,52
H ₂ O -	0,0	0,10
H ₂ O +	0,86	0,74
	100,58	100,42

Vysvetlivky:

- a) kremeň mliečne zakalený,
- b) kremeň priesvitný, sklovite lesklý.

Spektrálne analýzy poskytli tieto výsledky:

Vzorka a)

100 — 1 %			1 — 1/100 %			1/100 — 1/10 000	
Si	Fe	Al	Ca	Cu, Na	Mg, Ti, Sr, Mn.		

Vzorka b)

1/100 — 1/10 000		100 — 1 %			1 — 1/100 %		
Si	Al, Ca	Fe	Na	Mo, Ba, Mn, Cu	Sr, Mg, Ti, Sn		

Kalcit. Vyskytuje sa v mikroskopických rozmeroch ako výplň s kremeňom a sericitom, prerážajúcich ortoklas, mikroklin a plagioklasy v biotitickom granodiorite, ale hlavne v aplitických žilách. Je bezfarebný, nepravidelne obmedzený, s charakteristickým dvojčatným lamelovaním, s vysokou interferenčnou farbou, a to pestrobledoružovou. Vo výbrusoch pozorovať prerážanie týchto kalcitových žilek mladšími kremennými žilkami. Kalcitové žilky možno pozorovať tiež v spojitosti s turmalínom a epidotom. Žily čistého kalcitu prerážajú biotitický granodiorit aj v podobe žíl makroskopických rozmerov popri kremenných žilach. Vznik kalcitu je viazaný na chemické účinky hydrotermálnych roztokov pôsobiacich hlavne na plagioklasy, kde celková chemická premena plagioklasov prejavuje sa vznikom hojného sericitu, epidotu a kremeňa. Z posledných fáz kryštalizácie hydrotermálnych roztokov vykryštalizovali hrubozrnné žily makroskopických rozmerov.

Epidot. Tvorí výplň niekoľko mm žilek v tektonických trhlinách a v podobe impregnácií hlavne v blízkosti spekularitných žilek. Makroskopicky tvorí drobno-kryštalické až celistvé žilky bledoželenej farby.

V mikroskope pozorovať nepravidelne obmedzené zrnité agregáty, stĺpčekovite pretiahnuté s hypidiomorfňím obmedzením, zatlačujúce plagioklasy a kráštaliky idiomorfne kosodlžníkového prierzu, vrastené v kremeni Celkove pozorovať bledoželené farbenie so slabo výrazným pleochroizmom, alej výrazným reliéfom. Kráštaliky vykazujú pestré interferenčné farby II. a III. rádu. Pozdĺžne rezy zhášajú rovnobežne a priečne šikmo, vzhľadom ku štiepnym trhlinám podla (001).

Vznik epidotu je viazaný na druhotné premeny plagioklasov pôsobením hydrotermálnych roztokov, v dôsledku čoho v asociácii s epidotom vyskytuje sa kalcit, kremeň, nejaviaci na rozdiel od primárneho kremeňa v biotitickom granodiorite undulózne zhášanie, ďalej chlorit, sericit a pyrit v prevažnej mierе liomonitizovaný.

Záver

V práci som opísal nový výskyt molybdenitu severozápadne od Košíc pri Ťahanovciach v spojitosti s hydrotermálnym kremeňom a ostatnými pneumatolyticky-hydrotermálnymi minerálmi, ktoré boli dosiaľ v uvedenej oblasti zistené. Nie je vylúčené, že pri podrobnejšom výskume širšieho okolia bude možné zistiť ešte ďalšie.

Výskyt molybdenitu pre jeho malé množstvo je skôr rázu mineralogického než ložiskového.

V súvislosti s výskytom molybdenitu snažil som sa charakterizovať po stránke petrografickej a chemickej i horninu, v ktorej sa molybdenit vyskytuje. Uvedenú horninu, dosiaľ považovanú na základe zväčša makroskopického pozorovania za bázickejší typ žuly, označil som ako biotitický granodiorit, súč si pritom vedomý toho, že jednou alebo niekoľkými chemickými analýzami je ľahko možné charakterizovať chemizmus celého komplexu granitoidných hornín pohoria Čiernej hory.

Pri tejto príležitosti dovoľujem si podakovať prof. G. Kupčovi z GÚDŠ v Bratislave za urobenie uvedených spektrálnych analýz, ktoré urobil s veľkou ochotou.

31. V. 1957

*Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty
Vysokej školy technickej v Košiciach*

LITERATÚRA

- [1] Četveríkov S. D., 1956: Rukovodstvo k petrochimičeskim peresčetam chimičeskich analizov gornych porod i opredeleniju ich chimičeskikh tipov, Gos. nauč. tech. Izdat, Moskva, —
- [2] Fusat O., 1954: Poznámky ku geológii juhovýchodnej časti pohoria Čiernej hory. Geol. sborník V, 1—4. — [3] Földvári A., 1939: A Kassától északnyugatra lévőterület földtan viszonyai, Mitt. a. d. Jahrb. Budapest. — [4] Harcourt G., 1942. Tables for the identifications of ore minerals by x-ray powder patterns. Am. Min. 27 No 2. — [5] Hejtmán B., 1957: Systematická petrografie vyvrelých hornin. Praha ČSAV. — [6] Hejtmán B., Konta J..

1953: Hornitvorné minerály. Přírodověd. vyd. Praha. — [7] Koutecký J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkých Tater. Sb. st. geol. úst. ČSR, sv. IX. — [8] Ončáková P., 1954: Petrografia a petrochémia gemenidných žúl. Geol. práce, Zoš. 39. — [9] Ramdohr P., 1955: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, Berlin. — [10] Šalát J., 1953: Petrografia žúl Čiernej hory medzi Margecami a Košicami. Zpráva, Geofond, Bratislava. — [11] Kantorová V., Kantor J., 1955: Príspevok k poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch. Geol. sborník VI, 1—2.

VENDELIN RADZO

NEUER MOLYBDÄNITFUND IM BIOTISCHEN GRANODIORIT DES GEBIRGES ČIERNA HORA BEI ČAHANOVCE

In der Arbeit führt der Autor einen neuen Fund des Minerale Molybdänit nordwestlich von der Stadt Košice, bei der Gemeinde Čahancovce an. Der Molybdänit kommt in der Form blätteriger Aggregate und Impregnation in einem den hiesigen biotitischen Granodiorit durchbrechenden Quarzaderchen vor. Im reflektierten Licht weist Molybdänit einen hohen Reflexpleochroismus aus, der im Immersionsöl besonders auffallend wird. Bei gekreuzten Polarienen zeigt er starke Anisotropie. Die Folge eines einseitig wirkenden Druckes ist die polysynthetische Zwillingsbildung. Die Orientierung der blätterigen Aggregate ist parallel mit dem Verlauf der Gangfüllung, deren Mächtigkeit von 0,5 cm bis 1 cm schwankt. Von den Nicherzmineralen ist nur Quarz vertreten. Neben der mikroskopischen und chemisch-spektralen wird auch die röntgenographische und DTA-Analyse des Molybdänites angeführt.

Im angeführten Gebiete kommt im biotitischen Granodiorite weiter Turmalin (Skoryl), Hämatit, Pyrit, Quraz, Kalzit und Epidot vor.

Das Gestein, in dem die angeführten Minerale vorkommen, wird von dem Autor auf Grund der mikroskopischen und chemischen Analyse als biotitischer Granodiorit bezeichnet, der stellenweise durch aplitische Gesteine durchbrochen wird.

Der biotitische Granodiorit ist ein mittelkörniges Gestein mit grünlichem Farbton. Von den lichten Bestandteilen herrschen die Plagioklase vor, dann folgen Orthoklas. Mikroklin mit Perthiten, mit wesentlicherer Vertretung von Quarz und einem kleinen Muskovitgehalt. Die dunklen Bestandteile bildet Biotit, der größtenteils in Limonit und Chlorit — Pennin sekundär umgewandelt ist. Von den Akzessorien ist Apatit und Zirkon vertreten. Von den sekundären Mineralen kommt Chlorit, Limonit, Epidot, Serizit, Kalzit vor.

Der Aplit ist ein liches, grobkörniges Gestein. Von den wesentlichen Bestandteilen ist Orthoklas und Mikroklin mit Perthiten und Plagioklasen, selten Muskovit vertreten. Von den Akzessorien kommt Apatit und Zirkon, von den sekundären Mineralen Chlorit, Serizit, Kalzit und Limonit vor.

Im ganzen handelt es sich um durch Druck gestörte Gesteine, was sich durch bedeutende Kataklase der Mineralbestandteile, bei den Plagioklasen durch Krümmung und Zerbrechung der polysynthetischen Lamellen, durch die Krümmung der Glimmerblättchen und starke undulose Auslösung des Quarzes äussert.

31. V. 1957.

*Lehrstuhl für Geologie und Mineralogie
der bergmännischen Fakultät an der
Technischen Hochschule,
Košice*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

JIŘÍ STÁHALÍK

ZPRÁVA O GEOLOGICKÉM MAPOVÁNÍ A PRŮZKUMU RTUŤOVÝCH
LOŽISEK U MALACHOVA A TAJOVA
VÝCHODNĚ OD BANSKÉ BYSTRICE

V létě 1956 jsem geologicky zmapoval v měřítku 1 : 20 000 území listu 4562/1-b. Je vymezeno linií jdoucí na SZ od Malachova na hřeben mezi kóty 1211 a 1221, k jihu ke Třem křížům (kótě 1181) a odtud ke kótě 1009. Badinský potok tvoří zbývající část jižní hranice.

Ve zkoumaném území pracoval naposledy M. Kuthan (1942). V okolí Tajova, Malachova a Horních Pršan prováděli geologické mapování V. Náprstek a P. Röhlich (1955) a J. Losert — V. Náprstek (1956).

Ve stavbě studovaného terénu se uplatňují tyto jednotky: 1. subtatridní mesozoikum, 2. paleogén, 3. neogén a) sedimenty, b) vulkanity.

Mesozoikum

Mesozoikum je zastoupeno střednotriasovými a svrchnotriasovými dolomity a rhaetskými vápenci.

Dolomity

jsou šedé a bílé, vyvinuté v lavicích. Jsou silně postiženy tektonicky. Vyskytují se na severozápadní a jihovýchodní části území. Styk s podložím není nikde odkryt. Nadloží tvoří paleogenní pískovce. Tento styk je viditelný ve štole na levém břehu Malachovského potoka na vrstevnici 840 m — 650 m severozápadně od Ortufného vrchu.

Pozornosti zaslhuje výskyt opálů v dolomitech na jihovýchodním okraji terénu. Opály v nich tvoří hnízda někdy i přes 2 metry veliká, nepravidelně rozložená. Opály jsou mléčně bílé až hnědavé. Vznikly asi působením thermálních vod, které vystupovaly v souvislosti s neogenní vulkanickou činností. Ojedinělé úlomky opálů jsem našel i nad sesuvných terénem u pramene „Velká studňa“ v potoku.

Rhaet

je vyvinut jako černé a šedočerné zrnité vápence. Vyskytuje se 300 m Z od samoty Ortuti na levém i pravém břehu Malachovského potoka. 520 m SZ od samoty Ortuti se v nich vyskytuje četné zkameněliny. Tektonicky jsou silně porušeny Malý výskyt rhaetského vápence je ještě 400 m ZJJ od Z konce Malachova.

Paleogen

je rozšířen SZ, S a V Ortuňného vrchu (oblast pod Jazerom). Malý výskyt byl zjištěn i 900 m jihovýchodně od samoty Ortuti ve svážném terénu. Paleogén se diskordantně přikládá na mesozoikum; je buď ve vývoji břidlicném bez fosilií anebo častěji jako slepenec a pískovec, obsahující nummulitovou faunu. Pískovce se skládají ze zrn křemene o průměrné velikosti 1 mm a mají vápenitý tmel. Nejvýše byl paleogén zjištěn na vrstevnici 900 m mezi Ortuňním vrchem a Jazerem. Paleogenní pískovce spolu s dolomity jsou hlavním nositelem Hg zrudnění.

Neogen

Sedimenty neogénu nebyly nikde zjištěny ve výchoze. Byly nalezeny jen v nejvyšší štolce pod Jazerom, 450 m SZ od Ortuňného vrchu. Jsou to valouny paleogenních pískovců o velikosti přes 10 cm, které jsou silně rozvětralé. Jsou uloženy v šedé písčité až jílovité hmotě. Místy byly pozorovány i polohy čistého jílu.

Neogenní vulkanity jsou zastoupeny hlavně aglomeráty. Jsou vyvinuty v SZ, J a V části území. Velikost úlomků v aglomerátech jede od milimetrů do decimetrů a místy i přes 1 m. Méně jsou zastoupeny tufy, které tvoří nepravidelné, místně vyvinuté polohy. Nejméně jsou zastoupeny andesity. Tvoří velmi nepravidelné průduvy, které vyplňují někdejší deprese v aglomerátech. Podle předběžných výzkumů jede o 4 až 5 druhů.

Z pokryvných útvarů jsou nejrozšířenější ssutě a hlíny. Mocné polohy ssutě lemuje na S Horní a Dolní skálu.

Sesuvná oblast

1000 m SV od Jazera je velká oblast postižena sesouváním půdy. Má plochu asi 500.000 m². Jde o několik proudových sesuvů a o plošný sesuv. Nadmořská výška postiženého území je od 700 m do 900 m. Sesuvný terén se skládá převážně z hlinitého materiálu. Jen místy vycházejí písčito-jílovité břidlice. Na vrstevnici 830 m vychází v cestě vložka tmavých břidlic s rostlinnými zbytky. Celý terén je intensivně zvlněn. Místy jsou útvary, které připomínají obvaly nebo závrtky. Sesouvání dnes probíhá již jen v nejvyšších místech postiženého území.

Stratigraficky zatím nejasný je výskyt valounů křemene při cestě z Horních Pršan severně od kóty 807 — Laštok. Jsou dokonale opracované. Jejich velikost je kolem 1—2 cm. Vycházejí jen v ssuti. Jde buď o rozvětralé paleogenní slepence nebo o neogenní výplň kapsy v paleogénu.

Tektonika

M e s o z o i k u m

patří podle dosavadního stavu výzkumů ke křižnanskému příkrovu. Tvoří ne souvislé ostrovy vynořující se zpod paleogénu a neogénu. Vrstvy, pokud se daly měřit, u rhaetu směřují k h5—7 a mají sklon od 20° do 80° k S i J. V dolomitech je směr a sklon neměřitelný. Tektonické ohlazy v dolomitech, které bylo možno zjistit ve štolách, mají směr h5 a sklon kolem 90°.

P a l e o g é n

leží v nadloží mesozoika, přes které transgreduje. Je porušen svislými puklinami, které mají zhruba směr h5. Druhý systém puklin je na předešlý kolmý — h11. Lavicovité až deskovité vrstvy jsou uloženy téměř vodorovně. Tyto údaje se týkají jen pískovců a slepenců.

U neogenních sedimentů je možno konstatovat jen horizontální uložení.

Agglomeráty a tufy jsou uloženy jen pod mírným úklonem nebo horizontálně. Pukliny v agglomerátech a tufech mají směr a sklon velmi nepravidelný.

U výchozů andesitů je směr a sklon deskovité odlučnosti velmi nepravidelný. Jejich pukliny mají ve zkoumaném území dva hlavní směry — h6 a h0. Sklon puklin je velmi příkrý — 75°—90°.

Ložiska Hg rud

Zrudnění se projevuje ve dvou oblastech: pod Jazerom a u Cipkových jam — severozápadně od samoty Ortuti. Obě tyto oblasti jsou v současné době prozkoumávány ZSRP.

Rudou je rumělka. Nositelem zrudnění jsou dolomity a paleogenní pískovce. Zrudnění v agglomerátech a andesitech jsem zatím nezjistil. O intensivní staré těžbě svědčí rozsáhlá obvalová pole, velký počet štol (asi 9) a velké množství střepů nádob (asi starých retort k hutnění rtuti). Na mnohých jsou povlaky rumělky.

O b l a s t p o d J a z e r o m

Nositelem zrudnění je tam dolomit a paleogenní pískovec. Staré štoly jsou založeny v dolomitech a tufech, méně v paleogénu. Obvaly jsou téměř výhradně v paleogenním pískovci. Některé štoly jsou raženy v zelenavém nebo modravém

jílu, který asi vznikl hydrotermálním rozkladem tufů. V jílovitém materiálu nebyl zjištěn žádný rudní minerál.

V dolomitech tvoří rumělka povlaky na „hladácích“ nebo výplně puklinek, jejichž mocnost nepřesahuje 0,5 mm. Rozložení rudy je velmi nepravidelné, hnizdovité, jak nasvědčuje i tvar starých důlních děl.

V paleogenních pískovcích je rumělka vroušena poněkud pravidelněji, ale v mnohem menším množství. Tvoří zrníčka pod 0,5 mm nebo jen povlaky mezi většími valounky křemene a jemnozrnějším materiélem, na puklinách nebo jen na vrstevních plochách.

Téměř na všech výskytech paleogénu se v dřívějších dobách kutilo.

V paleogenních slepencích a pískovcích, složených z dobře opracovaných zrníček křemene a písčito-vápnitého tmelu, jen vzácně zjistíme pyrit a žilky bílého kalcitu, který místy obsahuje zrníčka rumělky.

Oblast Cipkových jam

Je již součástí terénu, který v létě 1956 geologicky mapovali V. Náprstek a P. Röchlík. Leží asi 1000 m severozápadně od samoty Ortuti. Štoly i obvaly, pokud jsou přístupné, jsou ražené v cukrově bílém dolomit. Paleogén zde není vyvinut. Byl zjištěn severozápadně od této oblasti na jihozápadním svahu Německého vrchu a byla v něm nalezena i rumělka. V dolomit ve štolách byla rumělka nalezena jen vzácně. Celkově se dá říci, že tato oblast je mnohem chudší než oblast pod Jazerom. Jiné rudní minerály kromě banálních povlaků limonitu jsem v této oblasti nezjistil.

Většina štol této oblasti je zcela zašlá a na jejich existenci lze usuzovat jen podle propadlin a podle pramenů, které z nich vytékají.

Směr důlních děl je zhruba S-J. Tento směr v hrubých rysech sledují i díla v oblasti pod Jazerom.

Stará důlní díla jsou i u hájenky na samotě Ortuti. Všechna jsou nepřístupná a místy, kde byly haldy, vede dnes cesta.

Ostatní minerály, které popisuje M. Kuthan, jsem zatím nezjistil.

Zbytky dalších hornických prací

1 km západně od konce Malachova na levém břehu Malachovského potoka je štola. Je ražena v aglomerátech, dlouhá asi 50 m a do výšky 1 m je zatopena vodou. Halda je zcela odplavena potokem.

Na severním okraji lesa, pod kótou 681 — Hrádok, jsou stopy po dvou krátkých štolách. Zrudnění jsem nenašel.

Na severním okraji lesa S od kóty 787 (která je 1000 m J od Králik) je asi 5 zašlých obvalů. Zrudnění jsem v nich nenašel žádné.

Asi 700 m jihovýchodně od turistické chaty, která je 500 m severozápadně od kóty 820 — Travný Ždiar, je krátká štola ražena v hornině čedičového vzhledu. Má v sobě impregnace pyritu.

V Malachovském potoce a jeho přítocích jsem dělal průzkum i ryžováním. Ve většině vyryžovaných koncentrátů byla zjištěna rumělka.

Závěry

Hg zrudnění je třetihorního stáří. Upomíná na Schneiderhöhnův typ „Monte Amiata“, čili velmi nepravidelné impregnace s makroskopicky málo patrnou rudou. Ložisko pod Jazerom, které je nadějnější, má nevhodnou polohu — velkou nadmořskou výšku (kolem 800 m), špatnou cestou a v zimě je jen velmi těžce přístupné. K oblasti u Cipkových jam vede dobrá cesta.

27. IV. 1957

*Katedra nerostných surovin
geologicko-geografické fakulty
Karlových var v Praze*

DUŠAN KUBÍNY

POZNÁMKY O GEOLÓGII, TEKTONIKE A METAMORFIZME
VEPORÍD JUŽNE OD HRONA

(*Nemecké resumé, tab. XIV—XV*)

A. Úvod

Prehľadným geologickým mapovaním širokého okolia Fabovej hole na juh od rieky Hrona s predbežným laboratórnym výskumom som zistil niektoré nové poznatky. Okrem toho boli potvrdené aj niektoré zo starších názorov o geológii veporíd.

Už r. 1954 naznačil som niekoľko nových črt v geologickej stavbe veporíd na styku zóny kraklovskej a zóny Kráľovej hole. V tejto práci budem sa zaoberať hlavne geologickými a tektonickými problémami severných veporíd.

Starších bibliografických dát o tomto území je málo. Celkove o veporidách možno nájsť krátke zmienky už u Beudanta (1822), Štúra (1868) Uhliča (1907).

Zmapovaného územia sa konkrétnie dotýkajú len práce V. Zoubka a Z. Poubu.

V. Zoubek (1936) konštatuje, že účinky tektonometamorfózy spôsobené karpatským orogénom prejavujú sa najmarkantnejšie na žulách, resp. granodioritoch, ktoré ich menia až na chloriticko-seritické fylony. V masíve Fabovej hole konštatuje hlavne typ biotitických granodioritov, miestami s porfýrovitými varietami, ktoré sa podla V. Zoubka ničím podstatne nelíšia od normálneho ďumbierskeho typu granodioritov. V. Zoubek (1953) používa pre zbridličnaté granodiority názov „epigranity“.

Z. Pouba (1951) uvádza, že okolie Pb, Zn rúd ložiska Lívius—Samuel pri Novej Maši v Rákovskej doline je budované monotónne epimetamorfovanými žulami (epigranitmi), ktoré na juhu bývajú vzácne prestúpené mladšími leukokratnejšími žulami.

B. Regionálna geológia

Zmapované územie patrí tektonickej jednotke veporíid. Po celej dĺžke zmapovaného územia tiahne sa význačná tektonická línia nasunutia zóny Královej hole na zónu krakovskú.

Na juhu a juhovýchode ohraničuje územie karbón a druohorné série Muránskej vysočiny. Od Bacúcha na východ je súvisle vystupujúce krakovské kryštalíkum oddelené horehronskou depresiou, vyplnenou mezozoíkom, paleogénom, neogénom a pleistocénymi terasami Hrona a severnými prítokmi s ich alúviom. Až po Helpu vystupuje mezozoikum len na okrajoch panvy, najmä tam, kde sa koryto Hrona prehlíbilo. Od Helpy na východ mezozoikum buduje prevažnú časť územia a zasahuje temer až po styk s muránskymi mezozoickými sériami. Mezozoikum helpiansko-pohorelského ostrova má odchynlý tektonický štýl od mezozoika a karbónu muránskeho.

Západnú časť zmapovaného územia buduje kryštalíkum krakovskej zóny. Na severe, južne od Veľkého Boku, krakovské kryštalíkum je v tektonickom styku s východnou redukciami tatrid. Ďalej na východ je krakovské kryštalíkum v styku s mezozoickými sériami.

C. Poznámky ku geologickej problematike

Predovšetkým sa chcem dotknúť názvoslovia. Zaužívanými názvami boli napr. „krakovská zóna“, alebo „záona Královej hole“. Tieto zóny zahrňujú v sebe viac vekove rozdielnych útvarov. Ak chceme hovoriť o ich kryštalíku, potom by bolo správne použiť názov „krakovské kryštalíkum“, alebo „královohorské kryštalíkum“. Takéto označenie by som uprednostňoval pred označením „križňanské kryštalíkum“ alebo „chočské kryštalíkum“ (Zoubek 1953). Individualizovať presne pôvodný rozsah kryštalíka, ktoré bolo „koreňovou zónou“ križňanského alebo chočského príkrovu, myslím, nie je opodstatnené, ak aj neprihliadneme na spory, ktoré existujú v chápaní príkrovovej stavby. Dnešné rozdelenie veporíid do zón má sa chápať ako výsledok samostatného tektonického diania a štýlu so špeciálnymi znakmi koreňového kryštalíka subtatranského mezozoika, pričom rozsah kryštalického podložia jednotlivých zón neboli predurčený sedimentačnou rozlohou niektorého subtatranského mezozoika.

Ďalej použijem termín „neoidná bridličnosť“ pre sekundárnu bridličnosť spôsobenú karpatskými, prevažne dislokačnými pohybmi.

V ďalšom použijem aj nové označenie „polhorská tektonická šupina“ pre spätné k juhu prevrásnené kryštalíkum krakovského typu. Už r. 1952 pri mapovaní územia severne od Polhory som zistil, že ide o komplex kryštalických hornín, ktoré nezypadajú do normálneho tektonického štýlu ve-

ridných zón. V uplynulej mapovacej sezóne som domapoval celý rozsah tejto tektonickej šupiny. Jej útržok sa nachádza juhozápadne od obce Michalová nedaleko Polhory. Tento útržok je čiastočne prikrytý biotitickými andezitmi v území Hyžníanka a vulkanickými aglomerátmi Hajnej hory.

D. Geologická stavba

V zmapovanom území som rozlišoval tieto stratigraficko-tektonické jednotky:

I. Kráľovoholské kryštalínikum: 1. Granitoidné typy: biotitický granodiorit, biotitický kremítý diorit, biotiticko-amfibolický kremítý diorit (podla Niggliho systému) a ich epitektonity, 2. zvyšky kryštalického plášťa a okraj masívu: kontaktne rohovcové ruly, rohovce, feldspatitizované a biotitizované amfibolity a ruly, biotické pararuly, granitizované pararuly, kontaminované a hybridné granodiority, migmatity a ich diafitority a epitektonity.

II. Kraklovské kryštalínikum: V tomto kryštalíniku rozlíšil som tri základné tektonické pásma: 1. pásmo fylonitizovaných pararúl a migmatitov (chloriticko-sericitické fylony, chloritické bridlice — diafitority, chloriticko-muskovitické bridlice — diafitority niekedy s granátom), 2. pásmo diaftorizovaných pararúl a migmatitov (chloriticko-muskovitické bridlice — diafitority, často s granátom, chloritické bridlice — diafitority), biotitické pararuly, pararuly s valcovaným biotitom, amfibolity, 3. pásmo kremítých pararúl a ich diafitoritov.

III. Kryštalínikum „polhorskej tektonickej šupiny“ (diafitority a amfibolity krakovského kryštalínika).

IV. Verukáno zavrásnené v krakovskom kryštalíniku (porfyroidy, pestrofarebné bridlice arkózovité, drobovitie piesčité, piesčité, sílovitopiesčité a ich epitektonity).

V. Mezozoikum „horehronskej depresie“ (hlavne spodnoverféniske kvarcity, tmavé vápence, dolomity a keuperské vrstvy).

VI. Série muránskeho karbónu a mezozoika (vápnité bridlice, sivé a sivočierne s polohami ankeritizovaných dolomitov, spodnoverféniske kvarcity, verféniske pieskovce a bridlice, tmavé vápence, svetlé vápence a dolomity).

VII. Andezitové výlevy (biotitický autometamorfovaný andezit).

I. Kráľovoholské kryštalínikum

Centrálnu časť kráľovoholského kryštalínika zmapovaného územia predstavuje granitoidný masív Fabovej hole s niekoľkými varietami granitoidných typov s ich epitektonitmi.

Severný a západný okraj masívu má úzku obrubu granitizačne, kontaktne a dislokačne metamorfovaného kryštalického plášťa a sčasti aj vlastného granitoidného masívu. Severný okraj kryštalického masívu je v styku s krakovskou zónou. Na severozápadnom a západnom okraji masívu leží kryštalínikum „polhorskej tekto-

nickej šupiny". Východné a juhovýchodné ohraničenie masívu je dané karbónom a mezozoikom Muránskej planiny. Tu neboli zistené zvyšky kryštalického plášťa, z čoho vyplýva, že masív pokračuje pod karbón a mezozoikum ďalej na juhovýchod.

Juhozápadný okraj masívu sa vynára v území vrcholového bodu Bukovinka spod polhorskej tektonickej šupiny a pokračuje smerom juhovýchodným až k muránskemu mezozoiku v okolí vrcholového bodu Kučelach k. 1137. Na kontakte s masívom sa kryštalíkum v tomto úseku veľmi rýchlo mení. Kým južne a juhovýchodne od Bukovinky sú vyvinuté kontaktné rohovce, rohovcové ruly s polohami kontaktne zmenených feldspatitizovaných amfibolitov, ďalej na juhovýchod v okolí Zbojsk vystupujú granitizované ruly, hybridné granodiority s ptygmatickými žilnými formami a ich epitektonity. Posledný výskyt v zvyšku kryštalického plášťa som našiel asi 400 m juhovýchodne od Kučelach.

Hybridný vývoj okraja masívu a granitizácia plášťa je v ďalšom južnom a juhovýchodnom vystupovaní vaporidných granodioritov skoro výlučnou formou styku granodioritov s kryštalickým pláštom. Tento poznatok, ako s ďalšieho vyplynie, má význam aj pri úvahách o forme a smere intrúzie vaporidného plutónu.

Vrátim sa ešte k niektorým úsekom severného okraja masívu. Je pozoruhodné, že zatiaľ čo severozápadná časť masívu bola od intenzívneho zbridličnenia uchránená, v celom ďalšom, teda v severovýchodnom okraji masívu prejavila sa veľmi intenzívne dislokačná metamorfóza, takže pôvodný charakter hornín je len ľahko rozoznateľný. V blízkosti Hrona, južne od Pohorelej, vystupujú priamo na styku s kremitými pararulami krakovskej zóny biotitom obohatené zbridličnené epigranodiority.

Petrografická monotónnosť masívu, ako som už spomenul, je okrem niektorých porfyrivitých variet príznačná. Výnimkou je len malý výskyt biotit-amfibolického kremitého dioritu na hrebeni medzi dolinou Volchovo a Petrikovo severne od k. 1286.

Celý granodioritový masív mimo severozápadnej časti je dislokačne zbridličnený až fylonitizovaný. Pred tektonometamorfím účinkom boli uchránené v tlakových tieňoch len menšie úzke pruhy masívu.

Produkty najintenzívnejšej metamorfózy — fylony vystupujú na hrebeni od Fabovej hole k. 1441 smerom SSV až po k. 1331. Tu sa miestami nachádzajú svetlé, sericitické granitoidné fylony, ničím nepripomínajúce pôvodnú horninu, biotitický granodiorit. Ďalší typický výskyt granodioritových fylonitov je na hrebeni východne od doliny Hronovec (k. 1193). Iné výskyty sú lokálne na mnohých miestach.

Okraj masívu Fabovej hole v území Zbojská, Kopačno až po Kučelach (územie medzi Polhorou a Tisovcom) čiastočne pripomína južný okraj d'umbierskej serorogénnej intrúzie.

V zmapovanom území z granodioritového masívu vyvíja sa rýchlym prechodom okrajová zóna ptygmatitických migmatitov, resp. ptygmatitických granodioritov. Na iných miestach vo veporidnom plutóne, napr. v širokom okolí Dobroče, Tisovského Vepora a inde možno nájsť obdobné príklady granitizácie ako v ďumbierskom masíve. Vcelku vo veporidnom plutóne v územiach, ktoré som zmapoval, teda v jeho severnom rozsahu granitizačná schopnosť granodioritovej veporidnej intrúzie nebola veľká, podobne ako u intrúzie ďumbierskej. Granitizačné vplyvy možno sice pozorovať na rozsiahlych plochách reliéfu, keďže veporidný plutón je v zóne Královej hole na rozsiahлом území obnažený, ale hrúbka migmatitovej zóny nie je tak veľká ako u syntektonických — vysoko orogénnych intrúzií.

Inou zaujímavou skutočnosťou je kontaktná metamorfóza plášta na severom okraji veporidného plutónu v území Fabovej hole, predstavovaná horninami kontaknej metamorfózy (kontaktné rohovce, rohovcové ruly, granáticko-zoizitické ruly). Rohovcové ruly na niektorých malých výskytoch som zistil aj na niekoľkých miestach v Nízkych Tatrách na severných svahoch. Uvedené okolnosti a poznatky potvrdzujú môj názor, že intrúzie nízkotatranského plutónu a intrúzie veporidného plutónu odohrali sa od severu k juhu. Kontaktná metamorfóza uplatnila sa v relatívnom „nadloží“ intrúzie za vysokých, ale kratšiu dobu trvajúcich „pt“ podmienok.

II. Kraklovské kryštalínikum

V krakovskom kryštalíniku bolo zmapované územie od Hrona na juh od úseku medzi Beňušom a Pohorelou. Je možno konštatovať, že oproti kráľovohoľskému kryštalíniku má krakovské kryštalínikum väčšiu petrografickú pestrosť.

Rekonštrukčne v predkarpatsko-metamorfom (teda v preddynamometamorfom) vývine v zmapovanej časti kryštalínika prevládali mezometamorfne až katametamorfne vyvinuté séria kryštalických bridlíc, hlavne kremité pararuly, biotitické pararuly, často granitické, a migmatity, v ktorých sa nachádzalo množstvo žilných telies amfibolitov (ofiolitov) alebo väčších intruzívnych telies amfibolitov, pôvodne intruzívnych telies biotit-amfibolických, kremitých dioritov (Kubíny 1954). Granitoidné intrúzie predstavujú v krakovskom kryštalíniku telesá granodioritov, veľmi často spolu s ich okrajovým vývinom intruzívnych kremitých porfyrítov. Také teleso je známe v kremitých pararulách pri vyústení riečky Rohozná do Hronu a mnohé iné na sever od Hrona, opísané V. Zoubkom 1935 z územia medzi Ježovým a Bacúšskym potokom a iné výskyty zmapované I. Lehotským 1956. Tieto intruzívne telesá nespôsobovali rozsiahlejšiu granitizáciu plášta a patria pravdepodobne najmladšej intruzívnej fáze varískeho intruzívneho cyklu.

Migmatity krakovskej zóny, ktoré boli karpatskými dislokačnými pohybmi metamorfované, treba najpravdepodobnejšie dávať do súvislosti so staršou synorogénou granitizáciou.

V kraklovskom kryštalíniku zmapovaného územia som rozlíšil tri hlavné stupne diafórezy: 1. v prvom stupni prevláda len mechanická čiastočná deformácia kryštalických hornín, 2. v druhom stupni deformácia je spojená s rekryštalizáciou, 3. v tretom stupni deformácia je spojená s úplnou rekryštalizáciou a zmenou štruktúry.

1. Najnižší stupeň dislokačnej metamorfózy nespôsobuje rozsiahlejšiu rekryštalizáciu. Napríklad u biotitických pararúl sa prejaví len valcovaním biotitových šupín alebo slabým stlačením horniny.

2. Pri tomto stupni diafórezy odohrávajú sa vo vnútri hornín rozsiahle vnútrotroštruktúrne zmeny spojené s deštrukciou kryštalických mriežok minerálov, uvoľňovaním, migráciou a metasomatízou minerálnych komponentov, teda s čiastočnou rekryštalizáciou hornín. Najbežnejšie mineralogické premeny sú chloritizácia, vybieľovanie alebo až baueritzácia biotítov so súčasným valcovaním, zriedkavejšia je epidotizácia. Pri počiatočnom štádiu premeny biotitu vylučuje sa niekedy spleť sagenitových ihličiek. Tieto sa v ďalšom štádiu premeny strácajú. Iným druhom premeny je počiatočná alebo pokročilá sericitizácia živcov. Zriedkavejšia je sausuritizácia živcov, hlavne oligoklasov a oligoklas-andezínov a muskovitizácia. Kremenný podlieha rôznym vplyvom mechanického drvenia, pričom sa čiastočne menia aj jeho optické vlastnosti. Často vzniká mozaiková štruktúra, no v rámci pôvodného ohraničenia minerálu. Pri mozaikových jedincoch undulozita najčastejšie mizne. Často býva deformovaný v šošovkovité tvary. Ak je v hornine prítomný granát, po puklinách je chloritizovaný čiastočne alebo úplne dľa intenzity drvenia.

V tomto stupni dislokačnej metamorfózy môže prevládať chloritizácia biotítov, čím hornina dostáva zelenú farbu. Pri úplnom vybielení alebo baueritzácii biotítov vzniká typický zástupca tohto stupňa diafórezy, chloriticko-muskovitická kryštalická bridlica — diafórit.

Takýto typ diafóritov je v Alpách napr. v grauwacken-zóne označovaný ako „granatglimmerschiefer“ (Fritsch 1953, Metz 1953). Podľa týchto autorov diafórezu spôsobili dislokačné pohyby mladej tektoniky „Neuere Tektonik — Umscherungstektonik“ počas alpského vrásnenia. V dôsledku „Umscherungstektonik“ vznikajú S — plochy bridličnatosti, pukliny, vrásy malé i väčšie, stlačenia a aj zošupinatenie.

3. Najsilnejší stupeň späťnej metamorfózy predstavujú fylonity. Pri tomto stupni premeny nastáva intenzívna deštrukcia, migrácia a metasomatoza minerálnych komponentov, teda synkinematická rekryštalizácia, alebo neokryštalizácia. Biotit sa mení najčastejšie v zmes drobných, sekundárnych muskovitov a minerálov epidot-zoizitovej skupiny, živce sú dokonale sericitizované alebo sausuritizované, pričom sa málokedy dá zistíť, či zmes sekundárnych minerálov vznikla zo živcov alebo biotítov, keďže po pôvodných mineráloch nezostávajú u fylonitov temer žiadne alebo žiadne relikty. Kremenné zrná sa koncentrujú v sericitických medziplochách paralelne usporiadane a pravidelne sa striedajúce. V teréne tieto plôšky predsta-

vujú a zvýrazňujú sekundárnu bridličnatosť fylonitov. U fylonitov sú časté impregnácie a šmuhy rudných minerálov z vylúčených rudných komponentov tmavých minerálov. Takéto šmuhy sú jemne rozptýlené a ich určenie je prevažne nemožné. Tento stupeň dislokačnej premeny sa prejavuje rovnakými vnútrostroštruktúrnymi zmenami aj u leukokratných intruzívnych hornín. Bázické intruzívne telesá alebo žily sú odolnejšie voči dislokačným pochodom a u nich sa len málokedy stretнемe s fylonitmi. Vo vepridách ide hlavne o amfibolity. Ich fylonity sú tmavé aj keď sa podobajú fylonitom iných hornín.

Na záver tejto state treba povedať, že všetky práve opísané stupne dislokačnej premeny spôsobujú rovnomenrú, vnútrostroštruktúrnú premenu aj v rozsiahlych komplexoch kryštallických bridlíc.

V západnej časti územia v jednotlivých horninových pruhoch, či pásmach je určitý typ dislokačnej premeny stabilnejší, vo východnej časti kryštalinika je menej stabilný, a to rovnako v smere S – J – priečnom, ako aj v smere východozápadnom – pozdĺžnom.

a) *Pásma krakovského kryštalinika*

Na južnom okraji krakovského kryštalinika tiahne sa mohutné pásmo fylonitov, ktoré vystupuje kontinuitne od vulkanítov Iubietovského Vepora cez vrchol Kraklová, k. 985, cez Čierny Hron, sigmoidálnym ohybom v podloží breznianskej panvy, severovýchodne od Rohožnej a Michalovej, kde buduje viac ako 5 km široký pruh územia s vrcholovými bodmi Michalová, k. 1150,4 a Vološinec. Od tohto miesta na východ pruh fylonitov sa rýchlo zužuje a od Petríkovej doliny ďalej na východ sa triešti na množstvo čiastkových pruhov svorových diafitoritov a fylonitov.

Miesto najväčej mocnosti krakovských fylonitov južne od Beňuša je zaujímavé aj tým, že fylonity sú tu zošupinatené a nasunuté na svorové diafitority v úseku od územia Černovrska až po dolinu Malého zeleného potoka. Podľa môjho predpokladu z tohto územia boli prevrásnené aj členy „polhorskej tektonickej šupiny“.

K východu sa dostáva pásmo krakovského kryštalinika medzi porfyroidy verukána a granodioritový masív a južne od Hájnice podlieha úplnej tektonickej redukcii. Je to jedna z veľmi významných redukcii krakovského kryštalinika.

Paralelne so spomínaným pásmom fylonitov na severe tiahne sa pásmo „svorových diafitoritov“. Toto pásmo nedosahuje nikde väčšiu šírku ako 2 km. Tiahne sa kontinuitne od územia Predný Hliník, kde vychádza z podložia treťohorných sedimentov breznianskej panvy, pokračuje severne od fylonitového pruhu až po tektonickú reduciu južne od Pohorelej. Aj v tomto páse diafitoritov sú veľké odchýlky v petrografickom zložení. V západnom úseku, teda od územia Za Černý vrch až po dolinu Petríkovo, je toto pásmo charakterizované častými žilnými telesami amfibolitov a šošovkami biotitických pararúl. Je to územie, z ktorého pochádza

väčšia časť členov polhorskej tektonickej šupiny. Od Petrikovej doliny na východ amfibolity už nevystupujú okrem celkom nepatrnej žilky severozápadne od Bučník (k. 907) na styku s kremíto pararulou. V úseku medzi dolinou Volchovo a dolinou južne od Závadky v severnom okraji pásma som zistil fáciu kremítich pararúl dislokačne metamorfovaných. Kremité pararuly nie sú zhodné s charakteristickým pásmom kremítich pararúl v priebehu Hrona. V tomto prípade išlo o lokálne obohatenie piesčitého materiálu, zatiaľ čo v pásme kremítich pararúl existovala v celom rozsahu pôvodná piesčitá o ilovito-piesčitá sedimentácia.

Ďalej na východ v miestach, kde prechádza pásmo svorových diafitoritov cez dolinu Hronovec, som zistil rýchly pokles intenzity dislokačnej metamorfózy, teda v zložení má prevahu katamorfjná fácia (biotické pararuly, s valcovanými biotitmi) nad spätné metamorfovanou fáciou (svorovými diafitoritmi). Južnú časť tohto pásma tvoria fylonyty v okolí už spomínaného andezitového výlevu. V území kóty 812 juhozápadne od Hájnice nastáva redukcia aj tohto pásma.

Severne od opisaného pásmu svorových diafitoritov vystupuje význačné pásmo kremítich pararúl a ich diafitoritov. Sú známe od Brezna, kde vystupujú vo výrazných strmých svahoch Hrona. Asi 5 km východne dosahuje pásmo najväčšiu mocnosť, ca 4 km. V tomto mieste obsahuje aj malú intrúziu granodioritov až kremítich dioritov biotických s ich kremito-porfyrickým okrajovým vývinom intruzívnych kremítich porfyritov. Úzky pruh porfyroidov, ktoré sa viažu na túto intrúziu, vymapoval som južne od Gašparova v kremítich pararulách. Pásma kremítich pararúl buduje až po Bacúch obidva brehy Hrona. Od Bacúcha na východ kremité pararuly vystupujú len na juh od Hrona. Južne od železničnej stanice Polomka nasadzujú porfyroidy verukána. Kremité pararuly vystupujú južne od nich a v doline Volchovo úplne vykliňujú medzi svorovými diafitoritmi a verukánom. Opäť sa objavujú až v malom odkryve západne od žel. stanice Helpa v severnom styku verukána a ďalej vo svahoch Hajnej hory južne od žel. stanice Pohorelá. Tu vychádzajú z podložia verfénskych kvarcitolov. V tomto mieste možno opäť zaznačiť ďalšiu tektonickú redukciu tohto význačného pásmu krakovského kryštalika.

Po petrograficko-štruktúrnej stránke je pre pásmo kremítich pararúl príznačné, že sú odolnejšie voči vplyvom dislokačnej metamorfózy. Len vo vzácnych prípadoch možno nájsť typ „svorových diafitoritov“ a fylonitov. Veľmi často sú biotity chloritzované a živce sericitizované. V celkovom rozsahu nejava nijaké zvláštnejšie petrograficko-faciálne zmeny.

III. Kryštalikum „polhorskéj tektonickej skupiny“

Kryštalikum tejto tektonickej jednotky buduje územie severne a južne od Benuša a severovýchodne od Polhory.

Bezprostredne severne od Polhory na svorových diafitoritoch leží tektonicky kry-

ha biotitických pararúl, často granátických (foto v prílohách). Severovýchodne od Michalovej z podložia andezitového príkrovu vystupujú fylonity. Fylonity pararúl budujú aj väčšiu časť plochy severnej vetvy šupiny južne a juhovýchodne od Beňuša.

Ako som už vyšie spomenul a v zpráve z roku 1952 uviedol, útržok kryštalických bridlíc tejto tektonickej šupiny sa nachádza južne od Rohoznej, juhozápadne od obce Michalová. Väčšia časť tohto útržku šupiny je prikrytá malým vulkanickým príkrovom a aglomerátkami Hájnej hory. Na tomto výskyte som zistil len svorové diafraktority, fylonity pararúl a pararuly. Prvé dva členy budujú časť západných svahov dolinky Hyžniaka južne od Michalovej.

IV. Verukáno

Južné brehy Hrona medzi Polomkou a vyústením doliny Rakov do Hrona bude úzky pruh verukána. Verukáno je vovrásnené do vnútornej štruktúry krakovského kryštalinika. Verukáno západnej a východnej časti pruhu pozostáva hlavne z porfyroidov a ich dislokačných produktov, miestami až fylonitov. V strednej časti pruhu južne od Závadky sú zastúpené len sedimentárne členy. V umelom odkryve výstavby hosp. budovy som zistil šedé až čiernošedé fylitické bridlice, ktoré pozvolna prechádzajú v červené arkózovité bridlice. Južne od Helpy v záreze polnej cesty som zistil aj biele arkózovité bridlice, ďalej zelené arkózovité droby, zbridličnaté droby a piesčité bridlice.

V doline Volchovo juhovýchodne od Polomky je verukáno intenzívne dislokačne zmenené.

Vcelku možno konštatovať, že vo fáciach sedimentárnych členov verukána existujú veľmi rýchle zmeny v sedimentácii do šírky aj do hĺbky.

Disklokačnej metamorfóze podlahli na niektorých miestach sedimentárne aj vulkanické členy tohto pruhu. Najintenzívnejšiu dislokačnú metamorfózu som zistil na lokalite Volchovo a na hrebienku južne od Helpy: Celý pruh zavrásneného verukána je dlhý asi 11 km a najväčšiu mocnosť dosahuje na lokalite Volchovo asi 750 m a južne od Helpy asi 1200 m. Verukáno patrí sedimentárnemu obalu krakovského kryštalinika.

Chcel by som sa podrobnejšie zmieniť o porfyroidoch verukána. Ide o zaujímavé súvislosti niektorých intruzívnych telies granodioritov s okrajovým vývinom kremítých porfyritov, ktoré som mal možnosť mapovať alebo orientačne prehliadnuť. Známe je napr. intruzívne teleso v kremítých pararulách východne od Brezna pri vyústení riečky Rohozná do Hrona, ktoré som zmapoval 1952, ďalej úzky pruh kremítých porfyrov a porfyroidov južne od Beňuša. Tento pruh predstavuje odnož spomínaného intruzívneho telieska. Ďalšie intruzívne teleso sa nachádza severne od Závadky s okrajovým vývinom kremítých porfyritov (orientačne prehliadnuté 1955) a intruzívne kremité porfyrity sú aj severne od Pohorelej

(zmapované 1955). Niektoré ďalšie takéto telesá zistil v kraklovskej zóne aj I. L e h o t s k ý (1956).

V. Z o u b e k (1935) opisuje podobný výskyt granodioritov s okrajovým vývinom kremítých porfyritov z údolia medzi Ježovým a Bacúšskym potokom. R. 1936 opäť V. Zoubek analyzuje postavenie vepridných porfyroidov z Ľubietovskej zóny vo vzťahu ku gemenidným porfyroidom. V. Zoubek konštatuje, že v gemenidách treba rozlišovať intruzívne i efuzívne formy porfyroidov, pričom niektoré výskyty môžu mať hypoabsálny intruzívny charakter. Na tieto intruzívne telesá sa viažu efuzívne porfyroidy. Túto interpretáciu vyslovuje V. Zoubek na základe štúdia porfyroidov Ľubietovskej zóny, kde v podloží efuzívnych verukánskych porfyroidov vystupujú ich intruzívne hypoabsálne formy.

Tento poznatok možno rozšíriť aj na kraklovskú zónu po zistení verukánskych porfyroidov v zákonitej súvislosti s pruhom kremítých pararúl, v ktorých sa nachádzajú už spomínané granodiority s okrajovým vývinom kremítých porfyritov. V ďalších spomínaných lokalitách sú známe zatiaľ len intruzívne formy. Pre kraklovskú zónu bude treba viazať efuzívne verukánske formy porfyroidov s neškororogeným plutonizmom varískeho intruzívneho cyklu.

Podľa doterajších poznatkov nemožno dávať intruzívnu fázu granodioritov až biotitických kremítých dioritov s okrajovým vývinom kremítých porfyritov a teda aj efuzívnu fázu porfyroidov spolu s intruzívou fázou vepridných granodioritov, ide však o jednotný varísky intruzívny cyklus, ukončený práve spomínanými hypoabsálnymi intrúziami a na ne sa viažúcimi verukánskimi efúziami.

E. Vzťah dislokačného metamorfizmu k tektonike a k tektonickým štruktúram vo vepridách

Vepridné kryštalínikum je klasickým terénom na štúdium diafitorézy. Hlavne kraklovská zóna predstavuje mohutný komplex klasických typov horninových produktov dislokačnej metamorfózy. Toto jej postavenie má viac príčin:

1. Kraklovské kryštalínikum je od Mýta pod Ďumbierom na východ najsevernejšou oblasťou koreňových zón. V nej sa odohrávali najintenzívnejšie dislokačné pochody. Intenzita hlbkových dislokačných pochodov smerom na juh v celku klesala.

2. Kraklovské kryštalínikum je hlboko zavrásnené pod kryštalínikom kráľovoholským. Z uvedenej tektonickej pozície je v kraklovskom kryštalíniku prevaha kryštalínika. Len na východe sú známe viaceré menšie masívy granodioritov. Okrem granodioritov sa nachádzajú na viacerých miestach kremité porfýry alebo porfyroidy.

Je nepochybné, že parakryštalínikum je náhylnejšie na vnútroskutkúrne zmeny ako intruzívne masy. Parakryštalínikum má čiastočne aj odlišný tektonický štýl

oproti ortokryštalíniku i keď ako celok malo veporidné kryštalínikum samostatný a odlišný tektonický štýl od tektonického štýlu druhohorných sérií.

Veporidný dislokačný metamorfizmus, tektonika a tektonické štruktúry sú pojmy neoddeliteľné. Zmena katakryštalínika v epikryštalínikum sa odohrávala v priamej príčinnosti na tektonickej aktivite veporidného kryštalínika.

Veľmi dobrým pomocníkom pri štúdiu spätného metamorfizmu sú aj reliktové pôvodné katakryštalínika. Ide predovšetkým o mnohé výskyty biotitických pararúl a migmatitov, ktoré sa v najväčšej miere uchovali ako tektonické kry, vylúčené z celkového tektonického diania ostatných častí kryštalínika. Takéto výskyty kryštalínika možno nájsť aj uprostred najintenzívnejšie dislokačne namáhaných pásiem kryštalínika. Tu však nikdy nemajú väčšie rozšírenie, sú to len niekoľko metrov mocné šošovky. Sú však tým vzácnejšie, keďže priamo hovoria o pôvodnom type okolitých diafitoritov.

Je zaujímavým zjavom, že produkty najsilnejšieho stupňa dislokačnej metamorfózy — fylony — jednotlivých typov hornín kryštalínika nemusia sa vyvíjať prechodnými štádiami postupnej diafórezy, ale skokom vzniká z katamorficného vývinu vývin epimetamorficný. V mnohých prípadoch sa prechod z katamorficného do spätnemetamorficného kryštalínika dá veľmi pekne študovať aj v rozpáti niekoľkých metrov.

Je základnou znalosťou o kryštalických bridliciach, že systémy existujúcich foliačných plôch u kryštalických bridíc sú zároveň systémami plôch oslabenej súdržnosti. Pri pohybovej aktivite vo vnútri kryštalických bridíc odohrávajú sa vnútroskutkúrne zmeny mechanické a chemické. Porušuje sa teda nielen štruktúra hornín, ale porušujú sa aj štruktúrne mriežky vo vnútri minerálov, čím sa uvolňujú minerálne komponenty, ktoré sú pri diafóreze veľmi mobilné. Migrácia komponentov vyvoláva potom v rozličnej miere pochody autometasomatické a rekryštalizačné, niekedy veľmi rozsiahle a rovnomerné aj v rozsiahлом komplexe horninových pásiem.

Pre tektoniky veporidného kryštalínika na rozdiel od niektorých iných jaderných pohorí je charakteristické, že zmena v petrografickom charaktere kryštalických hornín sa neodohrá len v určitem obmedzenom kruhu drvenia a namáhania, ale v rozsiahlych pásmach, často s jedným typom diafitoritu alebo epitektonitu. Napr. charakteristický pruh diafitoritov (v pásmi fylonitov) v krakovskej zóne pozostáva z diafitoritov rovnakej dislokačne-metamorfnej fácie chloriticko-seritických fylonitov v pásmi miestami až 5 km širokom a niekoľko desiatok km dlhom.

Tektonometamorfné deje typu dislokačne-metamorficného vrásnenia spôsobovali vo veporidách najprv deštrukciu prevažnej časti kryštalínika a synkinematickú rekryštalizáciu a za podmienok epizonálnych — neokryštalizáciu.

Pre vývoj veporidných diafitoritov, teda rozličných stupňov dislokačne-metamorficných fácií a ich štruktúr dal by sa naznačiť určitý tektonometamorficný vývin: V počiatočných štádiach karpatského orogénu mohli sa odohrávať pravdepodobne

len menšie pohyby, ktoré sa nemuseli prejaviť na petrografickom charaktere kryštallických hornín. Vlastný proces vyvrásnenia (odmyslene od vyvrásnenia subtatranského veporidného mezozoika, ktorého tektonický štýl sa vyvíjal sekundárne v závislosti od vrásivného vývoja jeho podložného kryštalínika), bol sprevádzaný dislokačnými — čiastočne kryhovými pohybmi, ktoré mali v rôznych častiach veporid rozličnú intenzitu, prípadne aj lokálne odlišný tektonický štýl. Dislokačné pohyby nespôsobovali len megaštruktúrne zmeny, prenikli temer do celej štruktúry kryštalínika a predovšetkým do parakryštalínika alebo len čiastočne hybridného (vzácne aj silne hybridného) parakryštalínika. Pohybové preniknutie kryštalínika spôsobovalo vnútrosťstruktúrne čiastkové pohyby, ktoré sa odohrávali hlavne po klzných foliačných plochách. (Pre pohybové preniknutie hornín sa používalo nemecké slovo „Durchbewegung“, pre veporidy použité len Zoubek 1935.)

Detailné pohybové preniknutie kryštallických bridlíc vo forme drobných, v celkovom rámci dislokačného tektonometamorfizmu, dislokačných pohybov bolo základom rekryštalizačných procesov. Podľa intenzity a rozsahu procesu vznikli rozličné typy diafitoritov. Pri svorovom type diafitoritov boli zvýraznené foliačné plochy už po počiatočných dislokačných pohyboch. Je to napr. typ biotitických pararúl s „valcovanými“ šupinami biotitových fólií, niekedy môže byť biotit aj vybielený. Intenzívnejšie dislokačné pohyby spôsobili aj intenzívnejšie tektonometamorfné zmeny a vznikajú svorové diafitority pararúl alebo migmatitov.

U fylonitov bol základom premeny tiež dislokačný pohyb po foliačných plochách, jeho intenzita bola však úmerne vyššia oproti intenzite pohybu, ktorý podmienil vznik svorového typu diafitoritu. Ako som už spomenul, vznik fylonitov môže byť pozvoľný cez prechodné typy, alebo môže byť skokový, bez prechodných typov. Ďalej u fylonitov (myslím na fylony vzniknuté z kryštallických bridlíc), je rozdiel aj v tom, že foliačné plochy, resp. plochy metamorfnej bridličnatosti nemusia prejsť do plôch sekundárnej bridličnatosti — epibridličnatosti. U fylonitov plochy sekundárnej bridličnatosti sú zmnohonasobnené tvorbou sekundárnych S plôch sekundárnych sericitov a sekundárnych kremenných žfn zo živcov alebo aj iných minerálov. Pôvodné „S plochy“ metamorfnej bridličnatosti miznú a sú nahradené novými plochami sekundárnej bridličnatosti — neobridličnatosti.

Pokiaľ sú diafitorizované migmatity s prevahou ortozložky, proces tektonometamorfózy riadi sa tými istými pravidlami, ako boli práve načrtnuté. To isté platí aj o amfibolitoch, i keď sú vcelku odolnejšie voči dislokačnej metamorfóze a najčastejšie sú dislokované len na okrajoch pri styku s okolitým kryštalínikom.

Voči dislokačnej metamorfóze sú ako celok veľmi odolné kremité pararuly, ktoré aj keď sú členom krakovskej zóny, odolali tektonickému preniknutiu a boli len lokálne a čiastočne dislokačne zbridličnené a rekryštalizované. Foliačné plochy v nich neexistujú, teda ani plochy oslabenia, ktoré sú základným predpokladom účinnosti dislokačnej metamorfózy.

V ďalšom štádiu tektonickej aktivity bolo už dislokačne zmenené kryštalínikum,

hlavne krakovské, intenzívne zvrásnené a zdigitované. Mnohé digitácie krakovského kryštalínika spomína V. Zoubek (1953) z územia styku nízkotatranského jadra s krakovskou zónou. Pretrhnuté vrásy väčších rozmerov som zistil v spomínanom fylonitovom pruhu v krakovskom kryštalíniku. Drobné vrásy museli vzniknúť po dislokačnej metamorfóze a pred, alebo súčasne s vyvrásnením a zdigitovaním diafitorizovaného krakovského kryštalínika. Ich popreťhanie — dislokačné prehnanie po malých dislokáciách sa odohralo pri opakovaných dislokačných pochodoch. Tieto ďalej skomplikovali tektonometamorfnú štruktúru fylonitov tým, že pod ich intenzívnymi účinkami boli drobné vrásy dislokované v ďalšiu — „treforadú bridličnatost“.

V záverečnom štádiu vyvrásňovania vepridného kryštalínika, hlavne krakovského, nastala rozsiahla redukcia celých pásov kryštalínika, hlavne krakovského. Celkovú tektonickú redukciu v severných vepridách opísal na niekoľkých miestach už V. Zoubek.

O redukčných pochodoch písem v rámci postupnosti tektonometamorfných pochodov vo vepridách. Už skôr (1954) som uviedol niekoľko príkladov redukcie vepridného kryštalínika. Pri mapovaní širokého okolia Fabovej hole opäť som zistil veľmi významný redukčný uzol v území južného okraja obce Pohorelá a južne od Hajnej hory.

Redukčné pochody sa museli odohrávať aj v štádiu hlavných dislokačných pohybov, pretože popri iných tektonických agenoch vrásnenia mezozoických sérií boli hybnou silou pohybu subtatranského mezozoika.

F. Tektonika

Tektonickú problematiku som rozdelil do samostatných statí takto:

- I. Tektonika granodioritového masívu.
- II. Tektonika južného okraja krakovskej zóny.
- III. Tektonická pozícia „polhorskej tektonickej šupiny“.
- IV. Charakter tektonického násunu muránskeho karbónu a mezozoika.
- V. Karpatská tektonika vo vzťahu k neoidnému plutonizmu a zrudneniu.

I. Tektonika granodioritového masívu

Tektonická štruktúra granodioritového masívu Fabovej hole má určité zvláštnosti a odlišný tektonický štýl ako severnejšie kryštalické pásma krakovského parakryštalínika. Ide hlavne o odlišný spôsob pohybového zbridličnenia v prevažnej časti granodioritového masívu. Dislokačné zbridličnenie masívu je aj hlavnou tektonickou črtou celej jeho štruktúry. Zbridličnenie bolo spôsobené jednak pohybovou aktivitou vo vnútri masívu a účinkom pohybu mäs subtatranského mezozoika.

Merania hodnôt neobridličnatosti v zmapovanej časti masívu poukazujú na veľmi zaujímavú megaštruktúrnu stavbu masívu. Namerané hodnoty plôch sekundárnej bridličnatosti — hlavne v území severne, západne a južne od Fabovej hole poukazujú na akúsi „depresiu” v usporiadani štruktúrnych elementov masívu. Vo východnej a severovýchodnej časti masívu, mimo úzkeho pruhu severného okraja, majú bridličnaté plochy priebeh smeru od 45° SV až po V-Z, s južným úklonom od 10° do 40° . V západnej a juhozápadnej časti sa smer stáča zo sever-juh s miernym úklonom k východu, na juhovýchod s miernym úklonom k severovýchodu a ďalej na východ až na východ-západ s miernym úklonom (do 30°) k severu, južne od Fabovej hole. Vo vyšších častiach masívu sa striedajú polohy fylonitických typov s polohami zbridličnených typov a ojedinele medzi nimi vystupujú menšie polohy tektonicky zachovaných častí masívu. Toto usporiadanie dislokačne metamorfovaných variet granodioritov je najlepšie pozorovateľné v širšom okolí Fabovej hole, ale aj v okolí územia Nychová severne od Veľkej Stožky. Severovýchodná časť masívu v blízkosti Hrona je monotónne zbridličnená. Západný a severozápadný okraj masívu bol vcelku len veľmi málo dislokačne postihnutý. Tento prípad by sa mohol vysvetliť tým, že pohyb más subtatranského mezozoika mal smer od JJV na SSZ, pričom ako prekážka pohybu bola hlavne ústredná, južná a juhovýchodná časť masívu, bola teda aj najviac dislokačne zbridličnená a tektonometamorfne postihnutá.

Ďalším zaujímavým poznatkom je aj skutočnosť, že do hĺbky masívu intenzity dislokačnej metamorfózy ubúda. Toto by hovorilo pre tlakové a pohybové účinky zhora, teda pre tlakové a pohybové vplyvy subtatranských mezozoických más. V prospech tohto názoru hovoria aj mierne sklony plôch neobridličnatosti a celá sekundárna tektonická štruktúra postihnutej časti granodioritového masívu.

Odlišné hodnoty sekundárneho zbridličnenia som nameral na okraji granodioritového masívu (ide hlavne o okrajové dislokované kontaktné horniny — granitizované pararuly, rohovce a rohovcové ruly a iné) v blízkosti a styku dislokačne násunovej tektonickej línie nasunutia zóny Královej hole na zónu krakovskú. Hodnoty dislokačného zbridličnenia v tejto časti masívu sú V-Z alebo len niekoľko stupňov k SV, sklon je príkry $50 - 70^\circ$ k J a niekedy aj zvislý.

Zmenu hodnôt neobridličnatosti možno vysvetliť tým, že okraj masívu, ktorý na týchto miestach zároveň predstavuje aj okraj zóny Královej hole, podlieha celkovému tektonickému štýlu línie nasununtia zón.

Štúdium systémov puklín je prakticky bezvýznamné a zatlačené do pozadia významnejším tektonickým faktorom — dislokačným zbridličnením. Systémy puklín sú zotreté mladším účinkom dislokačného zbridličnenia masívu.

Styk zóny Královej hole so zónou krakovskou predstavuje ďalekosiahly dislokačný násun s plochou nasunutia príkro sklonenou k juhu. Celá zóna Královej hole je mohutne vyzdvihnutá nad zónu krakovskú, ale najvýraznejšie v jej východnej časti.

II. Tektonika južného okraja kraklowskej zóny

V južnom okraji kraklowskej zóny možno rozlíšiť vcelku dosť výrazné tri základné pásma hornín kryštalínika, teda tri tektonicko-štruktúrne elementy:

1. Pásma fylonitov, ktoré sa k východu triestí na niekoľko čiastkových pruhov hornín s rozličnou dislokačnou metamorfózou.

2. Pásma svorových diafitoritov, na ktoré sa viaže absolútne väčšina amfibolitov. V ňom sa nachádzajú aj menšie šošovky pararúl a fylonitov.

3. Pásmo kremitých pararúl na severnom okraji časti kraklowského kryštalínika, teda v priebehu Hrona.

Bolo už uvedené, že všetky tri pásma kraklowského kryštalínika podliehajú na východe, južne od Helpy a juhozápadne od Pohorej úplnej tektonickej redukcii.

Dôležitosť redukčných pochodov vo veporidách bola už zdôraznená aj v minulosti (V. Zoubek 1953, D. Kubíny 1954). R. 1954 bol už nadhodený problém tektonickej redukcie kremitých pararúl spolu so svorovými diafitoritmi pod sedimentami breznianskej panvy. Od tohto miesta na východ dosahujú hlavne kremité pararuly dosť veľkú šírku, ca 3 km. Rýchle nasadenie kremitých pararúl a svorových diafitoritov spôsobilo aj flexurovitý ohyb mohutného pásma kraklowských fylonitov pod breznianskou panvou. Tento poznatok sa vzťahuje aj na pruh fylonitov, najmä v jeho západnom priebehu.

Celkovú redukčnú schému v južnej časti kraklowskej zóny na juh od Hrona znázorňuje pripojený náčrt v mierke 1 : 75 000.

Okrem už uvedených troch základných štruktúrnych elementov južnej časti kraklowskej zóny nasadzuje južne od Polomky v styku s pásmom kremitých pararúl šošovkovitý pruh verukána. Ďalší priebeh verukána k východu je priamo závislý od tektonického vystupovania kremitých pararúl.

Členy verukána sú príkro zavrásnené do kraklowského kryštalínika v miestach pretrhnutia pásma kremitých pararúl. Tektonický štýl zavrásnenia verukána hovorí pre pôvodný obal kraklowského kryštalínika „horehronskej depresie“. Sú to predovšetkým spodnoverfénске kvarcity, ktoré ležia nad kryštalínikom v území Hájnice. Tieto kvarcity s nepatrnným útržkom dolomitov a vápencov predstavujú južnú vetvu brachysynklinály (Zoubek 1951). Najpravdeobdobnejšie je, že predstavujú pôvodný druhohorný obal kraklowského kryštalínika, treba teda mezozoikum horehronskej depresie pripojiť k pôvodnému kraklowskému mezozoiku.

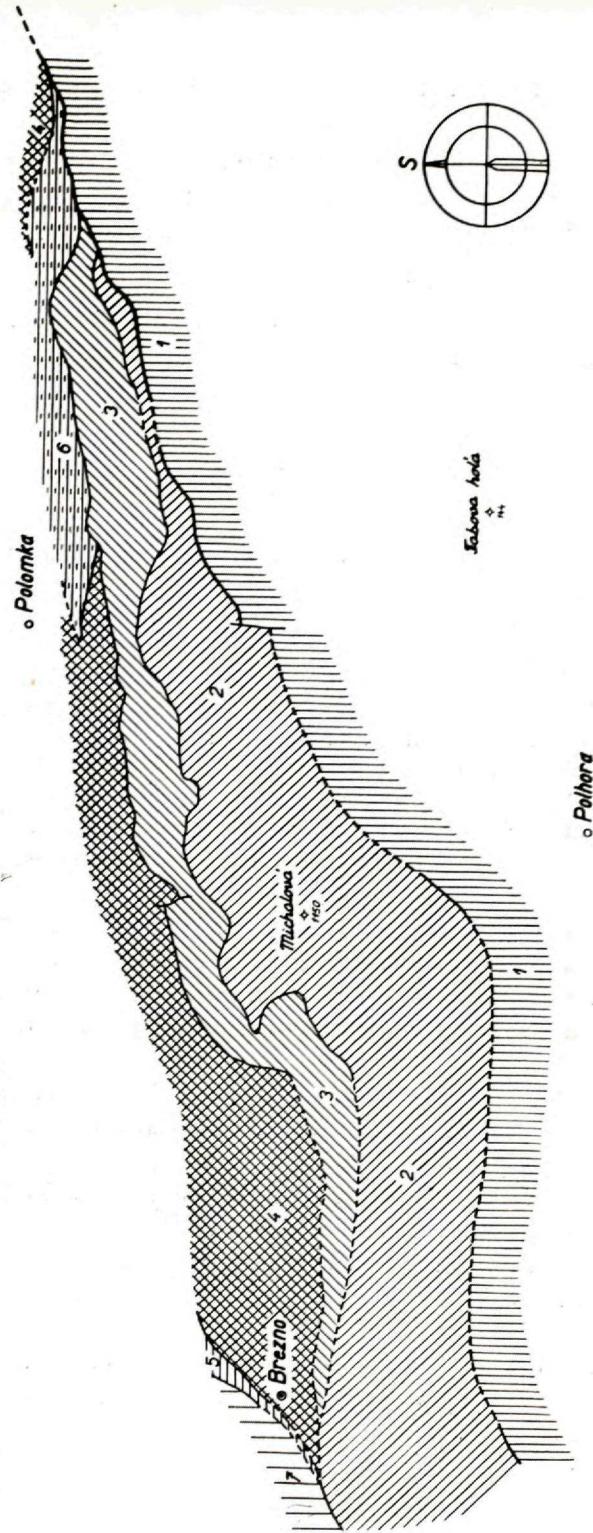
III. Tektonická pozícia „polhorskéj tektonickej šupiny“

Zvláštne tektonické postavenie sérií kryštalických bridlíc severne a čiastočne aj západne od Polhory (juhovýchodne od Brezna) som konštatoval pri mapovacích prácach 1952 (uvedené v dizertačnej práci 1953). Novšie prehľadné mapovanie

TEKTONICKÁ SCHÉMA REDUKCIE PÁSIEM KRAKLOVSKEHO KRYŠTALINIKÁ

$M = 1:75\,000$

Pohľad o



- 1 zóna Kraklových hole
- 2 pásmo fylitov
- 3 pásmo sverových diafylitolov
- 4 pásmo kremičitých paracitov
- 5 pásmo diafylitolov
- 6 pásmo verukitov
- 7 ine horniny kraklovskeho kryštalinika
- 8 —— línia roztrhania zem
- 9 - - - tektonické hranice medzi pásmami

mi tento názor potvrdilo. Komplex kryštalických bridlíc polhorskej tektonickej šupiny sa vymyká z celkovej tektonickej štruktúry vepridných zón, pretože je vcelku plocho nasunutý z väčej časti na kráľovoholské kryštalínikum, ktoré vystupuje z podložia tektonickej šupiny medzi Polhorou a Michalovou a v tektonických oknach na hrebeni Na Ďuronsku a vo Veľkej zelenej doline.

Približná schéma pozície jednotlivých členov je takáto:

Najspodnejším členom sú svorové diafóritory a s nimi vystupujúce pararuly (posledné vystupujú východne od Polhory). Na tieto sa viaže absolútna väčšina amfibolitov. Vyššie ležia fylónity pararúl a nad nimi leží samostatná kryha biotitických pararúl, často granátických, severne od Polhory (fot. v prílohách).

Po vymapovaní celého rozsahu tejto tektonickej šupiny a po zmapovaní širšieho okolia možno s najväčšou pravdepodobnosťou tvrdiť, že pôvodná koreňová oblasť tejto tektonickej šupiny je spomínané územie južne od Hrona medzi Filipovom a Bacúchom, kde sa nachádzajú všetky členy tektonickej šupiny. Pre túto interpretáciu hovorí aj výrazné zošupinatenie fylonitového pásma na jeho severnom okraji vo vyššie uvedenom území a mnohé iné závažné fakty, vyplývajúce z tektonometamorfín zákonitostí vo vepridnom kryštalíniku.

IV. Charakter tektonického násunu muránskeho karbónu a mezozoika

Kedže som sa nezaoberal sériami muránskeho karbónu a mezozoika, nie je mi možné a nie je ani účelom tejto práce podať tektonickú stavbu týchto sérií. Tektonické poznámky o týchto sériách uvádzam na uzavretie kapitoly o tektonike zmapovaného územia.

Série Muránskej vysočiny sú plocho zasunuté na podložné kráľovoholské kryštalínikum. Násun týchto sérií sa odohral najskôr po zbridličnení granodioritového masívu. Ak však predpokladáme zbridličnenie masívu závislé od vplyvu pohybu a tlaku nadložných mäs, potom je možné, že aj terajšie obalové série sa pričinili o štruktúrnu zmenu masívu.

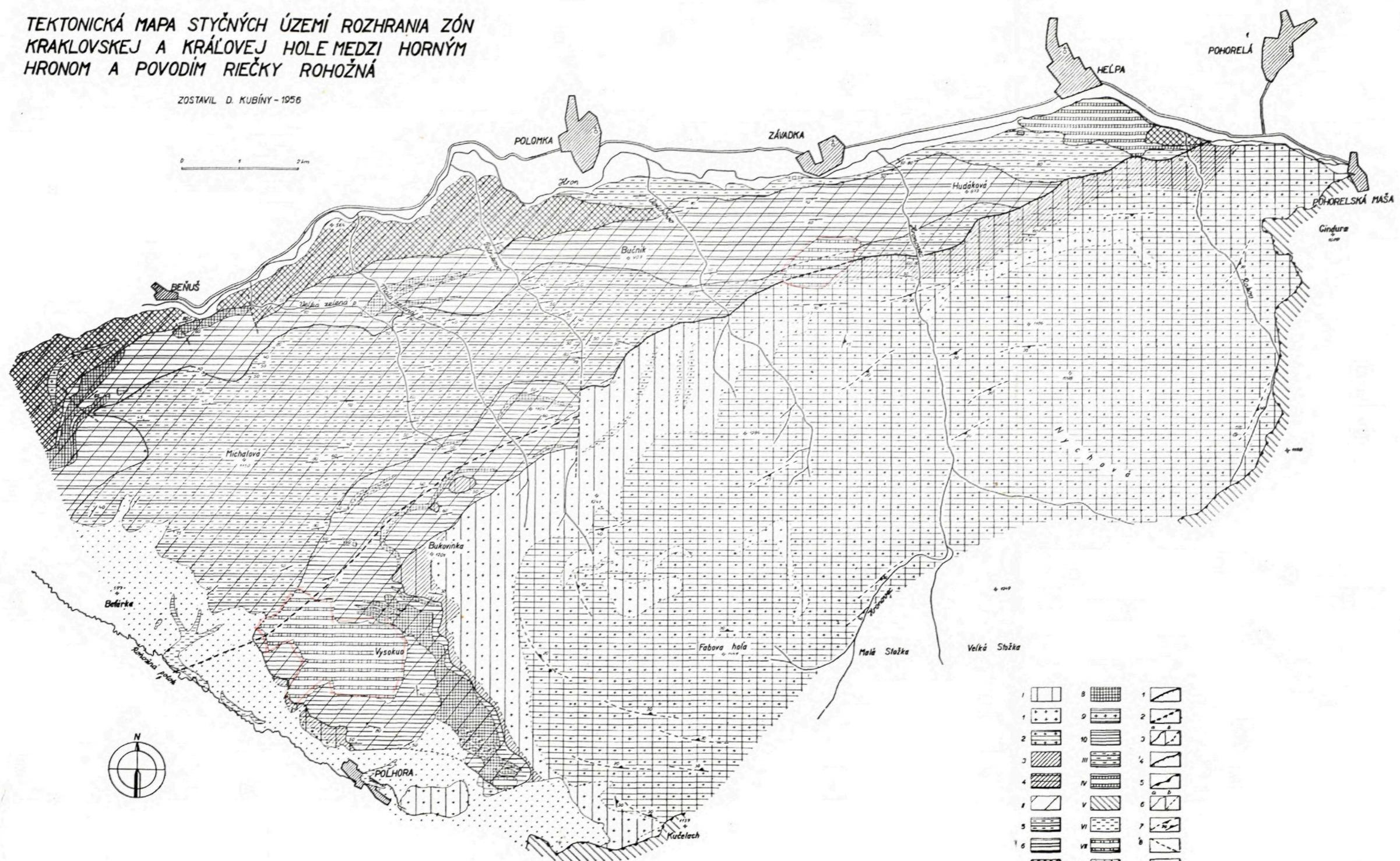
Na styku kryštalínika s vyššími sériami v zmapovanom úseku, teda medzi Pojhorskou Mašou a k. 1075, zhruba vo východných svahoch Rakovej doliny, nie je jednotný kontinuitný vrstevný sled. V severnej polovici okrajovej hranice s kryštalínikom vystupujú karbónske vápnité bridlice s polohami žltých dolomitov, nad nimi sú útržky spodnoverfénskych kvarcitov a šedé dolomity.

Od hájovne na východ leží nad karbónom verfén s červenými kvarcítmi a bridlicami. K juhu karbón a aj verfén vykliňujú a na masíve ležia priamo biele vápence, ktoré som sledoval až po k. 1075.

V okolí Zbojsk na granodioritovom masíve ležia kvarcity, nad nimi slabá poloha tmavých vápencov a dolomity. Miestami kvarcity chýbajú a na masíve ležia vápence a dolomity a niekedy len dolomity.

**TEKTONICKÁ MAPA STYČNÝCH ÚZEMÍ ROZHRANIA ZÓN
KRAKLOVSKÉJ A KRÁLOVEJ HOLE MEDZI HORNÝM
HRONOM A POVODÍM RIEČKY ROHOŽNÁ**

ZOSTAVIL D. KUBÍNY - 1956



Vysvetlivky k tektonickej mape

I. Kryštalíkum zóny Královej hole: 1. granodioritový masív nezbridličnatý, 2. granodioritový masív zbridličnatý, 3. pásmo kontaktne zmenených kryštalických bridlíc, 4. pásmo kontaktnej kryštalických bridlíc dislokačne zmenených.

II. Kryštalíkum kraklovskej zóny: 5. pásmo fylonitov, 6. pásmo svorových diafitorov, 7. pásmo kremítých pararúl, 8. amfiboly, 9. porfyroidy, 10. diafitory kryštalických bridlíc „polhorskéj tektonickej šupiny“.

III. Pruh verukána.

IV. Mezozoikum helpiansko-pohorelské.

V. Karbón a mezozoikum Muránskej planiny.

VI. Paleogén Breznianskej panvy.

VII. Andezitové príkrovky a kopy.

VIII. Štvrtohorné pokryvné útvary.

Tektonicke značky

- | | |
|--|--|
| 1. Línia dislokačného nasunutia zón I., radu, | 8. predokladaná línia dislokačného nasunutia zón, |
| 3. tektonická línia a) skutočná, b) predokladan- | — II. radu, 4. hranica tektonického zošupinate- |
| nia pásma fylonitov 5. línia plochého násunu, | nia 6. geologická hranica skutočná (a) a predokla- |
| 6. geologická hranica skutočná (a) a predokla- | daná (b), 7. smer a sklon sekundárnej bridličnatosti masívu, 8. zlom, 9. smer a sklon bridličnatosti a sekundárnej bridličnatosti. |



Podľa predbežných poznatkov karbón a vyššie mezozoické série nezasahujú za líniu nasunutia zón, môžu teda patriť sedimentačnej oblasti chočského subtatranského mezozoika alebo ešte vyššieho.

V. Karpatská tektonika vo vzťahu k neoidnému plutonizmu a zrudneniu vo vepridách

S dokazovaním karpatského veku hrončockej intrúzie (Kubíny 1953, 1954) vynára sa aj vážny problém otázky plutonizmu a metalogenézy vo vepridách. Doteraz bol tento problém spracovaný len v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Po podrobnom štúdiu vystupovania hrončockého intruzívneho telesa, hlavne vo vzťahu k tektonometamorfným pochodom vepridného kryštalínika môžem tvrdiť, že hrončocká intrúzia použila tektonickú líniu, ktorá hrala významnú úlohu vo funkcií karpatského vrásnenia. Granitická intrúzia vznikla do karpatských odlišne dislokačne metamorfovaných kryštalických bridlíc. Okrem toho na niekolkých miestach som zistil kontaktné rohovcové ruly.

Porovnávacím štúdiom som zistil, že granity hrončockej intrúzie sa aj po petrografickej stránke veľmi podobajú niektorým špišsko-gemerským granitom, napr. granitom od Hnilca. Tieto aj niektoré ďalšie dôkazy ma oprávňujú predpokladať, že môže ísť o spoločný magmatický pôvod so žulami Spišsko-gemerského rudohoria.

Dalej je nápadné, že v blízkosti mohutných tektonických línií rozhrania severných vepridných zón sa nachádza množstvo rudných žíl a malých rudných výskytov, ako napr. Fe, Cu rudy Ľubietovského Vepora, Osrblia, Krámu, pri Čiernom Balogu, Pb, Fe nepatrné zrudnenie vo verukánskych porfyroidoch doliny Volchovo juhovýchodne od Polomky, žilovina s hematitom juhozápadne od Heľpy, neurčité zrudnenie v okolí Hájnice.

Všetky uvedené výskytu vzhľadom na smery porúch (puklín), na ktoré sa viažu, hovoria v prospech neoidného zrudnenia. Za predpokladu hĺbkovej existencie rozsiahleho intruzívneho žulového telesa, ktoré vysielalo do vyšších častí karpatského horstva hypoabysálne žulové telesá, možno metalogenézu niektorých práve spomínaných ložiskových výskytov viazať na karpatský, pravdepodobne laramický magmatizmus.

Tento nadhodený problém bude si vo vepridách vyžadovať súborné geochemické štúdium rudných ložísk a rudných výskytov zároveň s detailným mapovaním dôležitých území.

Súhrn

Geologickým mapovaním širokého okolia Fabovej hole na juh od rieky Hrona boli doplnené a získané nové poznatky z geológie vepríd.

Granodioritový masív zmapovaného územia predstavoval v predvrchnokriedovom vývinovom procese čiastkovú klenbu rozsiahleho vaporidného plutónu. Intrúzia vaporidných granodioritov sa odohrala od severu k juhu, pričom granodioritická magma spôsobovala v kryštalickom plášti premenu kontaktnú a granitizačnú. Produkty kontaktnej metamorfózy nachádzajú sa v severnom a severozápadnom ohraničení granodioritového masívu Fabovej hole, granitizačná metamorfóza — migmatizácia — uplatnila sa v južných a juhozápadných častiach masívu.

Karpatskými horotvornými pochodom bol granitoidný masív Fabovej hole vyvrásnený ako súčasť zóny Královej hole a bol dislokačne nasunutý na severnejšiu tektonickú jednotku — zónu krakovskú. Väčšia časť masívu je dislokačne zbridličnená až fylonitizovaná. Plochy neobridličnatosti majú mierne sklonky, z čoho sa dá usudzovať, že zbridličnenie masívu spôsobovali hlavne tlakové a pohybové účinky subtatranských mezozoických más.

V kryštaliku krakovskej zóny bola konštatovaná rozsiahla redukcia týchto tektonických pásiem ako samostatných tektonických jednotiek: pásmo fylonitov, pásmo „svorových diafitoritov“ a pásmo kremítých pararúl južne a juhozápadne od Pohorelej.

Z krakovského kryštalika, z územia južne od Hrona bola pri karpatských horotvorných pochodoch prevrásnená väčšia tektonická šupina dislokačne metamorfovaného kryštalika zo severu na juh čiastočne na královoholské kryštalikum. Pomenoval som ju „polhorská tektonická šupina“.

Do vnútornej štruktúry krakovského kryštalika je v blízkosti Hrona medzi Polomkou a Helpou vovrásnený pruh verukána so sedimentárnymi a efuzívnymi členmi.

Južne od Heľpy v okolí vrcholového bodu Hájnice leží príkro k severu skloňené mezozoikum, ktoré pozostáva hlavne zo spodnoverféniských kvarcitolov a z útržku strednotriásových dolomitov a vápencov. Toto mezozoikum predstavuje pravdepodobne južné krídlo synklinálnej horehronskej depresie. Mezozoikum nepresahuje cez líniu nasunutia zón a aj ostatné náznaky hovoria, že ide o pôvodný mezozoický obal krakovského kryštalika.

Karbón a mezozoikum muránskej planiny je plocho nasunuté na královoholské kryštalikum. Karbónske vápnité bridlice s polohami ankeritizovaných dolomitov siahajú až po opustenú hájenku v Rakovej doline. Ďalej na juh vystupujú najprv verféniske kvarcity a bridlice červených farieb a nad nimi v ďalšom južnom priebehu ležia biele, pravdepodobne strednotriásové vápence, priamo na granodioritovom masíve.

Intruzívne porfyroidy v krakovskej zóne sa viažu na neskorogénnym magmatizmus varískeho intruzívneho cyklu. Granodiority spolu s kremítymi porfyritmi a porfyroidmi predstavujú asi jeho záverečnú intruzívnu fázu. Ak efuzívne porfyroidy verukána kladieme do súvislosti s intruzívnymi porfyritami a granodioritmi

až kremítými dioritami kraklovskej zóny, potom intruzívna fáza sa odohrala až v perme.

Línia nasunutia zón mohla byť významnou magmatickou výstupovou cestou. Po nej vnikla granitická intrúzia hrončocká. V neogéne sa sprievodne s jej priebehom na niektorých miestach vyliali na povrch andezitové lávy autometamorfovaných andezitov biotitických. V kráľovoholskom kryštalíniku sa odohrali len menšie andezitové výrony tej istej vulkanickej fázy.

Zrudnenie sa nachádza aj v blízkosti priebehu tektonických linií prvého radu, ale aj vo vnútri kraklovskej a ľubietovskej zóny a ďalej k severu v tatriidách nízkotatranského kryštalínika. Časť zrudnenia sa môže viazať v hlbke na predpokladané intrúzie typu Hrončok. Hrončocká intrúzia je komagmatická s intrúziami gemeridnými a je súčasťou rozsiahleho karpatského plutónu, ktorý vychádza na povrch len spomínanými intruzívnymi telesami v gemeridách a vo veporidách.

12. IV. 1957

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Beudant F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie. Parjs. —
- [2] Fritsch W., 1953: Die Gumpeneckmarmore. Mitt. d. Mus. f. Bergbau, Geol. u. Technik. Graz. — [3] Fritsch W., 1953: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefer. Graz. — [4] Hauer F., 1875: Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntniss der Bodenbeschaffenheit der Österr.-ung. Monarchie. Wien. — [5] Kamenický J., Kamenický L., 1955: Gemeridné granite a zrudnenia Spišsko-gemerského rudoohoria. Geol. práce, Zošit 41. Bratislava. — [6] Kettner R., 1937: Geologická stavba severního svahu Králové hole v okolí Lipt.-Tepličky. Rozpr. II. tř. Čes. akad. XLVII, 7. Praha. — [7] Kordiuk B., 1941: Junge Granite und Vererzung des Slowakischen Erzgebirges. Zbl. f. Min. Geol. u. Pal. Stuttgart. — [8] Kubíny D., 1954: Niekolko poznámok ku geológii koreňových zón subtatranských príkrovov na juh od Brezna. Geol. práce, Zprávy 1. Bratislava. — [9] Metz K., 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steierischen Grauwackenzone. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. — [10] Nytko - Bochenńska J., 1950: Przyczynki do petrografii górnictwa Hnileckich (Spisko-gemerskich). Roczn. pol. tow. geol. Krakow. — [11] Ončáková P., 1955: Petrografia a petrochémia gemeridných žul. Geol. práce, Zošit 39. Bratislava. — [12] Poubara Z., 1951: Geologie ústřední části Muránské plošiny. Sbor. ÚÚG 18. Praha. — [13] Poubara Z., 1951: Olověno-zinkové rudy ze severního úpatí Muránské plošiny (střední Slovensko). Rozpr. II. tř. Čes. akad. Praha. — [14] Schönenberg R., 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Ztschr. d. Geol. Ges. 99. Stuttgart. — [15] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. — [16] Ulrich F., 1936: Vzácná nerostná paragenese z Koterbachů na Slovensku. Bratislava. — [17] Vachtel J., 1937: Žula od Hnilce na Slovenském Stredohoří. Sbor. št. ban. múzea D. Štúra v B. Štiavnci. — [18] Zubek V., 1953: Tektonika Horehroní a její vzťahy k vývěru minerálních zřídel. Věst. SGÚ. Praha. — [19] Zubek V., 1936: Poznámky o kryštalíniku Západ. Karpat. Věst. SGÚ XII, 207. Praha. — [20] Zou-

bek V., 1953: Předběžná zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohoří. Sbor. ČSAV. Praha. — [21] Zoubek V., Górek A., 1953: Předběžná zpráva o výzkumu mesozoika v okolí Helpy. Věst. ÚUG. XXVIII. Praha.

DUŠAN KUBINY

BEMERKUNGEN ÜBER DIE GEOLOGIE, TEKTONIK UND DEN METAMORPHISMUS DER VEPORIDEN SÜDLICH VOM FLUSS HRON

Bei der geologischen Kartierung der weiten Umgebung des Gebirges Fabova hola, südlich von dem Fluss Hron, wurden die bisherigen Erkenntnisse über die Geologie der Veporiden ergänzt und neue Erkenntnisse erworben.

Das granodioritische Massiv des kartierten Gebiets stelle im voroberkreidezeitlichen Entwicklungsprozesse eine Teilwölbung des ausgedehnten veporiden Plutons dar. Die Intrusion der veporiden Granodiorite spielte sich vom Norden gegen Süden ab, wobei das granodioritische Magma in der kristallinen Hülle eine Kontakt- und Granitisationsumwandlung verursachte. Die Produkte der Kontaktmetamorphose befinden sich an der nördlichen Grenze des granodioritischen Massives des Gebirges Fabova hola, die Granitisationsmetamorphose — Migmatitisation — machte sich in südlichen und südwestlichen Teilen des Massives geltend.

Durch die karpatischen gebirgsbildenden Prozesse wurde das granitoide Massiv des Gebirges Fabova hola, als ein Bestandteil der Králova hola-Zone gefaltet und dislozierend auf die nördlichere tektonische Einheit — die Kraklover Zone aufgeschoben. Der grössere Teil des Massives weist eine Dislokationsverschieferung bis Phyllonitisierung aus. Die Flächen der Neoschieferung besitzen mässiges Fallen, woraus man urteilen kann, dass die Verschieferung des Massives hauptsächlich durch die Druck- und Bewegungswirkungen der subtatrischen mesozoischen Massen verursacht wurde.

Im Kristallinikum der Kraklover Zone wurde eine ausgedehnte Reduktion folgender tektonischer Zonen, als selbständiger tektonischer Einheiten, konstatiert: der Zone der Phyllonite, der Zone der „Glimmerschiefer-Diaphthorite“ und der Zone der Quarz-Paragneise südlich und südwestlich von der Gemeinde Pohorelá.

Von dem Kraklover Kristallinikum, aus dem Gebiete südlich vom Flusse Hron, wurde bei den karpatischen gebirgsbildenden Prozessen eine grössere tektonische Schuppe des dislokationsmetamorphytierten Kristallinikums vom Norden nach Süden, teilweise auf das Kristallinikum des Gebirges Králova hola überfaltet. Ich habe sie „Polhoraer tektonische Schuppe“ benannt.

In die innere Struktur des Kraklover Kristallinikums ist in der Nähe des Flusses Hron zwischen den Gemeinden Polomka und Helpa ein Verrucano-Streifen mit sedimentären und effusiven Gliedern eingefaltet.

Südlich von Helpa, in der Umgebung des Scheitelpunktes Hájnice, liegt ein steil gegen Norden fallendes, hauptsächlich aus Quarziten des unteren Werfens und aus einem abgerissenen Teil der mitteltriadischen Dolomite und Kalke bestehendes Mesozoikum. Dieses Mesozoikum stelle wahrscheinlich den linken Flügel der Synklinale der Depression des oberen Hrons dar. Das Mesozoikum reicht nicht über die Aufschiebungslinie der Zonen und auch ihre übrigen. Aneutungen sprechen dafür, dass es sich um die ursprüngliche mesozoische Hülle des Kraklover Kristallinikums handelt.

Das Karbon und Mesozoikum des Gebirges Muránska planina ist auf das Kristallinikum des Gebirges Králova hola flach aufgeschoben. Die karbonischen kalkigen Schiefer mit Lagen ankeritisierter Dolomite reichen bis zum verlassenen Hegerhaus im Tal Rakovská dolina. Weiter

gegen Süden treten zuerst rote Werfener Quarzite und Schiefer auf und über ihnen liegen im weiteren südlichen Verlaufe weisse, wahrscheinlich mitteltriadische Kalke direkt auf dem granodioritischen Massiv.

Die intrusiven Porphyroide der Kraklover Zone binden sich an den spätorogenen Magmatismus des variszischen Intrusions-Zyklus. Die Granodiorite stellen zusammen mit den Quarzporphyren und Porphyroiden wohl seine intrusive Schussphase dar. Wenn wir die effusiven Verrucano-Porphyroide in Zusammenhang mit den intrusiven Porphyroiden und Granodioriten bis mit dem Quarzdiorite der Kraklover Zone stellen, dann hat sich die Intrusionsphase erst im Perm abgespielt.

Die Aufschiebungslinie der Zonen konnte eine bedeutungsvolle Aufstiegbahn des Magmas sein. Längs ihr ist die granitische Intrusion in Hrončok eingedrungen. In Neogen ergossen sich stellenweise während dieser Intrusion die Andesitlaven der autometamorphyierten biotitischen Andesite auf die Erdoberfläche. Im Kristallinikum des Gebirges Králova hola spielten sich nur kleinere Andesitergüsse derselben vulkanischen Phase ab.

Die Vererzung befindet sich auch in der Nähe des Verlaufes der tektonischen Linien ersten Ranges, aber auch im Inneren der Kraklová- und Lubietová-Zone und weiter nach Norden in den Tatriden des Kristallinikums der Niederen Tatra. Ein Teil der Vererzung kann in der Tiefe an die vorausgesetzten Intrusionen des Hrončok-Typus gebunden sein. Die Intrusion in Hrončok ist komagmatisch mit den gemeniden Intrusionen und ist ein Bestandteil des ausgedehnten karpatischen Plutons, der nur durch die vorerwähnten Intrusivkörper in den Gemeniden und Veporiden auf die Erdoberfläche emportritt.

12. IV. 1957.

*Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

ALBÍN KLINEC

GEOLOGICKÉ POZNÁMKY O KRYŠTALINU ŽIARU

(*Nemecké resumé*)

Roku 1956 som robil geologický výskum kryštalinika v pohorí Žiar na strednom Slovensku. Prehľadné geologické mapovanie malo slúžiť k vytvoreniu hrubej predstavy o stavbe tohto masívu a môže vykonať cennú službu aj pri ďalšom podrobnom výskume.

Morfológia a jej vzťah ku geológii

Malé jaderné pohorie trojuholníkového tvaru je obmedzené treťohornými panvami. Na východe je to Turčianska panva, na juhozápade Prievidzká a prípadne i časť Handlovskej na juhu. Styk kryštalinika s treťohornými sedimentmi v týchto panvách je zväčša tektonický — zlomového charakteru.

Kryštalinické útvary Žiaru reprezentované prevažne granitoidnými horninami vystupujú spod mladších útvarov, vytvárajúc ostrouhlý trojuholník, ktorý sa smerom k vonkajšiemu okraju Karpát (severozápadu) vejárovite rozširuje. Zlomy na okraji masívu prebiehajú kolmo k tomuto oblúku.

Druhohorné útvary triasu, jury a kriedy ležia priamo na granitoch (kryštalické bridlice sú zväčša oderodované). Terajší styk druhohôr oproti kryštaliniku je zväčša tektonický. Skutočnosť, že mezozoické útvary sa stýkajú priamo s granitmi, nútí nás predpokladať tu silnú predtriasovú eróziu, ktorá bola schopná denudovať hrubé komplexy kryštalických bridlíc. Zvyšky vlastného kryštalinika (biotitických pararúl), ako aj výskyt pegmatitoidných hornín (ktoré predstavujú vrchnú časť magmatického masívu), zachované v určitých partiach mi umožnili spraviť si predstavu o reliéfe jednak vlastného masívu počas predtriasovej erózie a jednak o jeho vzťahu k susednému pohoriu — Malej Magure a Suchému.

Územie Suchého bolo v tomto období synklinálou. Hrebeň Malej Magury bol plynkou antiklinálou, zatiaľ čo jej východné svahy boli opäť synklinálou. Pohorie

Žiar bolo temer celé vynorené a predstavovalo oblasť silného znosu materiálu, takže hrubé komplexy kryštalických bridlíc, okrem juhovýchodnej časti pohoria, boli už vtedy denudované.

Geologický profil pohorím Žiar v smere pretiahnutia pohoria (SZ – JV) ukazuje nám rozšírenie jednotlivých typov magmatických hornín. Podľa ich rozloženia môžeme tu predpokladať dve predtriasové depresie, čiže oblasti menej intenzívneho odnosu. Os jednej bola v línií Nedožery – Dubové (zachovalé vrchné magmatické fácie). Druhá depresia bola hlbšia a tu sa zachovali aj kryštalické bridlice. Ide o juhovýchodnú časť pohoria ZJJ od obce Sklené. Medzi depresiami bola časť vyvýšená (Nemcovo), ktorá je dnes tvorená horninami hlbších magmatických fácií. Pegmatitov tu temer niet.

Charakteristickým znakom reliéfu v pohorí Žiar je zaoblenosť jeho morfologickej tvarov v centrálnej časti (hlavný hrebeň) a nesúlad týchto tvarov s tvarmi na okraji masívu. Okrajové tvary sú totiž pomerne ostré. Aj táto skutočnosť nám potvrdzuje existenciu mohutnej predtriasovej erózie, ktorá vyrovnila reliéf celého pohoria. K tvarovej diferenciovanej na okraji došlo neskôr v dôsledku popaleogénnych zlomov, ktoré spôsobili väčšie relatívne výškové rozdiely medzi panvami a masívom. V dôsledku týchto zlomov je reliéf na okraji masívu odlišný ako v centre masívu – hrebene sú tu pomerne ostré a údolia hlboké.

Charakteristika reliéfu, ako ju tu uvádzam, platí, pravda, len pre oblasť kryštalika. Terénnne tvary v území budovanom útvarmi mezozoika sú iné – reliéf je tu typicky krasový.

Stratigrafia

Najstaršie horniny vystupujúce v pohorí Žiar sú biotitické pararuly. Nachádzajú sa v juhovýchodnej časti pohoria, v tesnom zväzku s horninami magmatickými. Ide pravdepodobne o staropaleozoické sedimenty flyšoidného charakteru. Sedimentácia týchto bola sprevádzaná výlevmi hornín diabázového charakteru (ofiolitová formácia). Regionálnou metamorfózou boli premenené na biotitické pararuly a amfibolity.

Intrúzia granitov predstavuje mladší stratigrafický člen; diala sa už do regionálne metamorfného komplexu hornín. Jej kontaktný účinok sa prejavil v podobe metasomatického prenikania látok živcového charakteru do kryštalických bridlíc, vytvárajúc tu migmatity. Mladšie paleozoikum nebolo dosiaľ v Žiari zistené.

Druhohorné súvrstvia sú reprezentované útvarmi triasu, jury a kriedy. Nachádzajú sa na juhovýchode a severozápade pohoria.

Paleogén nebol zistený priamo v pohorí Žiar, avšak kotliny na juhu a východe sú vyplnené jeho sedimentmi.

Na paleogéne ležia neogénne usadeniny a výlevy vulkanických hornín. Mlado-

trefohorné vulkanity (prevažne andezity) budujú juhovýchodnú časť Žiaru a predstavujú časť vyvrelín pohoria Vtáčnika.

Sutinové kuželete, aluviálne nánosy a pod. reprezentujú najmladšie útvary.

Stručná petrografická charakteristika hornín, ich rozloženie a vzájomné vzťahy

Kryštalíkum pohoria Žiaru je budované prevažne horninami granitoidného charakteru. V juhovýchodnej časti približne medzi obcami Chreňovec v údolí Handlovky a Sklené v Turci sa nachádzajú aj pararuly.

Styk granitov a pararúl je veľmi intímny. Vo väčšine prípadov ide o poklesnuté kryhy, prípadne komplex pararúl s ložnými pegmatitovými alebo aplítovými žilami (epibolity). Úzky styk týchto hornín je vyjadrený rozličnými typmi zmiešaných hornín.

Najrozšírenejší typ z granitoidných hornín v Žiari je *porfyróvitý dvojslučkový granit až granodiorit*. Zastúpenie draselných živcov a plagioklasov je približne rovnaké. Hornina by teda podľa pomeru živcov odpovedala granodioritu. Muskovit je sice vždy zastúpený, ale len v nepatrnej miere. Prevládajúcou slúdou je biotit. Porfyróvité vyrastlice ortoklasu sú biele, čerstvé, najčastejšia ich veľkosť je 1–2 cm, často sú i väčšie. Vyrastlice obsahujú uzavreté zvyšky starých plagioklasov, predstavujú teda mladšiu generáciu.

Menej rozšírená varieta je *autometamorfovany granit*, ktorý je opäť porfyróvitý. Biotit je chloritizovaný, plagioklasy sú dosť intenzívne albitizované. Vyrastlicou je ortoklas alebo mikroklin. Hornina obsahuje muskovitu viac ako v prvom type, biotit-chlorit však aj tu prevláda. Vcelku vykazuje táto hornina oproti základnému typu väčšie zastúpenie alkalií (K, Na, aj SiO₂).

Veľmi rozšírené sú v Žiari aj *variety pegmatoidné a aplítoidné*. Vystupujú vo vrchných častiach masívu, obyčajne v súvislosti s naším druhým typom. Podľa Michálka (1951) ide o autometamorfné produkty, podľa Ivanova (1956), Zoubka – Kubinyho (1956) ide o mladšiu intrúziu.

Charakteristickým znakom týchto hornín je ich vystupovanie, textúrne a štruktúrne znaky, ako aj mineralogické zloženie, ktoré by odpovedalo žilným horninám pegmatit-aplítom. Nevytvárajú typické žilné útvary, ale telesá prevažne šošovkovitočočného tvaru, pričom sa grupujú obyčajne vo vrchnej časti masívu, kde vytvárajú tzv. okrajové pásmo (Michálka 1951).

Ku genéze týchto hornín ako aj k autometamorfovanému granitu (Michálka 1951) poznamenávam, že styk týchto (autometamorfovaných) a „normálnych“ je v Žiari dosť ostrý. Intímnejší styk ukazujú pegmatoidné a aplítoidné žuly, a to k obom predchádzajúcim typom.

Obohatenie niektorých partií granitov o naposledy kryštalizujúce zložky (alkálie, SiO₂ a plyny) nevyžaduje v každom prípade novú magmatickú fázu. Logickou

úvahou prídeme k uzáveru, že taký fyzikálno-mechanický proces, akor je vnikanie intrudujúcich spúst, ľahko poruší fyzikálne vyrovnaný stav územia, v dôsledku čoho môže dôjsť k vyrovňávajúcim pohybom hlavne v posledných fázach intrúzie, ktoré sa môžu prejaviť v podobe náhlych poklesov alebo zdvihov. Takýto mechanizmus intrúzie predpokladá nahranutie naposled kryštalizujúcich látok do vyzdvihnutých partií (kopulovité vzdutie), kde metasomaticky zatlačí pôvodne kryštalizujúcu horninu. Pri takomto procese môžu vzniknúť dve generácie živcov a tiež mohol byť aj biotit chloritizovaný.

To, že k istému pohybu počas intrúzie došlo, môžeme sledovať i na skôr kryštalizujúcich mineráloch. Napr. biotit býva často protoklasticky sprehýbaný. Aj samy živce poukazujú na istú nezrovnalosť v porušení. Poikilitické zvyšky starších plagioklasov v ortoklase sú vždy viac alebo menej sericitizované, aj keď mladší ortoklas, ktorý ich uzaviera, je celkom zdravý.

Preto možno vznik týchto hornín vysvetľovať aj uvedeným spôsobom.

V juhovýchodnej časti kryštalinika Žiaru vystupujú vyššie spomínané granito idné horniny intenzívne stlačeňé. Vzhľad produktov kinetickej metamorfózy je závislý od východiskovej horniny a od stupňa stlačenia. Porfyravitý granodiorit sa mení po stlačení na horninu podobnú okatej rule; pegmatity aplity sa menia na sericitické bridlice často až mastkového vzhľadu. Vcelku prevláda u týchto hornín deštrukcia nad rekonštrukciou. Rozšírenie stlačených produktov hornín je zjavné na priloženej geologickej mape.

Biotitické pararuly a migmatity vystupujú aj v juhovýchodnej časti žiarskeho kryštalinika. Styk pararúľ so žulami je veľmi intímny. Biotitické pararuly vystupujú v podobe poklesnutých krýh alebo ako plášt, ktorý je ložne spestrený žilami pegmatitov alebo i menšími masívkami pegmatitoidných granitov zväčša konkordantného charakteru s pararulami.

Biotitická pararula je do rozličného stupňa migmatitizovaná, pričom jej základná štruktúra je lepidoblasticá. Biotit je jej podstatným minerálom. Zo živcov je najhodnejší oligoklas. Ortoklas spolu s kyslým plagioklasom reprezentujú v nej ortomateriál.

Amfibol bol zistený len v jednom prípade. Jeho nepatrny výskyt (len v sutine) je na hrebeni západne od kóty 893 — Horenovo. Hornina je tmavo šedo-zelenej farby, drobného zrna, jej rozpad je kusovitý. Minerálne súčiastky sú sausuřitizovaný plagioklas, pleochroický amfibol je hypidiomorfne vyvinutým obyčajným amfibolom. Ďalšou určiteľnou súčiastkou je titanit. Hornina je silne rozrušená.

Krátky prehľad o vystupovaní spomínaných hornín, ako aj o niektorých zaujímavých nálezoch na konci tejto kapitoly prispeje k celkovej predstave o horninách kryštalinika Žiaru.

Základný typ — porfyravitý granodiorit vystupuje v prevažnej miere na severnej strane a hlavnom hrebeni žiarskeho kryštalinika. Pôvodne išlo asi o dvoj-

sľudný granodiorit stredozrnný, pretože jeho porfyrovité vyrastlice (ortoklas) predstavujú druhú generáciu (uzavierajú poikilitické zvyšky starších plagioklasov).

Autometamorfovaný granit vystupuje prevažne v nižších partiách a vo väčšej miere na južnej strane pohoria. Styk oboch typov je pomerne dosť náhly. V doline Besná voda na severnej strane pohoria som pozoroval v menšom žulovom lome šošovkovité útvary granitu s ružovkastými ortoklasmi a chloritom v granodiorite, kde zrno bolo strednej veľkosti a ortoklasové vyrastlice boli menšie biele. Biotit nebol chloritizovaný.

Pegmatitoidné a aplitoidné variety sú mineralogicky najpestrejšie. Vyskytujú sa vo vrchných častiach magmatického masívu ako telesá vytvárajúce tu pásmo, ba prenikajú aj do komplexu kryštaličkých bridlíc hlavne v podobe konkordantných žil. Takýto komplex zmiešaných hornín označujem v zmysle klasifikácie J u n g – R o c q u e s a (1952) ako epibolity.

Spomenút mi treba v súvislosti s týmto typom hornín nález D. Štúra r. 1860, ktorý v nich našiel beryl.

V tomto type hornín je najhojnnejšie zastúpený šedý mikroklín. Ostatné variety hornín obsahujú mikroklín v miere oveľa menšej.

Tektonika

Pohorie Žiar prekonalo dva horotvorné cykly: hercynský horotvorný pochod (útvary predtriasové); alpsko-karpatský horotvorný pochod (všetky útvary). Hercynský horotvorný pochod môžeme študovať len na granitech a pararulách.

Po hercynskej regionálnej metamorfóze (až katazonálneho charakteru) došlo k intrúzii. Na konci hercynského pochodu sa územie vyzdvihlo a tak sa vytvorili predpoklady pre mohutnú predtriasovú eróziu. Kedže erózia nebola v celom území kryštalínika rovnako silná, čo sa prejavilo v zachovaní určitých typov hornín, predpokladám zvlnený povrch. O tom sa však zmieňujem už vo vyššej kapitole.

Transgresívne členy triasu sedimentujú už priamo na odkrytú magmatickú horninu. Dnešný styk druholôr je zväčša tektonický. Na juhovýchode sa s granitmi stýkajú kryhy druholôr zvrásnené spolu s kryštalínikom. Druhohorné útvary sú ešte priečne (v smere S – J) popretinané zlomami. Aj na severozápade ležia druholory tektonicky na kryštalíniku.

Záver

Geologický výskum kryštalínika Žiaru priniesol niektoré nové poznatky o paleogeografii pohoria predtriasovej erózie. Podla zachovaných zvyškov, typických pre určité partie kryštalického masívu, a tiež podľa morfologických tvarov rekonštruujem totiž povrch v tomto období.

V granitoidných horninách Žiaru som vyčlenil variety, ktoré sú typické aj pre

iné naše masívy. Ide o „autometamorfované granity“ (metasomaticky zatlačené granity), resp. mladé intrúzie, ktorých vznik si vysvetľujem poklesmi alebo zdvihmi počas intrúzie. Impulz ku kopolovitému vzdutiu bol mechanický — vyrovanie tlakov. Ešte neutuhnuta hornina bola potom v tejto pozícii metasomaticky zatlačená a obohatená o naposledy kryštalizujúce zložky (alkálie, SiO₂ a plyny).

LITERATÚRA

- [1] Čermák J., 1866: Die Umgebung von Deutsch Proben an der Neutra mit dem Žiar und Malá Magura—Gebirge. JGRA XVI, 135. Wien. — [2] Fiála F., 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žiarského pohoří. Sbor. prír. odb. Slov. vlastiv. múzea v Bratislave. — [3] Jung — Rocques, 1952: Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophyliennes. Bull. du Serv. de la Carte Géologique de la France. — [4] Ivanov M. — Kamennický L., 1956: Krystalinikum Malej Fatry na gen. liste Ban. Bystrica. Záver. zpráva, Bratislava. — [5] Michalík A., 1953: Brzežna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej. Warszawa. — [6] Stúr D., 1860: Aufnahmen im Wasser Gebiete der Waag und Neutra. 105. Wien. — [7] Toborffy Z., 1918: Die Granite und kristallinischen Schiefer der Inovec-, Zobor-, Tribecz und Žiar-Gebirge. Wien. — [8] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpaten (Malá Magura). Wien. — [9] Vettér H., 1909: Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Malá Magura in Oberungarn. Wien. — [10] Zubek V. — Kubíny D., 1956: Predbežná zpráva o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. práce, Zprávy 9.

ALBÍN KLINEC

GEOLOGISCHE NOTIZEN ÜBER DAS KRISTALLINIKUM DES GEBIRGES ŽIAR

Das kleine Kerngebirge Žiar wird vom Nordosten durch das Turiec-Becken, vom Südwesten durch das Prievidza-Becken und teilweise vom Süden auch durch das Handlová-Becken umgeben. Der Kontakt des Kristallinikums mit diesen Becken weist grösstenteils einen Bruchcharakter aus. Am Rande des Massivs verlaufen die Brüche annähernd senkrecht zum äussersten Karpatenbogen (NW).

Mit Rücksicht darauf, dass die mesozoischen Gebilden unmittelbar auf den Graniten liegen, setze ich im Gebirge eine mächtige vortriatische Erosion voraus, die die kristallinen Schiefer abgetragen hat. Nach den Überresten der kristallinen Schiefer, der oberen Fazies des magmatischen Massivs (pegmatitischer Granite), die in bestimmten Partien des kristallinen Massives vorkommen, habe ich die Oberfläche während der vortriatischen Erosion rekonstruiert.

Das Kristallinikum des Gebirges Žiar wird durch folgende Gesteine gebaut:

1. porphyrischer Zweiglimmergranit bis Granodiorit,
2. autometamorphierter Granit, der grösseren Alkalien- und Quarzgehalt ausweist,
3. pegmatitische und aplitische Granitvarietäten,
4. biotitische Paragneise, Migmatite und Amphibolite,
5. dynamometamorphe Produkte der kristallinen Gesteine, die überwiegend im südöstlichen Teil des Kristallinikums vorkommen. Das Aussehen derselben richtet sich nach dem Ausgangsmaterial und dem Pressungsgrad.

Das Gebirge hat zwei gebirgsbildende Prozesse überwunden: den herzynischen (die vortriadischen Gebilde) und den alpinisch-karpatischen (alle Gebilde). Auf den alten, gefalteten und denudierten Untergrund des Kristallinkums lagert sich das Mesozoikum diskordant und transgressiv ab. Der heutige Kontakt des Mesozoikums mit dem Kristallinkum ist nur teilweise ursprünglich, grösstenteils ist er tektonisch. Am südöstlichen Fuss ist das Mesozoikum teilweise in das Kristallinkum hineingefaltet und durch die nachpaläogenen Brüche noch quer zerschnitten.

13. IV. 1957.

*Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

ALBÍN KLINEC

KRYŠTALNIKUM SEVEROVÝCHODNEJ ČASTI MALEJ MAGURY

(*Nemecké resumé*)

Roku 1956 som robil geologický výskum kryštalnika severovýchodnej časti Malej Magury. Zmapované územie zaberá plochu 50 km^2 , pričom hranicu na východe tvoria treťohory, južnú hranicu údolie Kanianky a západnú hlavný hrebeň Malej Magury. Severnú hranicu tvoria druhohory. Územie na západ a juh od tejto hranice spracovával súčasne M. Ivanov.

Najvýchodnejšia časť magurského kryštalnika pokračuje až za údolie rieky Nitry a patrí orograficky pohoriu Malej Fatry. Geologicke sú však obe pohoria jednotné.

Morfológia

Pohorie Malá Magura sa po morfologickej stránke zjavne líši od susedného Žiaru na východe. Zatiaľ čo Žiar je pomerne nízky, s terénnymi tvarami poukazujúcimi na dlhodobé silné pôsobenie rušivých činitelov, Malá Magura je morfologicke omnoho pestrejšia. Hlboké údolia, strmé svahy, väčšia nadmorská výška, ako aj drobné terénne tvary sú priamym protikladom susedného Žiaru (pozri A. Klinec, Geologické poznámky o kryštaliku Žiaru 1957). Aj keď existujú tieto vonkajšie odlišné znaky a aj určitá odlišnosť v niektorých typoch hornín, príbuznosť oboch masívov je predsa zjavná. Hlavnou príčinou, ktorá tu spôsobuje isté rozdiely, je nerovnaké pôsobenie predtriasovej erózie pohorie Žiar predstavovalo v tomto období viac vynorenú antiklinálu, takže kryštalické bridlice sa tu zachovali len v malých zvyškoch. Územie Malej Magury je však aspoň na 50 % tvorené kryštalickými bridlicami. Je preto jasné, že erózia tu nepokročila tak ďaleko ako v Žiari. Keďže kryštalické bridlice sú v severovýchodnej časti pohoria poväčšine príkro uklonene, terénne tvary, ktoré sa riadia podľa nich, sú tiež ostré.

Zaujímavý je tiež výskyt veľkého množstva zaokrúhlených balvanov východne

od obce Chvojnice (pri vyústení Chvojnického potoka z údolia) asi 3 km západne od Nitr. Pravna. Ide tu o fluvioglaciálne náplavy Chvojnického potoka. Materiál náplavov sa nachádza na ploche aspoň 1 km dlhej, 300 – 400 m širokej a dnes tvorí valy rôznorodého, prevažne kryštalického materiálu. Veľkosť balvanov je zväčša 20 x 30 cm, sú však i väčšie až do pol metra. Nanesené náplavy vystupujúce v podobe valov 5 m vysokých, 30 – 40 m širokých sú dnes prerušené menšími alúviami. V najširšom alúviu teče dnes Chvojnický potok. Inými alúviami preteká voda len za vysokého stavu (na jar alebo v období silných, dlhšie trvajúcich zrážok). Fluvioglaciálne nánosy predpokladajú v dobe zaladenie aspoň menší horský ľadovec. Domnievam sa, že takýto existoval na severnej strane Magury.

Pohorie Malej Magury je dávno známe výskytom rúd, ktoré sa tu ťažili hlavne v starších časoch. Nemeckí osadníci sa temer výlučne zaoberali baníctvom. Ťažili tu zlato, strieborné olovené a zinkové rudy. Súčasne s ťažbou na známych rudných výskytoch robili rozsiahle kutacie práce v celom pohorí.

O poznanie geologickej stavby pohoria sa zaslúžili známi geológovia z Rišského geologickejho ústavu vo Viedni (Štúr, Stache, Hauer, Andrian, Veters) a neskôr i maďarskí geológovia (Ferenczy, Kulczár, Schréter, Toborffy, Vigh a iní). Výskumom druholhorných útvarov zaobral sa potom Matějka, Andrusov a severovýchodnú časť mapoval Húsenica. Druholhorné útvary listu Zliechov spracoval Mahel. Kryštalíkum na tomto liste zmapoval Kuthan.

Stratigrafia

Najstaršími horninami Malej Magury sú kryštalické bridlice, dnes regionálne a kontaktne metamorfované až na horniny katazóny — biotitické pararuly a migmatity. Pôvodným východiskovým materiálom týchto hornín boli ilovito-piesčité sedimenty flyšoidného charakteru, komplex ktorých bol spestrený výlevmi hornín diabázového charakteru.

Stratigraficky mladší člen predstavujú intruzíva granitoidných hornín zastúpených granitoidmi a granitmi.

Mezozoikum je zastúpené horninami triasu, jury a kriedy. Začína prevažne všade kremencami až zlepencami spodného triasu, pričom ich styk s kryštalíkom je diskordantný a dnes zväčša tektonický.

Treťohorné usadeniny paleogénu a neogénu vypĺňajú kotlinu medzi pohorím M. Magury a Žiaru.

Okrem sutinových kužeľov, menších zvyškov terás a aluviálnych nánosov potokov nachádzajú sa pri vyústení potoka z Chvojnickej doliny fluvioglaciálne náplavy, ktoré patria starším štvrtohorám.

Stručná charakteristika hornín severovýchodnej časti malomagurského kryštalínika

Približne rovnakou mierou ako kryštalické bridlice s migmatitmi zastúpené sú aj horniny granitoidného charakteru. Kryštalické bridlice sú zastúpené:

Biotitickými pararulami, ktoré sú zväčša jemnozrnné, šedej farby. Niektoré ich partie sú dokonale bridličnaté, iné (menej často) neusmernené, vzhľadu rohovcovitého. Temer v celom území je v nich v rozličnej forme zastúpený ortomateriál. Najhojnnejšou súčiastkou tejto horniny je biotit. Jeho veľkosť je najčastejšie 1–2 mm. Migmatitizované typy majú však biotit rekryštalizáciou zväčšený až do 0,5 mm. Svetlé súčiastky v nemigmatitizovaných typoch sú pre svoju nepatrnu veľkosť makroskopicky neurčiteľné. Textúra horniny je usmernená. Štruktúra biotitických pararúl je lepidoblastická, porfyroblastická alebo aj rohovcová. Hlavnou súčiastkou je aj pod mikroskopom biotit, muskovit je prítomný len sporadicky. Zo živcov je prítomný oligoklas až andezín. V malej miere je zastúpený aj kremeň. V niektorých prípadoch bol zistený silimanit. Väčšie zrná kremeňa a kyslejšieho plagioklasu, ktoré sa v hornine vždy prejavia, patria už ortozložke.

Zjavy migmatizácie biotitických pararúl, ako aj žily pegmatitov alebo aplitov v pararulách sú v malomagurskom kryštalíniku veľmi hojné. Spomína ich už Uhlig (1903), poukazujúc na rôzne príklady intruzívneho mechanizmu.

Krásne ukážky migmatizácie po vrstvách, kde sa parazložka a ortozložka strieda v 1 až 2 mm polohách, ptygmatitické zvrásnenie horniny, ako aj zjavy zatlačovania paramateriálu ortomateriálom sú veľmi hojné. Minerálne zloženie ptygmatiticky vrásneného migmatitu zo Schmitshajer Koppe severovýchodne od Chvojnice je: undulózny kremeň, ortoklas, kyslý – bázický oligoklas, biotit, muskovit, akcesorický je: silimanit, granát, zirkón, apatit, opaktný je: magmatit a hematit, druhotné minerály: sericit, epidot a chlorit.

Amfibolity vystupujú v podobe konkordantrých telies v biotitických pararulách. Najväčšie ich rozšírenie je v okolí obce Chvojnice. Menšie výskyty sú však aj inde v mapovanom území. Ide o tmavošedú až zelenkastú horninu, mechanicky veľmi odolnú. Minerálne súčiastky sú: obyčajný amfibol, silne rozložené živce, kremeň, ktorý je mladší a koroduje amfibol, magnetit, hematit, pyrit. Amfibolity sú v niektorých prípadoch nastrieknuté mladším ortomateriálom. Materiál týchto partií obsahuje kremeň, ortoklas, mikroklin a oligoklas.

Popri amfibolitoch (severne od Chvojnice) vystupuje svetlejšia hornina rohovcovitej štruktúry, ktorá obsahuje v najhojnnejšej miere drobný kremeň, ďalej andezín, slabo pleochroický až číry amfibol, asi tremolit alebo druhotný aktinolit a hojný zirkón. Hojné sú tiež zrniečka pyritu.

Obyčajne v súvislosti s amfibolitmi alebo v ich blízkosti vystupujú na niektorých miestach dokonale bridličnaté sivé horniny, ktorých vzhľad i vetranie je typické pre Fe rudy. Textúra týchto hornín je usmernená, štruktúra je lepidoblas-

tická. V najhodnejšej miere obsahujú drobný, silne undulózny kremeň, rozvetralý minerál, pravdepodobne karbonát, dobre vyvinutá svetlá sluda. Hojný je magnetit a hematit, ktoré spolu tvoria 10–12 % horniny. Najväčší ich výskyt je severozápadne od obce Chvojnice. Vznik týchto hornín by sme mohli spájať s efúziami diabázov ofiolitovej formácie. Sú rozhodne staršie ako intrúzia granitov, lebo pegmatitové žily ich pretínajú. Domnievam sa, že ide o submarinné výrony plynov a roztokov, podobne ako na typoch Lahn—Dill.

G r a n o d i o r i t až k r e m i t ý d i o r i t je v mapovanom území veľmi rozšírenou granitoidnou horninou. Ide o horninu, ktorá by sa svojím minerálnym zložením a štruktúrou najviac blížila džumbierskemu granodioritu. Obsahuje však veľké množstvo šmúh a krýh biotických pararúl. Nachádza sa prevažne v západnej časti mapovaného územia pozdĺž hranice mezozoika.

Farba horniny je svetlá, hlavne u variet bohatších biotitom, šedá. Textúra horniny je všeobecne zrnitá, dosť časté sú však aj textúry usmernené, hlavne v blízkosti biotických pararúl. Blízkosť pararúl sa vždy prejaví pribúdaním biotitu. Štruktúra horniny je hypidiomorfne zrnitá. Makroskopické súčiastky horniny sú: kremeň, živec a biotit. V mikroskope je kremeň undulózny, alotriomorfne vyvinutý. Zdravý, číry ortoklas zatláča plagioklas, ktorý býva zväčša slabo sericitizovaný. Meranie plagioklasov podľa symetrickej zóny ukázalo, že ide o bázický oligoklas až andezín. Farebnou súčiastkou popri tabakovohnedom (β , γ) biotite je obyčajný amfibol (zelený). Ďalšou súčiastkou je titanit, chlorit, epidot, ďalej veľké zrnká apatitu a zirkón. Zonálnym slabo pleochroizujúcim minerálom je asi ortit, ktorého vonkajšia zóna sa približuje pestrými interferenčnými farbami epidotu.

S v e t l é s t r e d n o z r n é g r a n i t y a p e g m a t i t y sú variety bohaté alkáliami. Tieto horniny predstavujú jeden genetický typ. Sú kvantitatívne najviac zastúpenou granitickou horninou. Ich farba je svetlá s odtieňmi k farbe pleťovožltej. Textúra hornín je všeobecne, štruktúra hypidiomorfne zrnitá. Blízkosť kryštalických bridlíc sa aj u nich často prejavuje usmernením slúd. Veľkosť minerálnych súčiastok (okrem mikroklinových fácií) a hrubozrnných pegmatitov sa pohybuje najčastejšie od 0,3 až 0,5 mm. Často sú tieto granite obohatené o šedý mikroklin, ktorý vystupuje buď ako drobný minerál, presycujúci celú horninu, alebo môže vystupovať v podobe 3–4 cm veľkých zín, napr. v Porubskej doline západne od k. 529 m pri ceste a inde. Aj tieto granite obsahujú veľké množstvo poklesnutých krýh biotických pararúl, proces migmatitizácie nie je však tak intenzívny ako vo vyššie spomínanom type.

Minerálne súčiastky svetlých granitov a pegmatitov sú: kremeň, ortoklas, mikroklin, albít, oligoklas, mikroklin-pertit, muskovit, biotit, granát, zirkón a apatit; dosť časté druhotné minerály sú epidot, chlorit, sericit, kaolinit a opaktný hematit. V týchto typoch sa miestami vyskytuje vejárovitý muskovit a písmenkové prerasty kremeňa a živca.

M e l a n o k r a t n ý d i o r i t nachádzajúci sa v Porubskej doline asi 1 km

západne od obce Poruba je tmavá, strednozrnná až hrubozrnná hornina s makroskopicky určiteľným, amfibolitom, biotitom a živcom. Pod mikroskopom je amfibol zelený až slabo žltý, sausuritizované živce, biotit je zachovaný v reliktoch v amfibole. Ďalšou súčasťou je titanit, magnetit, apatit, epidot a chlorit. Diorit z doliny Kamenistej (Steinseifen) zjz. od Chvojnice obsahuje viac biotitu a prítomný je aj kremeň. Aj v tejto hornine je prítomný titanit, epidot, chlorit a sausurit.

K stručnej charakteristike hornín malomagurského kryštalínika pripojujem ešte niekoľko poznámok o rozložení a vystupovaní spomínaných hornín. Biotitické pararuly sú temer v celom území preniknuté ortomateriálom, ktorý sa v nich uplatňuje v rozličnej forme. Typické migmatity arteritického typu sú najkrajšie v centrálnej časti (Kamenistá dolina, územie severne od hrebeňa Magury a menej v širšom okolí Chvojnice). Východné svahy Magury, ktorých pozícia by odporudala krídlam antiklinály (územie na sever a západ od obce Poruba), sú typické biotitickými pararulami, v ktorých ortomateriál vystupuje v najväčšej miere v podobe konkordantrých žíl pegmatitov a aplitov, prípadne ložných masívov. Takýto komplex hornín označujem v zmysle klasifikácie J u n g — R o c q u e s a (1952) ako epibolity. V území širšieho okolia Chvojnice sú zastúpené arterity a žily pegmatitov alebo aplitov približne rovnakou mierou. Severnejšie od Chvojnice na západ a severovýchod od obce Tužiná vystupuje ortomateriál v komplexe biotitických pararúl, jednak vo forme konkordantrých žíl, jednak v podobe malých masívov svetlých granitov.

Niektoré partie biotitických pararúl, hlavne v centrálnej časti masívu na k. 1162 m v doline Kamenistej, v údolí Kanianky a inde majú vzhľad drobnozrnných biotitických granitov. V nich sa v hojnej miere uplatňuje i ortomateriál.

Kryštalické bridlice vystupujú v študovanom území v dvojakej forme: 1. ako zvyšky v podobe plášta, 2. v podobe poklesnutých krýh priamo v granitoidných horninách. Granitoidné horniny ukazujú často príznaky asimilácie rúl (k. 1162 m, Zadný Hundsaifen, Haidlberg). Tieto výskyty poukazujú na jeden priebežný smer SV — JZ. Domnievam sa, že tu ide o čiastkovú synklinálku, načo by poukazovala aj bridličnosť v teréne.

Svetlé fácie granitov s prevážnym odsahom K živcov, najmä pegmatity sa nachádzajú v centrálnej oblasti. Tvoria hrebeň Malej Magury, Predný Hundsaifen a územie sz. od Chvojnice a ďalej na sever, kde budujú okrajové pásmo vlastného magmatického telesa. V inej forme (v podobe žíl a ložných masívov) vystupujú v komplexe kryštalických bridlíc.

Tektonika

Kryštalíkum Malej Magury sa vynára spod mladších útvarov (treťohôr na východe a druholôr na západe), tvoriac antiklinálu pretiahnutú v smere S — J. V severnej časti sa antiklinála stáča k severovýchodu.

Aj keď je vyzdvihnutie pohoria mladšieho dátá — popaleogénne zlomy, predsa môžeme starú stavbu pohoria vidieť zo zbridličnenia kryštalických bridlíc, ktoré je výsledkom regionálnej metamorfózy varískej. Kryštalické bridlice boli pôvodne sedimentom ílovito-piesčitého charakteru, načo by poukazoval dnešný metamorfný produkt — biotitické pararuly.

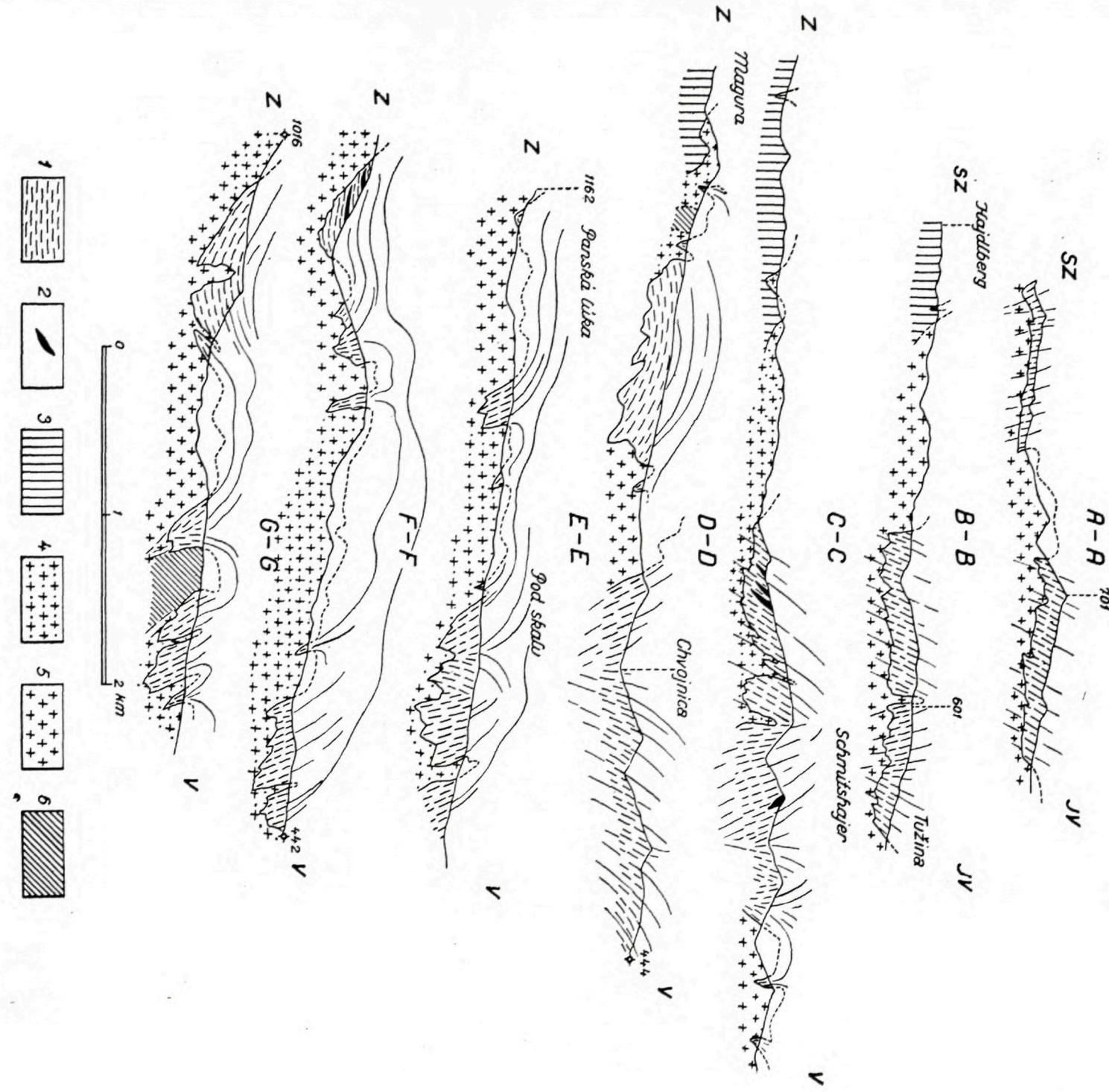
Sedimentácia bola sprevádzaná výlevmi hornín diabázového charakteru — ofiolitová formácia. Spôsob ich terajšieho vystupovania v podobe konkordantných polôh amfibolitov poukazuje na to, že výlevy boli plošne dosť rozsiahle, doskovitého tvaru, zhodné s vrstevnatostou. Keďže bridličnosť v teréne je s amfibolitmi zhodná, môžeme usudzovať, že pôvodná vrstevnatosť je s mladšou bridličnosťou tiež zhodná.

Tento sedimentárno-vulkanický komplex hornín bol prevrásnený a regionálne metamorfovaný, pravdepodobne už pôvodne do katazonálneho stupňa. V území sa vytvárajú zretelnejšie antiklinály a synklinály, ktoré sa v ďalšom vývoji pohoria stále uplatňujú, zdôrazňujú a komplikujú mladšími. Metamorfné a tektonické pochody, ako aj intrúzia žúl, ktorá ich sledovala, sú odrazom vyvrásňovania sa hercynskej geosynklinály. V pohorí Malej Magury vytvorila sa na mieste dnešného hlavného hrebeňa antiklinála, ktorá pôsobila v ďalšom vývine ako klenba. Túto starú stavbu si dnes môžeme overiť podľa tu vystupujúcich magmatických hornín, ktoré sú typické pre okrajové partie hlbinných hornín. Z pôvodných synklinálnych častí vytvorili sa už počas intrúzie hlboké úzke zóny, poväčšine s ostrovztyčenými kryštalickými bridlicami. Ako môžeme sledovať na priloženej mape bridličnosťi, vytvárali sa tu tlakové centrá, ktoré sa k severu vejárovite roztvárali. Dve takéto som zistil západne od Poruby. Podobné môžeme pozorovať východne od Chvojnice a tiež západne od obce Tužiná. K tejto stavbe poznamenávam, že vejárovité štruktúry na okraji masívu sú asi neskoršími tlakmi od juhovýchodu deformované v tom zmysle, že sklon ich osi je k východu s vergenciou k centru masívu, teda k západu.

Západne od obce Chvojnica môžeme pozorovať starú klenbu, ktorá ukazuje tendenciу slabého posunu k SZ. K tejto stavbe tiež poznamenávam, že bola priaznivým prostredím pre vnikanie rudných roztokov, keďže najväčší počet rudných výskytov sa viaže práve na túto štruktúru.

Severozápadná časť mapovaného územia pozdĺž hranice mezozoika v smere JZ — SV (magura-Haidlberg-Standseif Rigel) ukazuje sa ako plytká synklinála. Vystupuje tu množstvo krýh biotitických pararúl, ktoré sú poklesnuté v intruzívnej hornine.

Na okraji pohoria asi v polovičnej vzdialosti medzi obcami Tužiná — Chvojnica rysuje sa menšia antiklinálka, v ktorej vystupujú svetlé granite. Geologické štruktúry tu modifikujú čiastkovú „b“ os, ktorej smer je S — J. Môžeme ju sledovať už len na kratšiu vzdialenosť, lebo je popretínaná priečnymi zlomami, ktoré túto pôvodnú stavbu komplikujú. Smer hlavnej „b“ osi v mapovanom území je S — J,



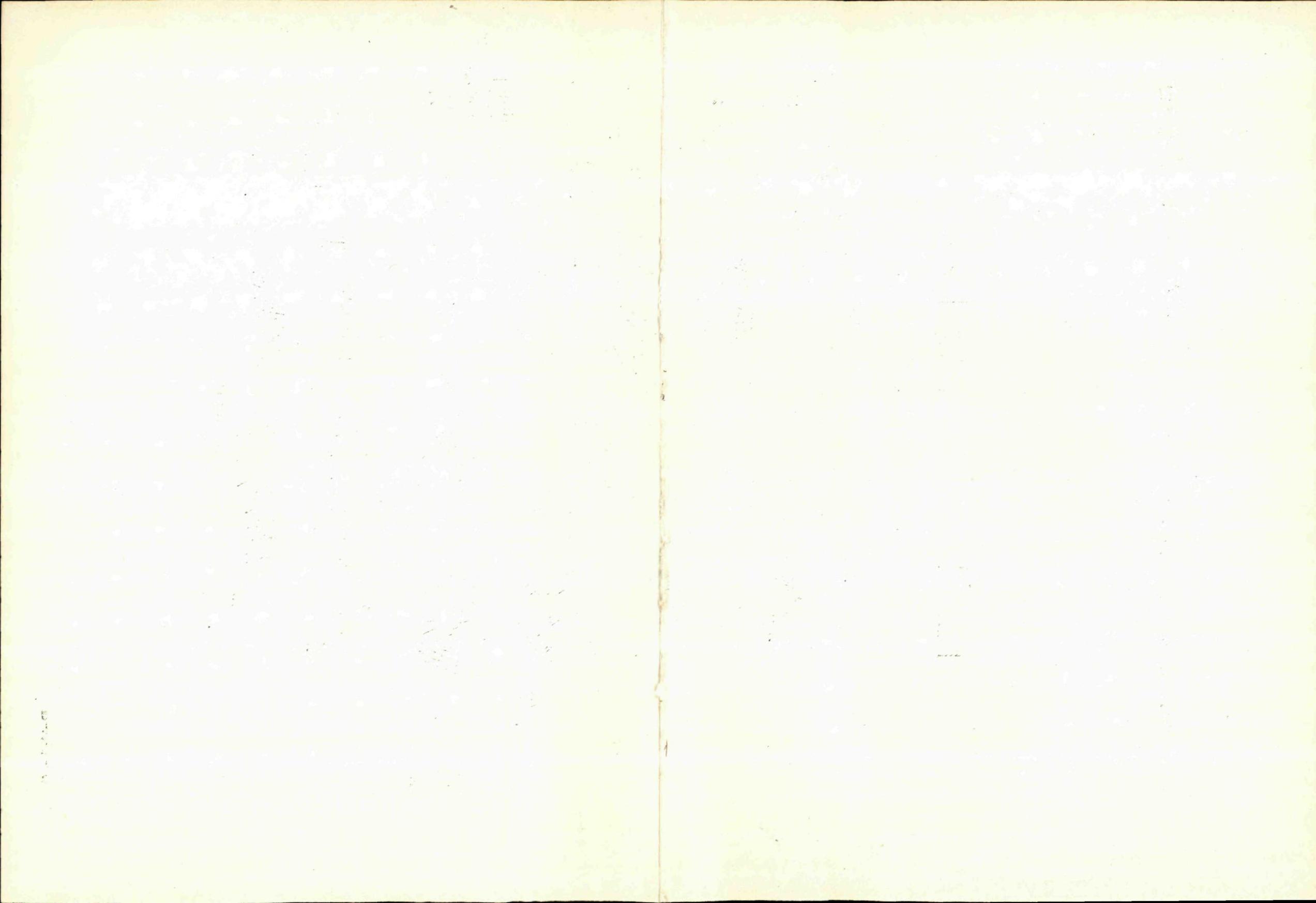
Geologické profily severovýchodnou časťou kryštalínika

Malej Magury

Zostavil Albin Klinec

VYSVETLIVKY

- biotické pararuly,
- amfibolity,
- biotický granodiorit,
- svetlé dvojsludové granity (bohaté na živce),
- pegmatitový a aplítový granič,
- melanokratný diorit.

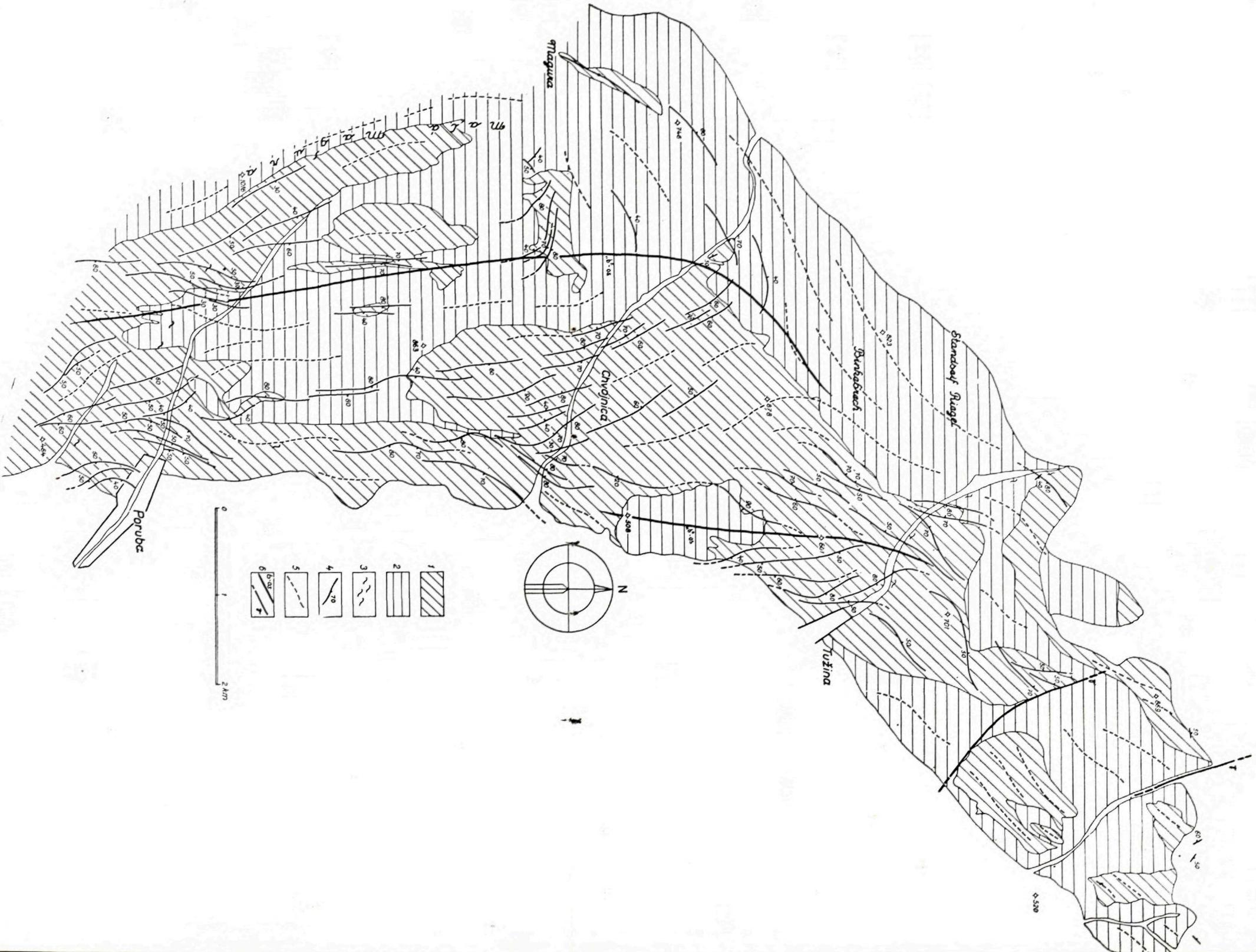


Mapa bridličnatosti severovýchodnej časti Malej Magury

Zostavil Albin Klinec 1957

VYSVETLIVKY

1. kryštallické bridlice v celku, 2. granitoidné horniny v celku, 3. mylonity, 4. skutočná bridličnosť, 5. predpokladaná bridličnosť, 6. „b“ os.



16b
17a
1
18
19b
20a

pričom v severnej časti sa stáča k SV, prechádzajúc cez spomínanú klenbu západne od Chvojnice.

V centrálnej časti severne od Panskej láky v hlbokej doline Kamenistej (Steinseifen) vystupujú biotitické pararuly poklesnuté hlboko do masívu. Ide o časť pôvodnej klenby, ktorá poklesla do magmy, a preto magmatické horniny vystupujú aj vyššie i nad touto poklesnutou kryhou (pozri geologické profily).

Interpretované štruktúry, ako z textu vidieť, sú zväčša staré, hercynské, aj keď badať na nich silné pôsobenie alpského orogénu. I keď je celé územie novým tektonickým režimom silne ovplyvnené, je isté, že staré formy si hlavné štruktúry zachovali a alpská tektonika ich rešpektovala. Hlavné hercynské štruktúry, ako vidieť z priebehu „b“ osi v tomto území, majú smer S—J. Mezozoické štruktúry vykazujú oproti ním diskordanciu, nakoľko „b“ os týchto útvarov má smer SV—JZ.

Poslednými prejavmi alpského orogénu sú zlomy, ktoré znamenali vyrovnanie tlakov, vzniknutých posledným vrásnením, ako aj vyrovnanie rovnovážného stavu porušeného exogénnymi silami. Znos materiálu z antiklinálnych pásiem totiž tieto odlaňčuje a ich nánosy, zaťažujú synklinály, ktoré potom klesajú, zatiaľ čo antiklinály zaznamenávajú pozvoľný zdvih.

Hlavný zlom prebieha východným úpatím pohoria v smere S—J. Na jeho líniu vyvierajú teplé minerálne pramene kúpeľov Bojníc. Približne od obce Tužiná smerom severovýchodným prebieha tiež porucha, ktorá sa tu pravdepodobne križuje s vyššie spomínanou a pokračuje až na Vrcko.

V severovýchodnej časti študovaného územia asi v polovičnej vzdialosti medzi dolinou Tužinskou a Nitrianskou prebieha zlom, smeru približne S—J, na ktorom došlo asi na 500 m k posunu kryštalických bridlíc. Ďalší zlom prebieha Tužinskou dolinou ako aj dolinou Nitrianskou. V doline Nitrianskej došlo k posunu triasových kremencov. Smer oboch zlomov je JJV—SSZ.

Záver

Geologický výskum kryštalínika Malej Magury, ktorý som tu robil r. 1956, priniesol niekolko nových poznatkov.

V paleogeografii: Rekonštruijem povrch masívu Malej Magury a susedného Žiaru počas predtriasovej erózie.

V stratigrafii: Západne od Nitr. Pravna pri vyústení potoka z Chvojnickej doliny som zistil rozsiahle fluvioglaciálne naplaveniny.

V petrografii: Stručne charakterizujem horniny po petrografickej stránke a ich vystupovaní v teréne. Upozorňujem na zaujímavý výskyt šedých, bridličnatých, na železo bohatých hornín, ktorých vznik by sme mohli spájať s výronmi plynov a roztokov podobne ako na ložiskách Lahn Dill.

V tektonike: Západne od obce Chvojnice som zistil starú (varísku?)

klenbu, ktorá bola mladšími tektonickými pochodmi vyklenutá k SZ. „b“ osi geologických štruktúr majú smer S – J, na severe územia s tendenciou ohybu k severovýchodu. Na základe meraní vykonaných súčasne s geologickým mapovaním skonštruoval som mapu bridličnatosti študovaného územia.

13. IV. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Čermák J., 1866: Die Umgebung von Deutsch Proben an der Neutra mit den Zjar und Malá Magura Gebirge. JGRA XVI, 135. Wien. — [2] Fiala F., 1931: Několik mineralogických nálezů ze Žiarského pohoří. Sborník přírodoved. odb. Slov. vlast. múzea v Bratislavě. — [3] Jung — Rocques, 1952: Introduction à l'étude zonéographique des formations cristalophyliennes. Bull. du Serv. de la Carte Géologique de la France. — [4] Hromádka J., 1931: Třídění povrchových tvarů Slovenska na podkladě jejich vývoje. Sbor. přírodoved. odb. Slov. vlast. múzea. v Bratislavě. — [5] Luknáš M., 1949: Morfologická štúdia Tribča. Hromádkov sborník. Bratislava. — [6] Mahel M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Geol. práce, Zoš. 18. — [7] Máška M., 1953: Drobná tektonika a krystallikum. Věstník ÚUG XXVIII. Praha. — [8] Stúr D., 1860: Aufnahmen im Wasser-Gebiete der Waag und Neutra. 105. Wien. — [9] Toborffy Z., 1918: Die Granite und kristallinischen Schiefer der Inovec-, Zobor-, Tribecz-, und Zjar-Gebirge. Wien. — [10] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen (Malá Magura). Wien. — [11] Vetter H., 1909: Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Malá Magura in Oberungarn. Wien. — [12] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Záp. Karpat. Zvl. odtisk z Věst. SGÚ XII, 6.

ALBÍN KLINEC

KRISTALLINIKUM IM NORDÖSTLICHEN TEIL DES GEBIRGES MALÁ MAGURA

Das Gebirge Malá Magura unterscheidet sich durch die morphologischen Formen und durch das Vorkommen von bestimmten Gesteinstypen von dem benachbarten Gebirge Žiar im Osten. Die Unterschiedlichkeit muss man einerseits in verschiedenartiger Wirkung der vortriadiischen Erosion, die hier nicht so intensiv, wie im Žiar war, und anderseits auch in bestimmten spezifischen Vehältnissen, durch die sich fast ein jeder kristallinischer Massiv auszeichnet, suchen. Die Verwandtschaft beider Massive ist jedoch klar.

Das Kristallinikum des nordöstlichen Teiles des Gebirges Malá Magura wird zu 50 % durch kristalline Schiefer gebildet. Die ältesten Gesteine sind die biotitischen Paragneise (ursprünglich ein tonig-sandiger flyschoider Gesteinskörper) und Amphibolite (submarine Diabaserüsse der ophiolitischen Formation).

Ein jüngeres stratigraphisches Glied stellen die durch einige Typen repräsentierten granitoiden Gesteine dar.

Die Trias, Jura und Kreide werden durch Sedimente dargestellt, die auf den kristallinen Schiefern, sowie auf den Graniten liegen.

Die tertiären Gebilde füllen das Becken zwischen den Gebirgen Žiar und Malá Magura aus.

Das Pleistozän wird durch fluvioglaziale Anschwemmungen, die sich 3 km westlich von Nitrianske Pravno befinden, dargestellt. Ihr Material (abgerundete, bis 0,5 m grosse Blöcke) ist verschieden, stammt überwiegend aus dem Kristallinikum.

Das Holozän macht sich im ganzen Gebiete in der Form von Verwitterungsprodukten (Schutt, Ton, bzw. Alluvium) geltend.

Das Kristallinikum des Gebirges wird durch biotitische Paragneise, Amphibolite, in den sich in verschiedener Form das Orthomaterial geltend macht, gebaut. Sehr schöne Beispiele des intrusiven Mechanismus kann man fast im ganzen studierten Gebiete beobachten. Das Orthomaterial macht sich in den kristallinen Schiefern entweder in der Form typischer, arteritischer Migmatite, oder in der Form konkordanter Pegmatit-Aplitgänge, bzw. auch als lagerförmige Massivchen geltend. Den Komplex dieser Gesteine bezeichne ich im Sinne der Klassifikation von Jung-Rocques (1952) als Epibolite.

Infolge eines innigen Kontaktes mit den kristallinen Schiefern weisen die granitoiden Gesteine oft Assimilationszeichen aus. Es handelt sich um zweiglimmerige, überwiegend biotitische Granodiorite; lichte, an Alkalien reiche granitoiden Gesteine die entweder als Randpartien des Intrusivgesteines, oder als kleine Massivchen, bzw. auch als konkordante Pegmatit- oder Aplitgänge in den biotitischen Paragneisen auftreten. Ausser den erwähnten granitoiden Gesteinen kommen im studierten Gebiete Massivchen melanokrater, biotitisch-amphibolitischer Quarzdiortite vor.

Das Kristallinikum des Gebirges Malá Magura taucht von der Hülle jüngerer Gebilde empor. eine in N-S Richtung gedehnte Antiklinale bildend. Aus der Schieferigkeit der kristallinen Schiefer folgt, dass es sich um eine alte variszische Struktur handelt. Die Schichtung stimmt mit der Kristallisations-schieferung überein. Die Intrusion der magmatischen Gesteine vollzog sich schon in den regionalmetamorphyten Gesteinskomplex, sich dabei nach den alten tektonischen Strukturen richtend. Die Fächerstrukturen der kristallinen Schiefer sind durch spätere Drücke vom Südosten deformiert. Ihre Achse fällt gegen Osten mit einer Vergenz zum Zentralteil des Massives, also gegen Westen. Westlich von der Gemeinde Chvojnice beobachtet man eine alte Wölbung, die ein günstiges Milieu für das Eindringen von Erzlösungen war, da eben an diesen Bau die meisten Erzvorkommen gebunden sind. Am Rande des Massives, zwischen den Gemeinden Tužiná-Chvojnice kann man Andeutungen einer kleineren Antiklinale beobachten, deren „b“-Achse eine N-S Richtung besitzt, wobei die Antiklinale im nördlichen Teil durch jüngere nachpaläogene Brüche kompliziert wird. Die Richtung der „b“-Hauptachse ist N-S. Im nördlichen Teil des Gebietes wendet sich dieselbe gegen Nordosten, durch die vor erwähnte Wölbung westlich von Chvojnice durchlaufend.

Die alten variszischen Strukturen wurden durch die jüngeren alpidischen tektonischen Prozesse stark beeinflusst, deformiert und kompliziert, haben sich jedoch die Hauptform behalten.

Die jüngsten Äusserungen des alpidischen Orogen sind die N-S, bzw. SW-NO verlaufenden Brüche.

13. IV. 1956.

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

JOZEF GUBAČ

PARAGENÉZA MINERÁLOV A JEJ TERMODYNAMICKÝ CHARAKTER

(*Nemecké resumé*)

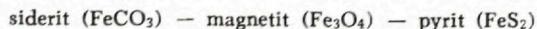
a) Všeobecne o pojmoch

Výraz „paragenéza minerálov“ prvýkrát použil r. 1849 Breithaupt, jeden z hlavných predstaviteľov freibergskej mineralogickej školy. Tento výraz spomínaný autor pojmove chápal ako spoločný výskyt minerálov v prírode. Vlastnosť jednotlivých minerálov vyskytovala sa spolu s väčšou alebo menšou výraznosťou vzbudila pozornosť u bádateľov už dávno pred Breithauptom, prípadne bola rozpracovaná súčasne aj mnohými inými pracovníkmi nezávisle od freibergskej mineralogickej školy. Metóda výskumu minerálov v prírode spočívala popri opisovaní niektorých vlastností minerálov tiež vo vymenovaní týchto minerálov, s ktorými sa študovaný minerál v prírode spolu vyskytoval. Takáto analýza minerálnej asociácie zohrala pomerne dôležitú úlohu v tuhých bojoch medzi neptunistmi a plutonistmi a neskôr pri teórii rudných ložísk medzi stúpencami Sandbergerovými a Pošepného. Bolito boje, ktoré riešili problémy genézy minerálov. V dôsledku týchto bojov i zmysel pojmu paragenézy minerálov sa menil. Rozmanitosť názorov na genézu minerálov mala za následok, že pojem „paragenéza minerálov“ mnohí začali chápať podľa svojho. Táto roztriateňenosť v chápaniu tohto pojmu existuje v mnohých prípadoch ešte dodnes. Súčasná mineralógia musí pri vysvetlení pojmu „paragenéza minerálov“ vychádzať zo všeobecne platných prírodných zákonov. Jednými z najvšeobecnejších prírodných zákonov sú zákony spracované termodynamikou.

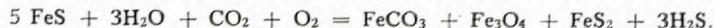
Roku 1911 zistil Goldschmidt, ktorý študoval charakter kontaktnej metamorfózy v oblasti Kristianie, že Gibbsom vyslovené pravidlo fáz v termodynamike sa vzťahuje aj na mineralizačný proces. Z tohto istého termodynamického kritéria vychádza aj Escola v rokoch 1914–1915, keď publikuje práce o metamorfnej fácii. Podobne aj Bowen za predpokladu všeobecne platných prírodných termodynamických zákonov v tom čase robí laboratórne experimenty, pričom výsledky svojich prác aplikuje na magmatický proces. Závažnosť týchto prác čo do genézy minerálov obrátila pozornosť mnohých pracovníkov na termodynamické kritériá paragenézy.

Ako hlavné termodynamické kritérium pri štúdiu paragenézy je nadobúdanie minerálnej rovnováhy pri mineralizačnom procese. Látky, medzi ktorými sa tento proces odohráva, zahrňujeme do tzv. termodynamického systému, ktorý v ďalšom často budem volať iba systémom. Pri stanovení rozsahu systému prizieráme jednak na účelnosť tohto stanovenia, jednak na požiadavku termodynamiky, aby ku vzájomnému pôsobeniu medzi systémom a jeho prostredím mohlo dôjsť len prostredníctvom tepla a prácou. Masa systému navonok má vystupovať ako konštantná. Túto požiadavku splňuje rozsah jednej reakcie.

Pre každú minerálnu asociáciu, ktorej asociatívnosť spočíva v zákonitej, súčasnej a spoločnej kryštalizácii, môžeme napísaf chemickú reakciu. Tak napr. pre metasomatózu FeS novou minerálou asociáciou:



môžeme napísaf túto chemickú reakciu:



O mineráloch na pravej strane reakcie *B e t e c h t i n* [4] hovorí, že sú v paragenéze alebo inokedy v paragenetickej asociácii. O týchto mineráloch, ktoré majú reakčnú príbuznosť a ktorých asociatívnosť podla *B e t e c h t i n a* označíme ako paragenitickú, môžeme povedať, že nadobudli minerálnu rovnováhu, pretože ich reakcia v neizolovanom systéme je procesom pre dosiahnutie rovnovážneho stavu prírodného procesu a pre samu reakciu, pri ktorej vykryštalizovala paragenetická asociácia minerálov, existujú určité pt-hodnoty, pri ktorých reakcia dosiahne rovnovážny stav. Skutočne rovnovážny stav sa však môže dosiahnuť iba v izolovanom systéme, ktorý v prírode stanoviť nemôžeme.

Pojem „paragenetická asociácia“ a „termodynamický systém“ nemôžeme stotožniť. Prvý je pojmom mineralogickým a druhý pojmom termodynamickým. Pojem mineralogický používame na to, aby sme vyjadrili zmény minerálnej asociácie a pojem termodynamický na vyjadrenie vplyvu nezávisle premenných termodynamických podmienok kryštalizácie na stálosť paragenetickej asociácie. Medzi týmito dvoma pojмami existuje však logický vzťah subordinácie (podadenosti) pojmu mineralogického pojmu termodynamickému. Z toho vyplýva, že podstatné znaky pojmu paragenetickej asociácie budú vypĺňať z termodynamického systému rozsahom zúženého na jednu reakciu, pravda, so zreteľom na prírodný charakter asociácie minerálov.

1. Minerály sú rovnakého veku. To znamená, že vystupujú v spoločnej zmesi a sú v rovnakom vzťahu k minerálom iných paragenetických asociácií.

2. Paragenetická asociácia sa nemení v priestore a čase potiaľ, pokial sa nemení jej zloženie.

3. Minerály paragenetickej asociácie majú reakčnú príbuznosť to znamená, že ich asociatívnosť pri určitých fyzikálno-chemických podmienkach bude mať fyzikálno-chemickú odôvodnenosť.

Na základe týchto znakov môžeme formulovať definíciu, že *paragenetická asociácia (paragenéza minerálov)* je *minerálna asociácia, ktorej asociatívnosť spočíva v súčasnom a spoločnom fyzikálno-chemickom vzniku minerálov v prírode*. Podobne pozri *B e t e c h t i n* [4].

Tri uvedené podstatné znaky paragenetickej asociácie predstavujú tri spôsoby jej identifikácie v prírode.

Prvý znak predstavuje štúdium sukcesie minerálov.

Druhý znak predstavuje štúdium štruktúr a textúr hornín a rúd.

Tretí znak predstavuje fyzikálno-chemické vyhodnotenie paragenetickej asociácie. Z nich je najdôležitejšie práve termodynamické štúdium, pretože predmetom jeho štúdia je nadobúdanie rovnováhy.

Z toho, čo som doteraz povedal je jasné, že minerálnu paragenézu nám predstavuje taká minerálna asociácia, ktorej asociatívnosť spočíva v zákonitosti chemickej reakcie. U nás je zaužívaný zvyk vyjadriť sa v tom zmysle, že na ložisku študujeme paragenézu minerálov. V tomto prípade treba to chápať v tom zmysle, že v prítomnej minerálnej asociácii vyčleňujeme paragenetické asociácie, čiže určujeme také minerálne asociácie, ktorých minerály sú v paragenéze. Domnievam sa, že lepšie je hovoriť o paragenetických vzťahoch.

Pretože termodynamické vyhodnotenie paragenetickej asociácie je u nás pomerne najmenej známe, v ďalšej časti poukážem na hlavné problémy tohto štúdia.

b) Termodynamické podmienky kryštalizácie

Podobne ako stav systému, tak aj charakter stavu paragenetickej asociácie môžeme charakterizať tzv. termodynamickými vlastnosťami. Pri štúdiu zmien vlastností v paragenetickej asociácii musíme vychádzať z charakteru ich zmien v systéme. V geologickej praxi sú spracuvanu dostupné iba intenzívne vlastnosti, ktorých hodnota nezávisí od masy systému. Sú to napr. teplota (T), tlak (P), šp, alebo molekulárny objem (V), šp. váha (S), koncentrácia (C) a pod. Extentívne vlastnosti sú na rozdiel od intenzívnych vlastností od masy systému závislé, ako je napr. váha a objem systému.

O teplote (T), tlaku (P), objeme (V) a koncentrácií chemických zložiek (C) hovoríme akc o nezávisle premenných veličinách alebo môžeme o nich hovoriť aj ako o termodynamických podmienkach kryštalizácie, pretože určujú charakter mineralizačného procesu.

Teplota (T) nám slúži na vyjadrenie smeru prechodu tepla (Q). Clausiov postulát (1850) hovorí, že samovoľný prechod tepla (Q) je vždy z objektu teplejšieho na chladnejší. Ak reakcia v systéme prebieha v dôsledku toho, že systém teplo (Q) prijal, označíme ju ako endotermnú (+) a opačne, keď teplo odovzdáva, označíme ju ako exotermnú (-).

Objem (V) a tlak (P) pri procese v systéme sú zviazané tak, že ich súčin nám vyjadruje hodnotu práce (A):

$$A = P\Delta V, \text{ pričom } \Delta V = V_2 - V_1$$

Prostredníctvom práce dochádza k vyrovnaniu vonkajšieho a vnútorného tlaku a objemu. Prácu vykonanú systémom považujeme za kladnú a prácu vykonanú vonkajšími silami za zápornú.

Koncentrácia chemických zložiek (C) pri štúdiu mineralizačného procesu je jedným z najdôležitejších faktorov. Za chemické zložky považujem také časti systému, ktoré sú od seba chemicky nezávislé a ich najmenší počet dovoluje matematicky vyjadriť ktorokolvek z fáz prítomných v systéme. Pri stanovení zložky nepozeráme na kinetiku ani formu látok pri ich prínose a odnose z miesta kryštalizácie. Tak napr. pre kryštalizáciu ktoréhokoľvek člena plagioklasového radu môžeme napísť dve zložky:



Ked sú ale v paragenéze minerály: ortoklas $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, muskovit $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot [\text{OH}]_2$, kremen SiO_2 , ako najmenší počet zložiek systému určíme $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$. Nemôžeme pristúpiť na vyjadrenie vo forme katiónov a aniónov, pretože takéto zložky sú od seba chemicky závislé. No môžeme pristúpiť na vyjadrenie zložiek vo forme chemických prvkov. Tak napr. nútení sme tak urobiť v prípade paragenetickej asociácie: pyrotín FeS , kubanit CuFe_2S_3 , chalkopyrit CuFeS_2 . V tomto prípade ako zložky určíme $\text{S} - \text{Fe} - \text{Cu}$. Pri určovaní počtu zložiek v systéme nemusíme vychádzať z toho, že každá zložka v systéme je prítomná v každej fáze.

c) Termodynamické vyhodnotenie zmien v paragenetickej asociácii

K zmene nezávisle premenných veličín dochádza v dôsledku rozličných prírodných okolností. Pri termodynamickom vyhodnotení paragenetickej asociácie nás zaujíma, ktoré, kolko a v akom rozsahu nezávisle premenných veličín sa môže meniť bez toho, aby došlo k porušeniu systému i samej paragenetickej asociácie. I v tomto prípade musíme vychádzať zo závislosti v systéme. Počet tých parametrov, ktoré sa môžu meniť bez porušenia rovnováhy systému, označujeme ako počet stupňov voľnosti (f). Počet stupňov voľnosti vyjadruje Gibbsovo pravidlo fáz:

$$f = K - \Phi + m,$$

kde K — počet zložiek,
 Φ — počet fáz,
 m — počet ostatných nezávisle premenných veličín.

V prípade, že stav každej fázy môžeme dokonale určiť teplotou (T) a tlakom (P), rovnici môžeme prepísat na tvar

$$f = K - \Phi + 2$$

a pre kondenzované systémy, kedy môžeme zanedbať vplyv tlaku,

$$f = K - \Phi + 1.$$

Podľa počtu stupňov voľnosti rozlišujeme systémy nonvariaticné ($f = 0$), univariaticné ($f = 1$), bivariaticné ($f = 2$), atď.

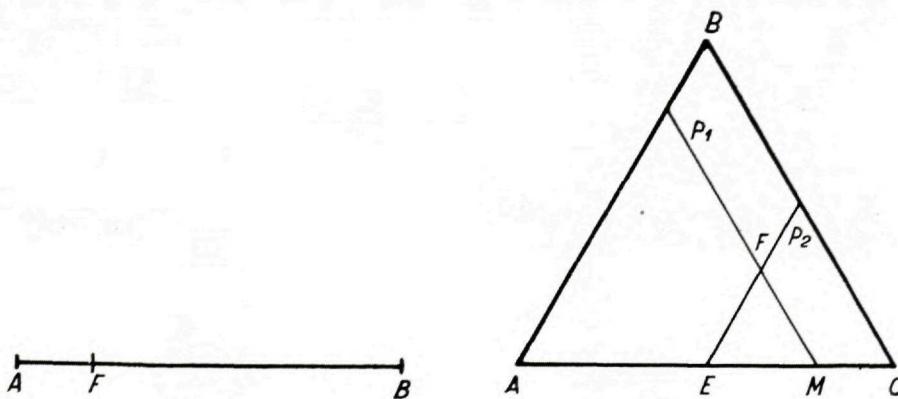
Z Gibbsovo pravidla fáz pri známom počte stupňov voľnosti (f) môžeme určiť počet fáz, resp. počet zložiek (K).

Charakter zmeny tej ktorej nezávisle premennej veličiny študujeme pomocou ich funkcie. Zmena jednej nezávisle premennej veličiny vyvoláva prinajmenej zmenu ešte jednej veličiny. K tomu považujem za potrebné ešte poznamenať to, že proces v systéme si môžeme predstaviť vždy tak, že jedna z veličín sa nemení. Matematické vyjadrenie týchto termodynamických vzťahov sa vyjadruje parciálnymi deriváciami.

Vplyv koncentrácie chemických zložiek v termodynamických rovniciach vyjadruje chemický potenciál (μ). Pretože táto veličina nie je merateľná, v mineralogickej praxi na vyjadrenie vplyvu tejto nezávisle premennej veličiny na paragenézu minerálov sa používa grafická interpolácia. V mineralogickej praxi pri grafickej interpolácii môžeme brať do úvahy iba taký počet zložiek, ktorý nás najviac zaujíma.

Pri štúdiu dvojzložkových systémov vplyv koncentrácie sa vyjadri na spojnici dvoch bodov AB, ktorej dĺžku postavíme rovnú 100 % koncentrácie (obr. 1). Tak napr. figuratívny bod (F) oligoklasu v zložení $Ab_{80}An_{20}$ bude ležať 20 dielkov od bodu A, ktorý predstavuje 100 % zložky Ab a 80 dielkov od bodu B, ktorý predstavuje 100 % zložky An.

Vynesenie figuratívneho bodu (F) minerálov v trojzložkovom systéme robíme v trojuholníku. Dnes sa na tento účel používa hlavne rovnostranný a pravouhlý rovnoramenný trojuholník.



a) V rovnostrannom trojuholníku (obr. 2) množstvo koncentrácií C_a , C_b , C_c prepočítame na 100 % :

$$C_a + C_b + C_c = 100$$

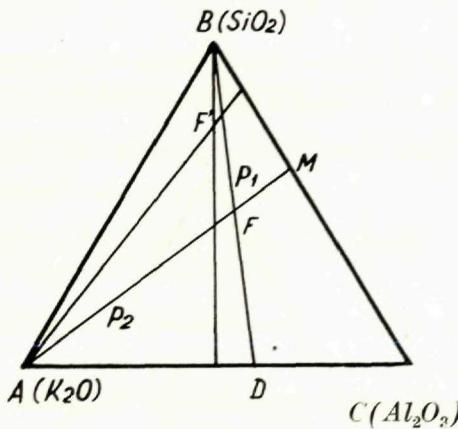
Hodnotu C_a vynesieme od vrcholu C na základňu AC bod M.. Z tohto bodu paralelne so stranou BC prevedieme priamku (p_1). Od vrcholu A vynesieme hodnotu C_c na základňu AC bod E. Z bodu E prevedieme rovnobežku k strane AB (p_2). Priesečnica priamok p_1 a p_2 bude hľadaný figuratívny bod F vynásaného minerálu. Bod F dostaneme aj tak, keď do uhla A na základňu AC vynesieme C_c bod E, pričom dĺžku strany AC položíme rovnú 100 %. Od vrcholu C na tej istej základni vynesieme hodnotu C_a bod M. Úsečka EM je rovná hodnote C_b . Úsečku EM postavíme ako základňu rovnostranného trojuholníka, pričom vo vrchole F nájdeme hľadaný figuratívny bod minerálu. Hľadaný bod F dostaneme aj tým spôsobom, že od vrcholu A vynesieme hodnotu C_c na základňu AC. Z bodu E prevedieme priamku paralelnu so stranou AB a na nej vynesieme hodnotu C_b .

Projekciu figuratívneho bodu môžeme urobiť aj bez prepočítania na súmu 100. Stačí nám k tomu pomer zložiek a : b : c. V tomto prípade treba strany AC rozdeliť v pomere a : c. V prípade, že tento pomer je rovný 2 : 3 (obr. 3), hodnotu a vynesieme od vrcholu C a hodnotu c od vrcholu A bod D. Tento bod spojíme s vrcholom B. Stranu CB rozdelíme v pomere b : c = 2 : 3 podobne, ako sme to urobili na strane AC bod M. Bod M spojíme s vrcholom A. V priesečnici priamok p_1 a p_2 dostaneme hľadaný figuratívny bod F. Tak napr. ortoklas, ktorého vzorec môžeme rozpísaf $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$, bude mať v tomto trojuholníku polohu v bode F'. Projekciu v rovnostrannom trojuholníku použil Escola pri grafickej interpolácii minerálnej fácie. Vrcholom trojuholníka Escola pripisuje koncentráciu niekolkých zložiek s podobnými atómovými vlastnosťami.

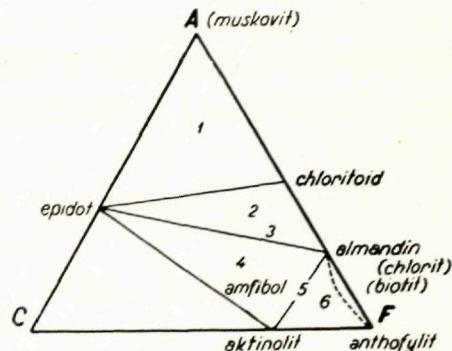
$$A = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (Na_2O + K_2O).$$

$$C = CaO,$$

$$F = MgO + FeO + MnO.$$



Obr. 3

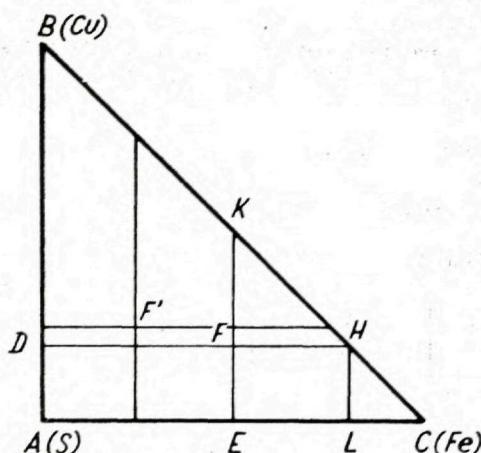


Obr. 4

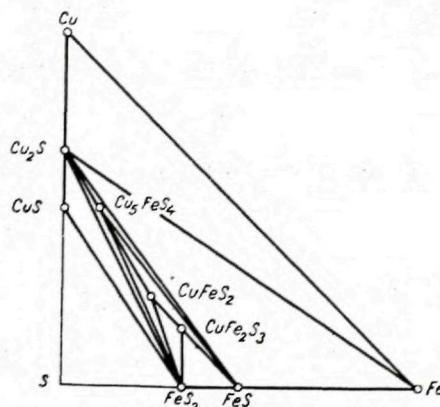
Na obr. 4 je znázornená jeho chloritoid-almandinová subfácia fácie epidotických amfibolitov.

b) Projekciu v pravouhlom rovnoramennom trojuholníku robíme tak (obr. 5), že od pravého vrchola A na rameno AB vymyseliame hodnotu b z pomeru a : b : c (bod D) a na rameno AC hodnotu

c (bod E). Z bodu D urobíme paralelnú líniu k ramenu AC a z bodu E paralelnú líniu k ramenu AB. Priesčinca týchto priamok predstavuje hľadaný bod F. Hodnota a predstavuje úsečku FH, alebo FK. Ked z bodu H pustíme kolmicu na základnu AC, hodnote a odpovedá aj úsečka EL. To znamená, že rameno pravouhlého trojuholníka sa rovná hodnote 100, prípadne sume pomeru zložiek $a:b:c$. Z vyloženého výplýva, že pri projekcii v pravouhlom rovnoramennom trojuholníku budú si rovné iba dve zložky, v našom prípade hodnota b a c. Naproti tomu pri jednej a tej istej hodnote a, ale pri rozdielnom pomere b : c dĺžka úsečky AF bude rôzna. Figuratívny bod chalkopyritu v systéme S—Fe—Cu na našom obrázku bude v bode F'. Pravouhlé trojuholníky pre grafickú interpoláciu používajú vo svojich práciach Koržinskij a Be-



Obr. 5



Obr. 6

chtin. Na obr. 6 je urobená grafická interpolácia paragenetických asociácií v systéme Cu—Fe—S podľa Bechtina.

Pri projekcii štvorzložkových systémov vychádzame ešte z možnosti projekcie v trojrozmernom priestore. Projekciu môžeme urobiť v tetraétri. Najviac sa používajú tetraédre rovnostranné a pravouhlé. Projekcia do roviny tohto geometrického tvaru je však spojená s určitým skreslením alebo zníženou prehľadnosťou. Bechtin používa spôsob Nikajeva, ktorý prevádzza projekciu pravouhlého tetraedra tak, že na projekčnej ploche dostáva štvorec. Vynášanie figuratívneho bodu je podobné ako u pravouhlého trojuholníka. Domnievam sa, že pri grafickej interpolácii dá sa dobre využiť Niggliho spôsob rezov rovnostranným tetraedrom.

Viaczložkové systémy sa dajú graficky interpolovať vo viac rozmernom priestore. Metodika tohto spôsobu je iba v začiatkoch rozpracovania a v praxi dodnes málo overená.

Pri grafickej interpolácii minerály, ktoré sú v paragenéze, na obrázku sa pospájajú tzv. konodami.

Charakteristické funkcie stavu systému, pomocou ktorých môžeme sledovať vplyv ostatných termodynamických podmienok na paragenézu, sú funkcie nezávisle premenných veličín a sú definované so zreteľom na konšt. objem a konšt. tlak. Tieto charakteristické funkcie sú energetickými veličinami.

Energetický rozdiel medzi prijatým teplom (Q) v systéme a hodnotou práce (A), pri konšt. objeme (V) označujeme ako vnútornú energiu (U) a pri konšt. tlaku, ako tepelný obsah (H).

Pre rovnovážny stav systému môžeme napísat

$$dU = \delta Q - \delta A \quad [1]$$

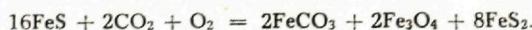
$$a dH = \delta Q + \delta A \quad [2]$$

Vzťah medzi týmito dvoma veličinami môžeme vyjadriť rovnicou

$$dH = d[U + PV] \quad [3]$$

Zmenu vnútornej energie (ΔU) alebo tepelného obsahu (ΔH) voláme tepelným zafarbením procesu. Nás najviac bude zaujímať izobarický proces. Hodnotu tepelného zafarbenia pre reakciu v systéme môžeme vypočítať. V praxi najčastejšie sa používajú k tomuto výpočtu tzv. štandardné veličiny tepelného zafarbenia udávané v tabuľkách pre teplotu 298,2 °K a tlaku O atm (H°_{298}).

Tepelné zafarbenie reakcie sa rovná súčtu zlučovacích tepelných reagencií zmenšenému o súčet zlučovacích teplôt vychodiacich látok. Tak napr. pre paragenetickú asociáciu metakryštálov $FeCO_3 - Fe_3O_4 - FeS_2$, ku kryštalizácii ktorej došlo hlavne v dôsledku pôsobenia CO_2 a O_2 na pyrotínovú masu (FeS), môžeme napísat túto reakciu



Výpočet tepelného zafarbenia pre túto reakciu máme v tabuľke 1.

Tabuľka 1

Produkty	ΔH°_{298} kcal/mol	Vychodiacie látky	ΔH°_{298} kcal/mol	Výsledok
2FeCO ₃	— 345,2	16FeS	— 369,6	
2Fe ₃ O ₄	— 533,8	2CO ₂	— 118,1	
8FeS ₂	— 248,8	O ₂	—	
Σ	— 1127,8	Σ	— 487,7	$\Delta H^\circ_{298} = — 640,1$ kcal/mol

Pretože platí

$$\Delta H = Q_P, \quad [4]$$

môžeme povedať, že pri teplote 298 °K spomínaná reakcia by bola exotermnou reakciou.

Hodnota tepelného zafarbenia sa s teplotou mení. Túto závislosť vyjadruje Kirchhoffov zákon:

$$\left[\frac{\delta(\Delta H)}{\delta T} \right]_P = \Delta \left(\frac{\delta H}{\delta T} \right)_P - \Sigma (C_P)_{prod.} - \Sigma (C_P)_{vych.} = \Delta C_P \quad [5]$$

Hodnota ΔC_P predstavuje zmenu tepelnej kapacity, ktorá pre veľmi malú zmenu teploty je vyjadrená výrazom

$$C = \frac{\delta Q}{dT} \quad [6]$$

Jej znamienko nám hovorí, či hodnota tepelného zafarbenia reakcie bude so vzrástajúcou teplotou rásť alebo klesať. Pri $\Delta C_P > 0$ hodnota tepelného zafarbenia reakcie so zvyšujúcou teplotou bude vzrástať, pri $\Delta C_P < 0$ bude sa zmenšovať a pri $\Delta C_P = 0$ sa s teplotou nebude meniť. Pre našu reakciu výpočet ΔC_P je urobený v tabuľke 2.

T a b u l k a 2

Produkty	$(CP)_{298}$	Vychodiacé látky	$(CP)_{298}$	Výsledok
2FeCO_3	44,0	16FeS	206,4	
$2\text{Fe}_3\text{O}_4$	71,6	2CO_2	17,7	
8FeS_2	117,4	O_2	7,0	
Σ	233,0	Σ	231,1	$\Delta CP = 1,9$

Z vypočítanej hodnoty ΔCP pre spomenutú reakciu vyplýva, že hodnota tepelného zafarbenia reakcie so zvyšovaním teploty sa bude málo zvyšovať. Pri endotermných reakciach vyššie ΔH zodpovedá väčšiemu množstvu zreagovaných produktov a pri exotermných reakciach väčšiemu množstvu produktov odpovedá nižšia hodnota ΔH .

Hodnota tepelného zafarbenia známu pri jednej teplote môžeme prepočítať na ktorúkoľvek inú teplotu.

$$\Delta H_{T_2} = \Delta H_{T_1} + \int_{T_1}^{T_2} \Delta C_P dT. \quad [7]$$

Zmena tepelného zafarbenia s tlakom je veľká iba pri veľmi vysokých teplotách. Vplyv tlaku treba brať do úvahy hlavne keď reakcie sa zúčastňujú plyny.

$$\left(\frac{\delta H}{\delta P} \right)_T = -T \left(\frac{\delta V}{\delta T} \right)_P + V. \quad [8]$$

Hodnota tepelného zafarbenia pri ktorejkolvek teplote a tlaku je vyjadrená rovnicou:

$$\Delta H_{P,T} = \Delta H_{P=1,T} + \int_1^P \Delta V dP - T \int_1^P \left(\frac{\delta \Delta V}{\delta T} \right)_P dP. \quad [9]$$

Na praktické prepočítanie hodnoty tepelného zafarbenia, či už s teplotou, alebo tlakom je niekoľko spôsobov s rozlične vhodnou volbou a preto čitatela odkazujem na špeciálnu literatúru.

Vnútorná energia pri $V = \text{konšt.}$ alebo tepelný obsah pri $P = \text{konšt.}$ je súčtom energie kinetickej, potencionálnej a žiarenia v systéme. Jej zmena t. j. tepelné zafarbenie nám hovorí pri štúdiu kryštalických látok vzniknutých z reakcie o kryštalochémických zmenách, ku ktorým dochádza hlavne v dôsledku zmeny energie kinetickej a potenciálnej. Znamienko ΔC_p vypočitané pre reakciu bude nám hovoriť i o charaktere zmien kryštalochémických vlastností minerálov. Pre obširnosť riešenia tejto problematiky nejdem to ďalej rozvádzat.

K štúdiu nadobudnutia rovnováh v závislosti od pt-podmienok sa používajú tzv. termodynamické potenciály. Pri tomto štúdiu ide o to, či predpokladaná reakcia, vedúca k určitej paragenetickej asociácii je možná a v akých pt podmienkach je táto minerálna paragenéza v rovnováhe?

Pri $V, T = \text{konšt.}$ používa sa volná energia (F) a pri $P, T = \text{konšt.}$ izobarický potenciál (G). Ukážem na prípad izobarického potenciálu. Zásadná možnosť reakcie je určená znamienkom ΔG . Keď $\Delta G < 0$, reakcia je možná. Pri $\Delta G > 0$ reakcia je neuskutočiteľná pri tých pt-podmienkach, pri ktorých je posudzovaná. Keď $\Delta G = 0$, reakcia v systéme dosiahla rovnováhu. Čím je záporná hodnota ΔG väčšia, tým je reakcia pravdepodobnejšia. Pri jej výpočte znova pracujeme so štandardnou hodnotou izobarického potenciálu (ΔG°_{298}).

Vypočítáť ju môžeme podľa rovnice:

$$\Delta G_{298} = \Delta H_{298} - 298,2 \cdot \Delta S_{298}$$

[10]

V rovnici nám vystupuje popri hodnote tepelného zafarbenia ΔH°_{298} aj charakteristická funkcia — entropia (S). Jej hodnotu pre reakciu určíme podobným spôsobom ako v prípade tepelného zafarbenia alebo tepelnej kapacity. Výpočet je v tabuľke 3.

T a b u l k a 3

Produkty	S°_{298}	Vychodiacie látky	S°_{298}	Výsledok
2FeCO_3	44,4	16FeS	257,6	
$2\text{Fe}_3\text{O}_4$	70,0	2CO_2	102,1	
8FeS_2	101,6	O_2	49,0	
Σ	216,0	Σ	408,7	$\Delta S = -192,7$

Pri dosadení do rovnice [10] dostaneme:

$$\Delta G_{298} = -640,100 \text{ cal} - 298,2 \cdot -192,7.$$

$$\Delta G_{298} = -582,637 \text{ cal/mol.}$$

Z vypočítanej hodnoty vyplýva, že reakcia je možná, pretože záporná hodnota izobarického potenciálu je dostatočne veľká. Štandardnú hodnotu izobarického potenciálu môžeme prepočítať na ktorúkoľvek teplotu T a tlak P . Približné riešenie je možné podľa rovnice:

$$\Delta G_T = \Delta H_{298} - T \Delta S_{298}. \quad [11]$$

Vplyv tlaku na hodnotu G treba brať do úvahy hlavne vtedy, keď reakcie sa zúčastňujú plyny. Hodnota izobarického potenciálu pri pt.-podmienkach je vyjadrená rovnicou:

$$\Delta G_{T,P} = \Delta G^{\circ} T \int_1^P \Delta V g dP + \int_1^P \Delta V_s dP. \quad [12]$$

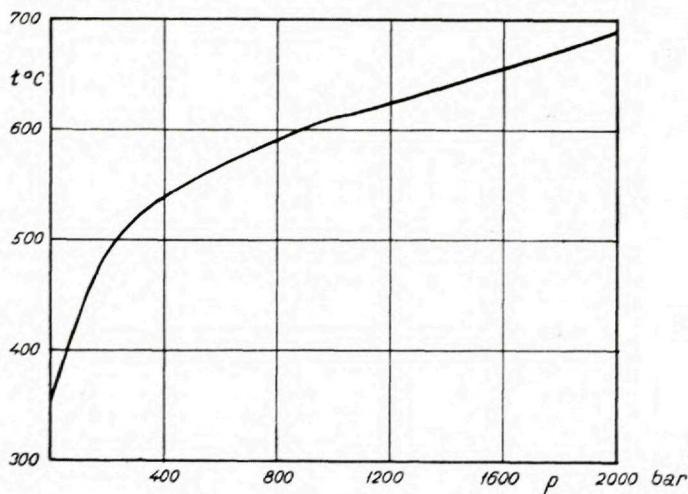
kde $g = \text{index pre plyn}$,

$s = \text{index pre pevnú látku.}$

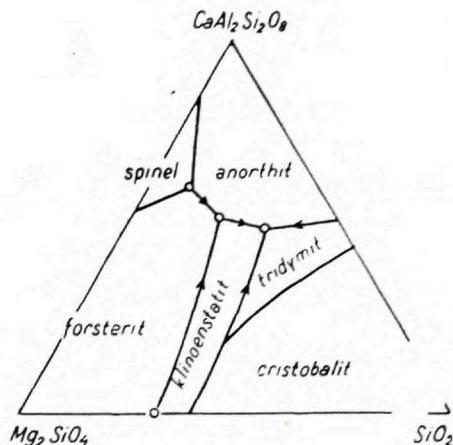
Problém nadobúdania minerálnych rovnováh riešia v laboratóriách experimentálnymi prácam. Výsledky týchto prác sú spracované grafickou interpoláciou, pri ktorej $\Delta G = 0$, teda stav rovnovážny je funkciou teploty, tlaku a chemizmu. Na obr. 7 je PT diagram pre reakciu: $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$, podľa Danielsona a na obr. 8. diagram spracovaný Andersonom pre kryštalizáciu v systéme: anortit-forsterit-kremeň. Možné mineralogické rovnováhy na diagrame zodpovedajú v prírode paragenetickým asociáciám. Pri zaznamenaní prítomnosti jednotlivých paragenetických asociácií a ich zámen v priestore a čase, pri porovnaní s analogickými zámenami minerálnych rovnováh na diagrame môžeme urobiť diskusiu o zmenách termodynamických podmienok počas mineralizačného procesu v priestore a čase.

Cieľom tejto práce bolo predovšetkým uviesť do problematiky termodynamického štúdia paragenézy minerálov tých našich geologických pracovníkov, ktorí dosiaľ nemali možnosť oboznámiť

sa s problémom tohto štúdia. Okrem toho dovolil som si tiež poukázať na pojmové chápanie niektorých termínov a ich vzájomných vzťahov.



O b r. 7



O b r. 8

Za pripomienky pri riešení mineralogických problémov spomenutých v tomto článku ďakujem dr. inž. Kantorovi, dr. Varčekovi a dr. M. Koděrovi. Obzvlášť som zaviazaný vďakou inž. Ďurovičovi, ktorý mi venoval mnoho času pri riešení termodynamických otázok.

9. IX. 1957

Geologický ústav Dionýza Štúra
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Barth, Correns, Eskola, 1939: Die Entstehung der Gesteine. Berlin. — [2] Betechtin A. G., 1955: Mineralogia SVTL. Bratislava. — [3] Betechtin, Volfson, Zavarickij, Koržinskij, Levickij, Nikolajev, 1955: Osnovnyje problemy o učeni o magmatogennych rudnych mestoroždenijach. Izv. AN SSSR Moskva. — [4] Betechtin A. G., 1949: Ponjatie o parageneticheske sootnošenija i posledovatelnost obrazovanija mineralov. ZVMO, 2. — [6] Bricko, Kapustinskij, Veselovskij, Šamovskij, Čencova, Anbarer, 1949: Termičeskie konstanty neorganičeskikh veščestv. AN SSSR. Moskva—Leningrad. — [7] Čestverikov S. D., 1956: Rukovodstvo k petrochemičeskim peresčetam. Moskva. — [8] Ďurovič S., 1956: Vybrané kapitoly z fyzikálnej chémie. SPN. Bratislava. — [9] Ellis A. J., Fyfe W. S. 1956: A note ou the calcite-wollastonite equilibrium. The Amer. Miner. 9, 10. — [10] Hejtmán B., 1956: Všeobecná petrografie vyvřelých hornin. Praha. — [11] Karapetjane M. Ch., 1953: Chemická thermodynamika. NČSAV Praha. — [12] Koržinskij D. S., 1950: Faktory ravnovesia pri metasomatoze. Izv. AN SSSR, ser. geol. 3. — [13] Koržinskij D. S., 1947: Odkrytie sistemy s vpolne podviženymi komponentami i pravilo faz. Izv. AN SSSR, ser. geol. 2. — [14] Koržinskij D. S., 1936: Podvižnosť i inertnosť komponentov pri metasomatoze. Izv. AN SSSR. — [15] Saukov A. A., 1954: Geochemie. ČSAV Praha.

JOZEF GUBAC

MINERALPARAGENESE UND IHR THERMODYNAMISCHER CHARAKTER

Im Artikel weise ich darauf hin, dass der Sinn des Begriffes „Mineralparagenese“ sich geändert hat. Der heutige Sinn dieses Begriffes muss dem heutigen Zustand der Mineralogie, als einer Wissenschaft, die die Kenntnisse der physikalisch-chemischen Wissenschaften ausnützt entsprechen. Beim Studium der Paragenese von Mineralen sind es vor allem die thermodynamischen Kriterien. Der Prozess des Erreichens des Gleichgewichtes ist dem thermodynamischen System eigen. Ich vermute, dass es bei der Feststellung des Umfanges des Systems zum Studium der Mineralparagenese zweckmäßig ist, den Umfang des Systems bis auf eine Reaktion zu reduzieren, was uns ermöglicht den Umfang des Systems auch unter Naturbedingungen so zu wählen, dass die Masse des Systems äußerlich als konstant auftritt. Auf Grund der Beziehung zwischen dem „System“ und der durch Betechtin festgestellten „paragenetischen Assoziation“ habe ich die wesentlichen Kennzeichen für die Identifikation der „paragenetischen Assoziation“ in der Natur deduziert.

1. Die Minerale sind gleich alt, was bedeutet, dass sie in einem gemeinsamen Gemenge auftreten und in gleicher Beziehung zu den Mineralen anderer paragenetischen Assoziationen stehen.

2. Die paragenetische Assoziation ändert sich im Raum und in der Zeit so lange nicht, bis sich ihre Zusammensetzung ändert.

3. Die Minerale der paragenetischen Assoziation zeichnen sich durch eine Reaktionsverwandtschaft aus, d. h. ihre Assoziativität wird bei bestimmten physikalisch-chemischen Bedingungen eine physikalisch-chemische Begründung besitzen.

Das erste Kennzeichen stellt das Studium der Sukzession der Minerale dar.

Das zweite Kennzeichen stellt das Studium der Struktur und Textur der Gesteine und Erze dar.

Das dritte Kennzeichen stellt die physikalisch-chemische Auswertung der paragenetischen Assoziation dar. Das wichtigste von ihnen ist eben das thermodynamische Studium.

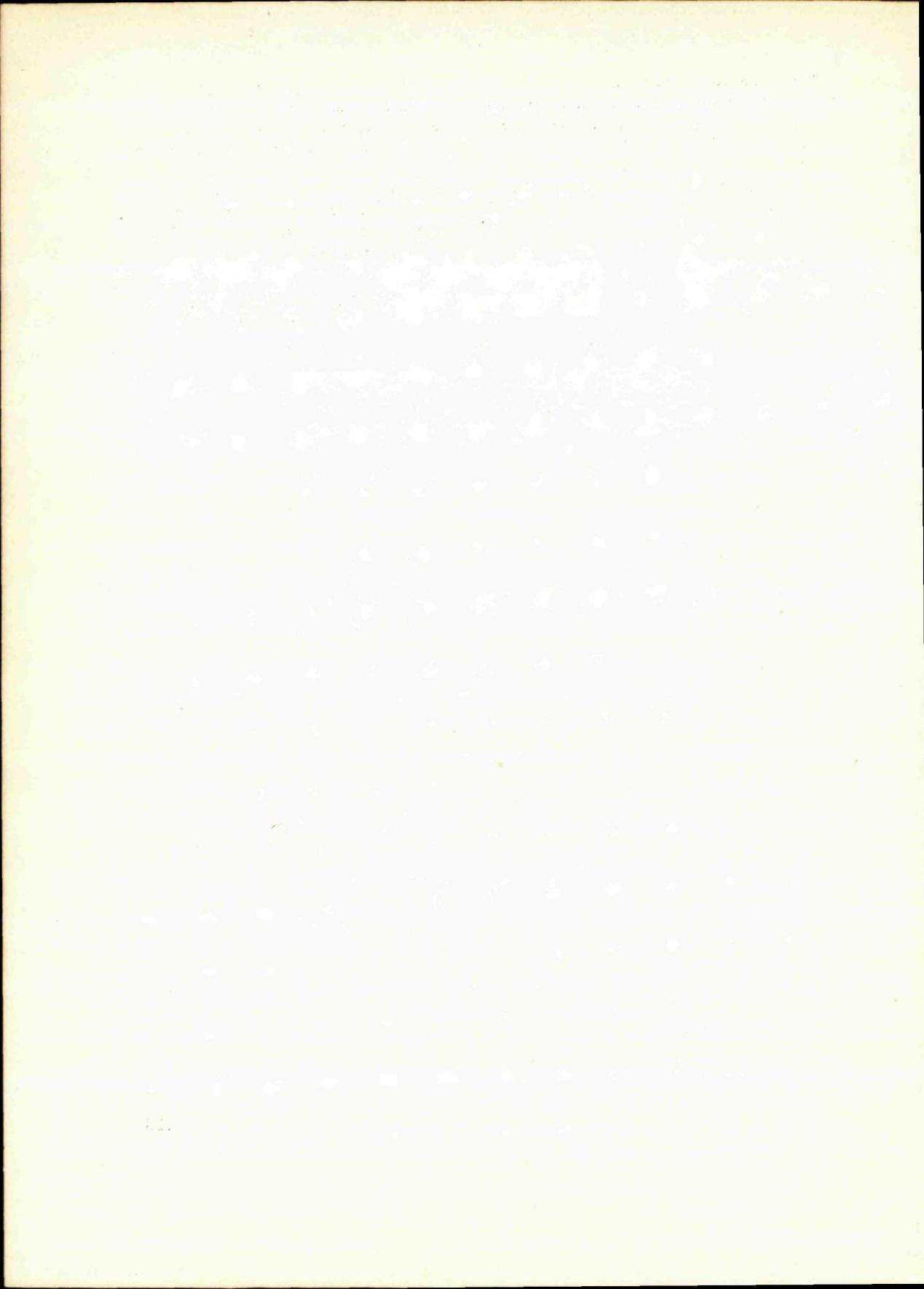
Auf diese drei Weisen kann man unter Mithilfe der Bestimmung von paragenetischen Assoziationen auf einer gewissen Lokalität die genetischen Beziehungen der Mineralassoziation dieser Lokalität charakterisieren.

Das thermodynamische Studium der Paragenese von Mineralen erlaubt den Mineralisationsprozess in Abhängigkeit von den thermodynamischen Bedingungen der Kristallisation unter Mithilfe der thermodynamischen Funktionen und Potentiale richtig auszuwerten, worauf ich im weiteren Teil des Artikels mit Rücksicht auf praktische Beispiele hinweise.

9. IX. 1957.

*Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava*

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.



GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 12

Vydalo Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied v Bratislave v roku 1958
ako záujmový náklad pre
Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave, Mlynská dolina 1

Hlavná redaktorka dr. Edita Brestenská

Tajomník redakcie dr. Blahoslav Vaculík

Technický redaktor Jaroslav Krejzla

301-03. Daň 5 %. P. č. 631. Náklad 1150 výtlačkov. Papier 221-01, 70×100, 80 g.
PH 7,84, AH 12,63, VH 12,83, C-HSV/945/57-48.

Cena brož. Kčs 14,80

56/III-3

A-752768



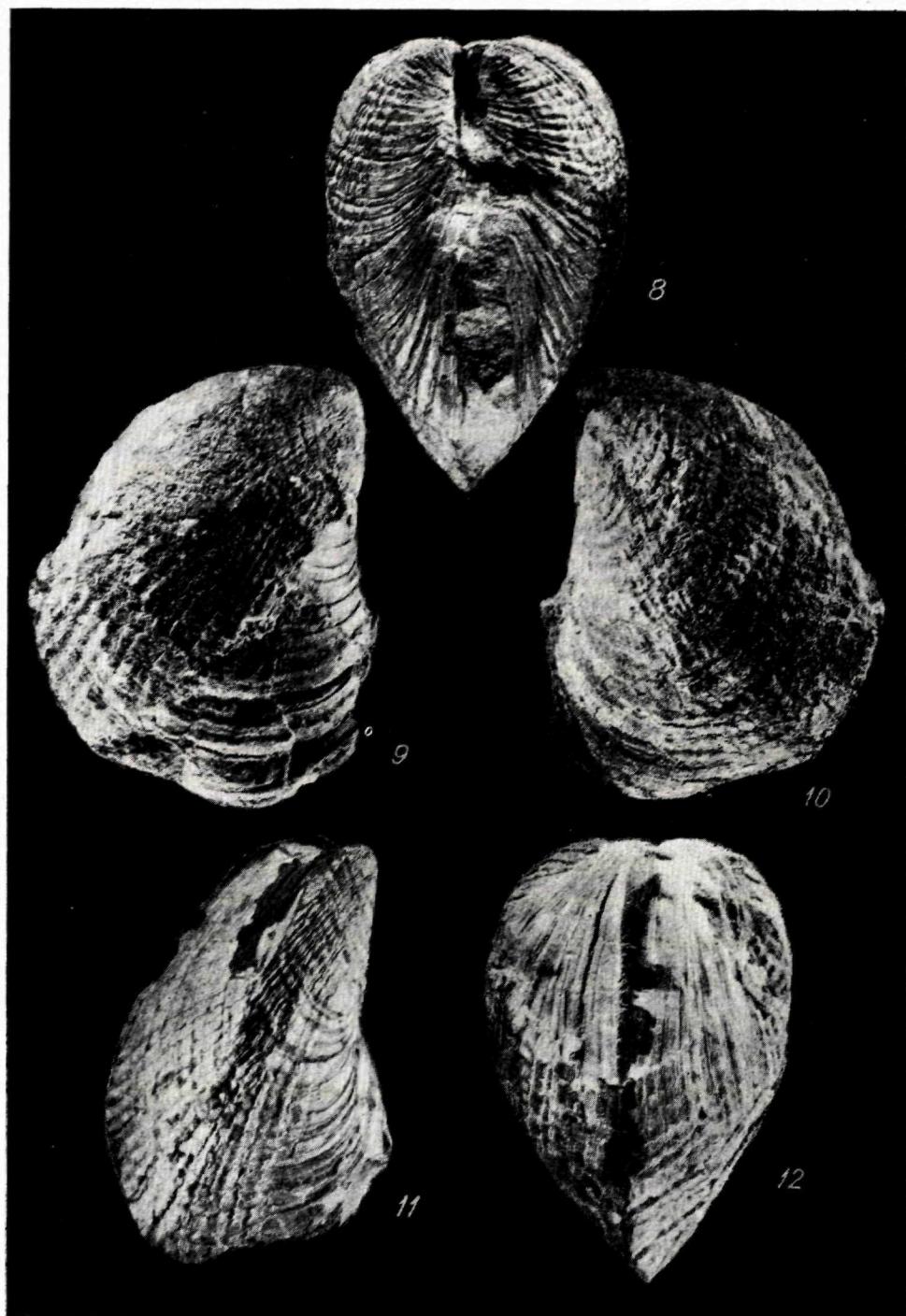
OBRÁZKOVÁ ČASŤ

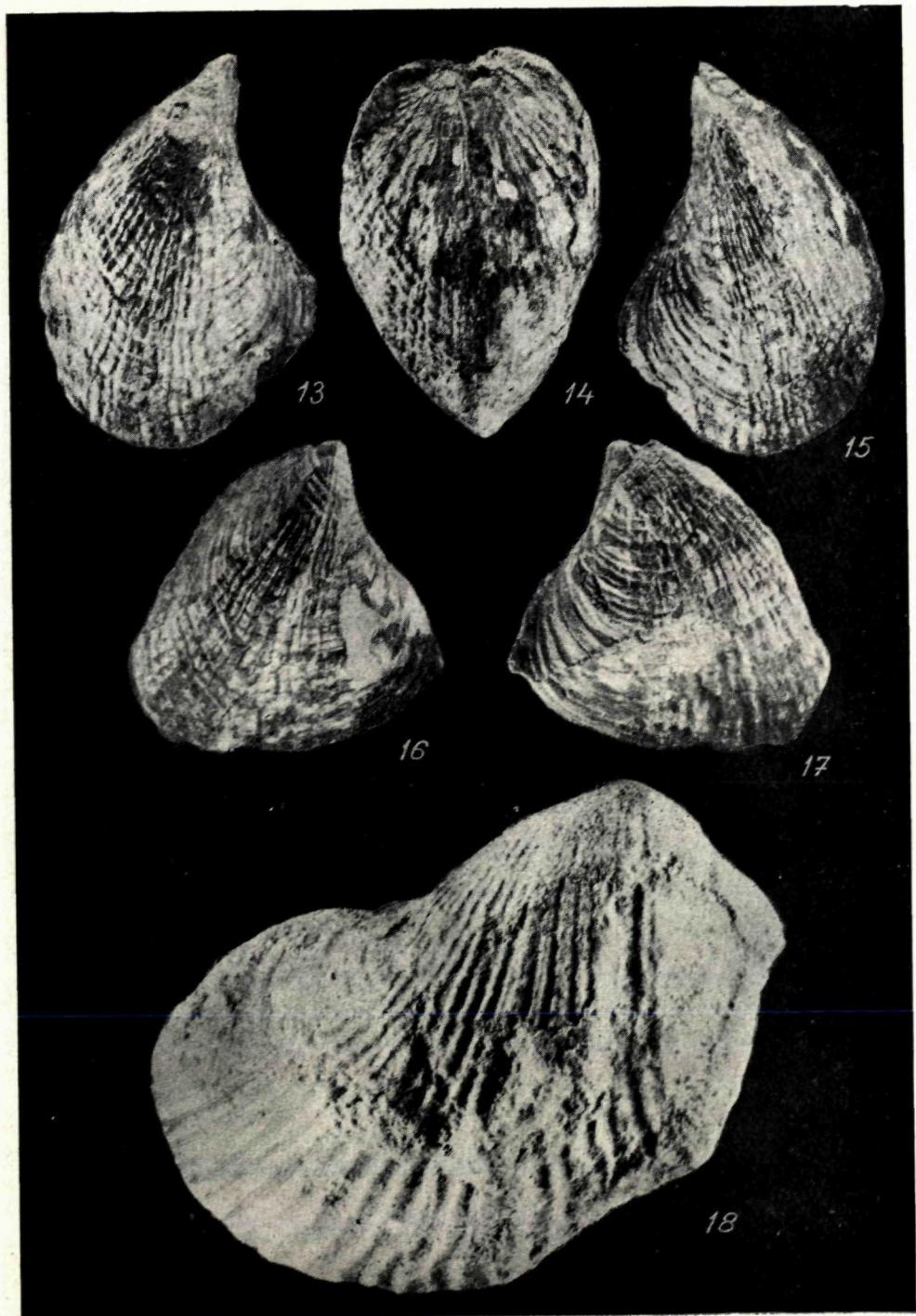
VYSVETLIVKY K TABULKÁM

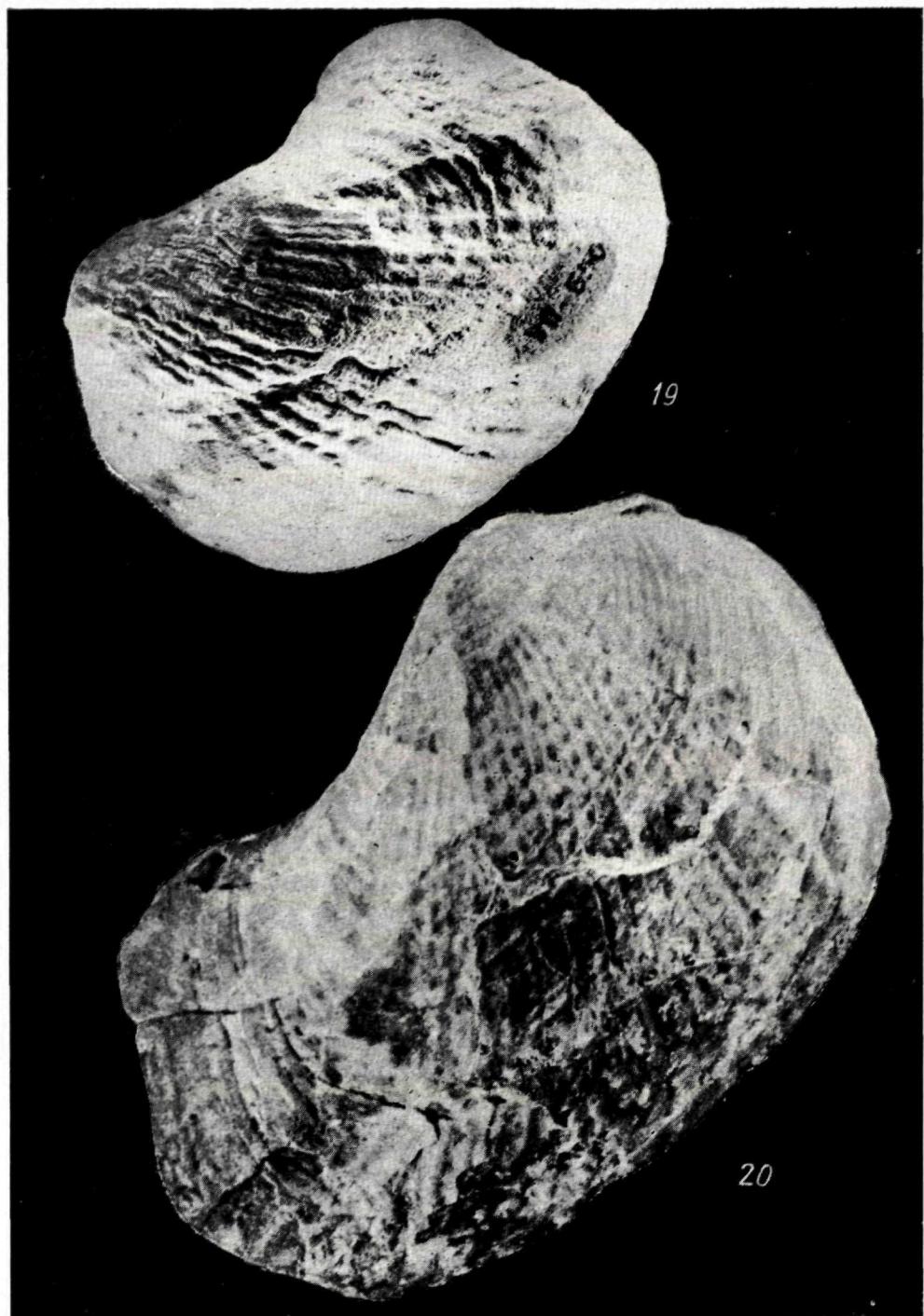
(Všetky fotografie sú v prirodzenej veľkosti)

- Tab. I. obr. 1—3. *Pholadomya andrusovi* nov. sp. Kováčov, z pieskov.
obr. 4—7. *Pholadomya puschi* Goldf. (forma *virgula* Mich t.). Kováčov, zo slieňov.
- Tab. II. obr. 8. *Pholadomya puschi* Goldf. (forma *trigonula* Mich t.). Kováčov zo slieňov.
obr. 9—10. *Pholadomya puschi* Goldf. (forma *trigonula* Mich t.). Kováčov, z pieskov.
obr. 11—12. *Pholadomya puschi* Goldf. (forma typická) Kováčov, zo slieňov.
- Tab. III. obr. 13—17. *Pholadomya puschi* Goldf. (forma *trigonula* Mich t.). Kováčov, z pieskov.
obr. 18. *Pholadomya alpina* Math. (forma *rectidorsata* Hörn.). Malá Čausa — Mačaci zámok, z pieskov.
- Tab. IV. obr. 19. *Pholadomya alpina* Math. (forma *rectidorsata* Hörn.) Malá Čausa, cintorín, z pieskov.
obr. 20. *Pholadomya alpina* Math. (forma *rostrata* Schff.) Sverepec-kamenolom, z pieskov.
- Tab. V. obr. 21—22. *Pholadomya alpina* Math. (forma *rostrata* Schff.). Sverepec — kameňolom, z pieskovcov.





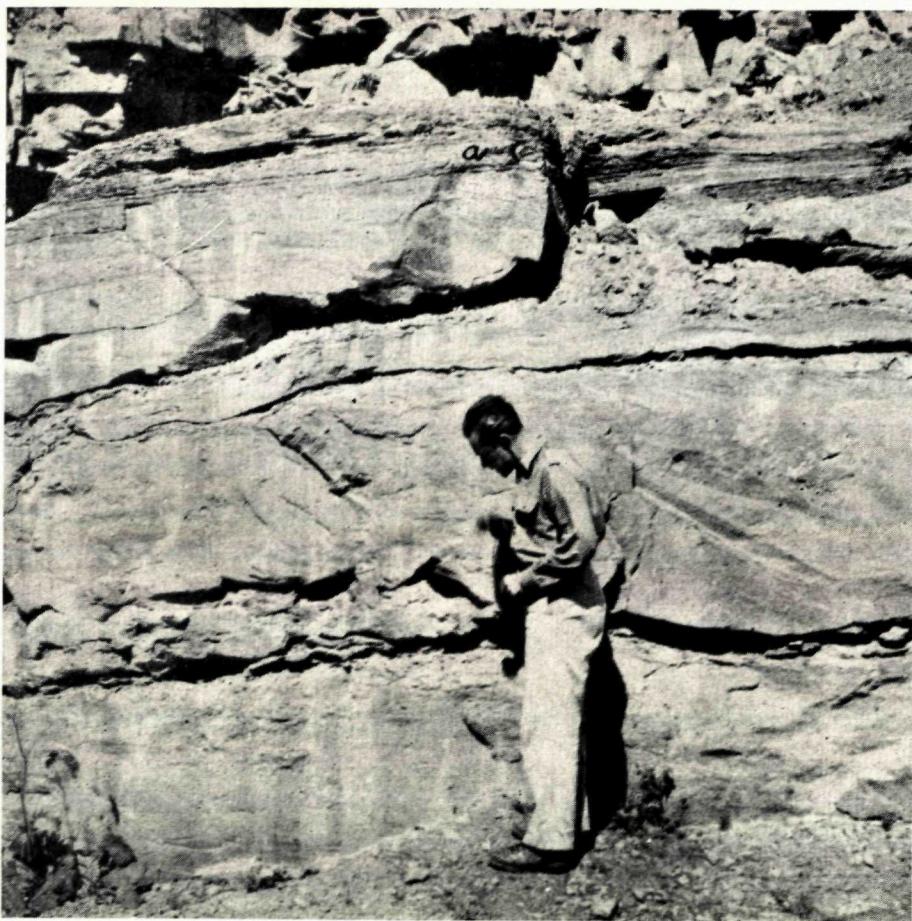




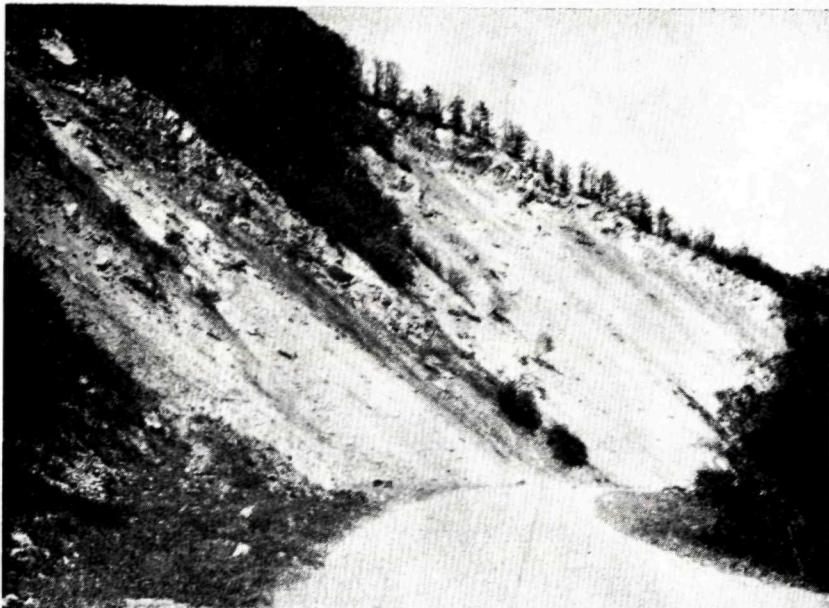




O b r. 1. Doskovite odlučný hrubozrnný pieskovec z bázy paleogénu.



O b r. 1. Horizontálne uloženie flyšových polôh pieskovcovo-zlepencových. Drobnozrnné pieskovce k vrchnej ploche prechádzajú v piesčité bridlice (a).

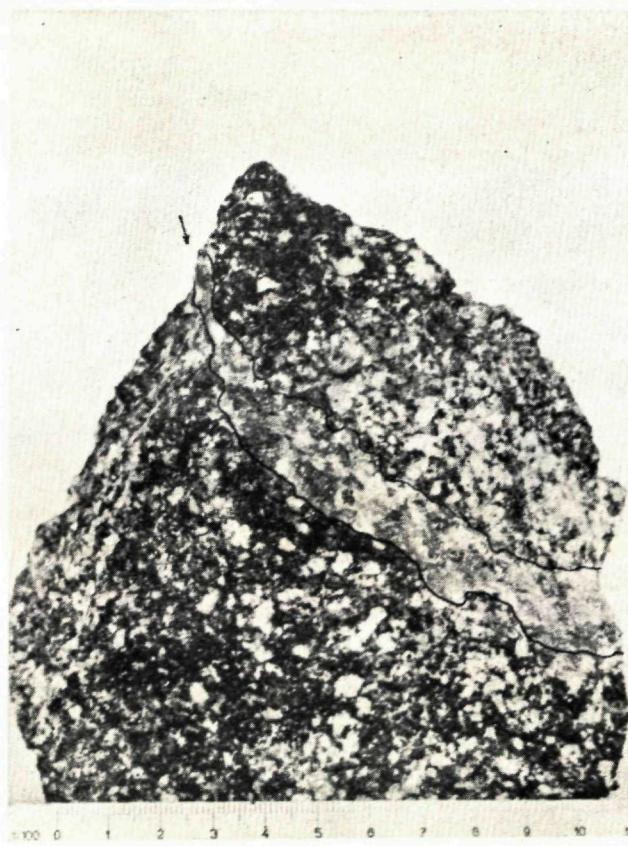


O b r. 1. Lom na biotitický granodiorit po ľavej strane rieky Hornádu pri Čahanovciach



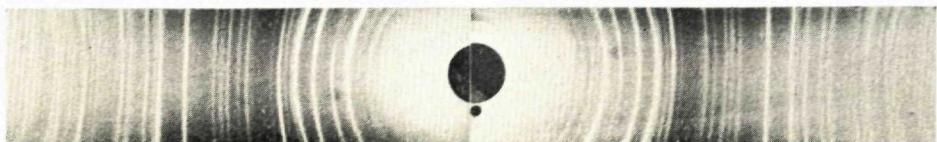
O b r. 2. Aplitická žilka naprieč tektonicky porušená a posunutá proti sebe úzkou tektonickou trhlinou vyplnenou z väčšej časti epidotom.

Foto Polačko



O b r. 1. Kremenná žilka s molybdenitom v biotitickom granodiorite, Čahanovce.

Foto Fritz

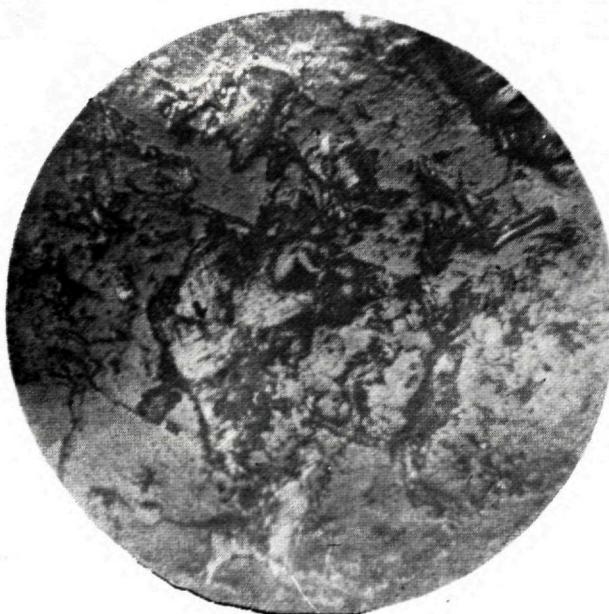


O b r. 2. Debyeogram molybdenitu, Čahanovce.



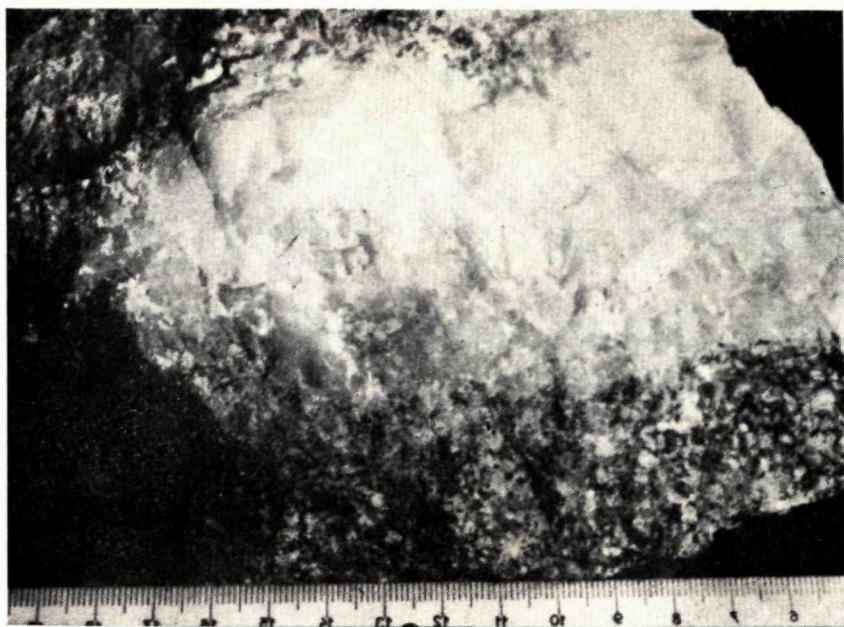
O b r. 1. Polysyntetické dvojčatenie, spôsobené tlakovou deformáciou molybdenitu + polaroidy, Tahanovce.

Foto Polačko



O b r. 2. Tabuľkovito-listočkovité alotriomorfne obmedzené kryštáliky molybdenitu (biele) v kremni (šedý), Tahanovce, 1 polaroid.

Foto Fritz



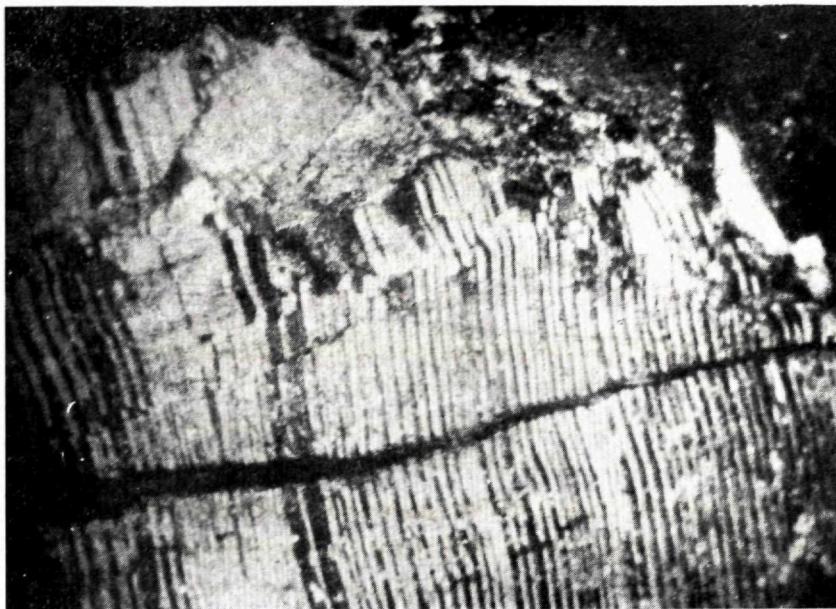
Obr. 1. Časť žily kryštalického kalcitu v biotitickom granodiorite, Ťahanovce.

Foto Polačko



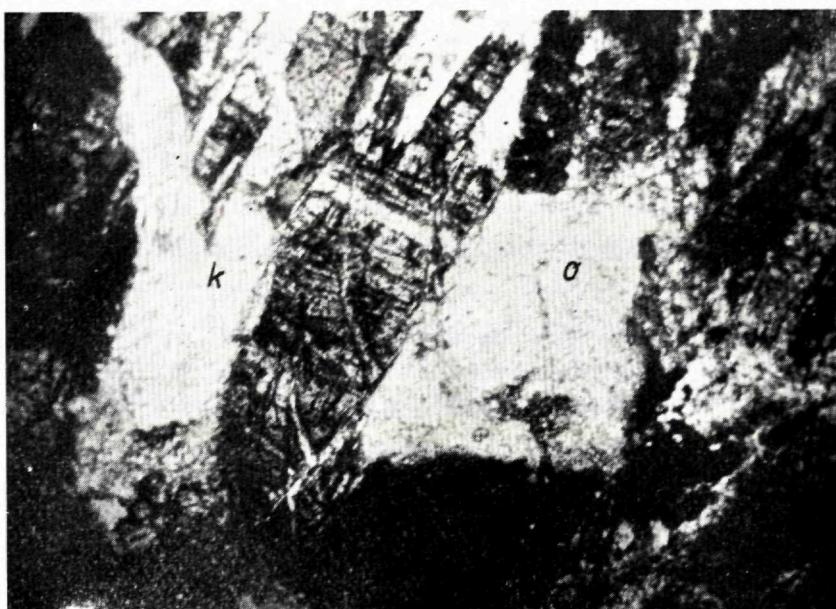
Obr. 2. Kalcitová žilka v plagioklase, v strede, chlorit (tmavý), biotitický granodiorit + polaroidy, Ťahanovce.

Foto Polačko



Obr. 1. Katakláza plagioklasu s posunutím polysyntetických lamiel v biotitickom granodiorite + polaroidy, Tahanovce.

Foto Polačko

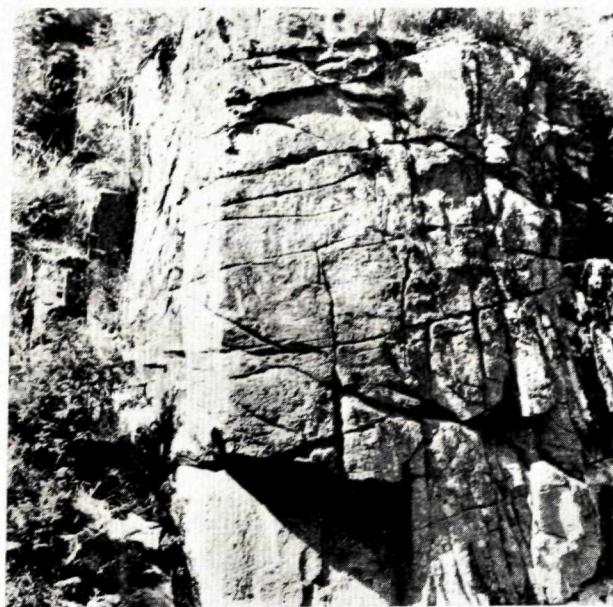


Obr. 2. Kataklasticky porušené kryštály turmalínu (tmavé) v biotitickom granodiorite (k—kalcit, o—ortoklas) + polaroidy, Tahanovce.

Foto Polačko



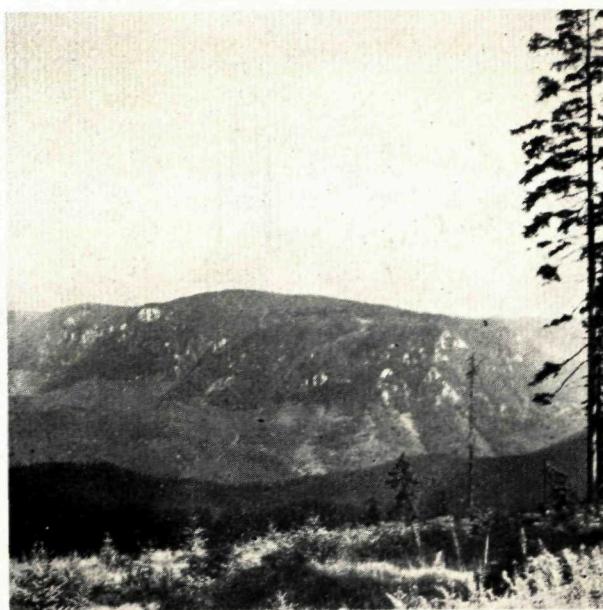
O b r. 1. Idiomorfne obmedzené kryštáliky epidotu vrastené v kremni (šedý a biely) v impregnáčnych žilkách biotitického granodioritu + polaroidy. Čahanovce. Foto Polačko



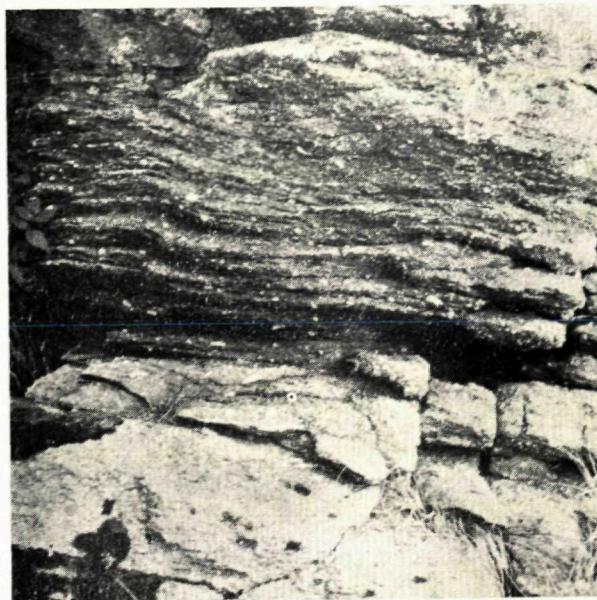
O b r. 1. Zbridličnatý porfyrovitý epigranodiorit. Hrebeň S – J smeru západne od doliny Hronovec medzi kótami 1230 a 1247.
Foto Kubíny



O b r. 2. Aplitické žily v kontaktne zmenených perlových amfibolitoch. Veľ. zel. dolina.
Foto Kubíny



O b r. 1. Mezozoikum Muránskej planiny (okolie Veľkej Stožky) plocho nasuté na granodioritový masív.
Foto Kubíny



O b r. 2. Systémy puklin granodioritového masívu. Prirodzený odkryv v doline Hronovec.
Foto Kubíny