

GEOLOGICKÝ PREHL'AD SPIŠSKO-GEMERSKÉHO  
RUDOHORIA*(Tab. XXII—XIX, ruské a nemecké resumé)*

Spišsko-gemerské rudohorie, ako najdôležitejšia metalogénna oblasť centrálnych Západných Karpát, budilo pozornosť geológov už začiatkom XIX. stor. Doterajšie názory na stratigrafiu a stavbu Spišsko-gemerského rudohoria sú však až doteraz veľmi rozdielne a často si navzájom protirečia. Táto nejednotnosť v ponímaní stratigrafie a tektoniky spočíva v tom, že predtriasové útvary vyvinuté v Spišsko-gemerskom rudohorí s výnimkou stredného karbónu neobsahujú fosilné zvyšky, čo veľmi zťažuje presné stanovenie ich veku. Pri stanovení stratigrafie nie je taktiež vždy možné opierať sa o zákon superpozície, lebo tektonické pomery sú často komplikované a v mnohých prípadoch mladšie útvary vystupujú v podloží starších útvarov. Stratigrafické stanovenie jednotlivých súvrství je ďalej sťažované tým, že faciálny vývoj jednotlivých útvarov je veľmi podobný, ba až rovnaký.

Výskum Spišsko-gemerského rudohoria sa stal v posledných rokoch z viacerých dôvodov jednou z prvoradých úloh geológie. Toto pohorie je kľúčom pre riešenie stavby paleozoika Karpát, a to nielen epimetamorfických sérií, ale aj katametamorfických sérií karpatského kryštalinika. Ďalším dôvodom je rozšírenie surovinovej rudnej základne Slovenska. Tento výskum robili od r. 1941 do r. 1950 pracovníci SÚÚG, ktorí riešili základné otázky Spišsko-gemerského rudohoria. Od r. 1950 zúčastnili sa výskumu tohto pohoria aj výskumníci z Čiech a z Geologicko-geografickej fakulty v Bratislave. V rokoch 1941—1951 vykonali sme v rôznych častiach Spišsko-gemerského rudohoria povrchový a podzemný geologický výskum. Výsledky nášho štúdia zčasti potvrdili staršie názory, zčasti sme dospeli k novému názoru na stratigrafiu a na stavbu Spišsko-gemerského rudohoria. Keďže v tomto pohorí nebol ešte ukončený detailný geologický výskum, budúcnosť ukáže, do akej miery sú naše názory opodstatnené a správne.

V tejto práci sa obmedzíme len na celkovú charakteristiku problematiky Rudohoria a nebudeme sa bližšie zaoberať dielčimi otázkami. Tieto otázky budú riešiť v geologických prácach jednotliví autori.

Prvé zmienky o Spišsko-gemerskom rudohorí nachádzame u F. S. Beudanta (1822) a C. Zeuschnera, ktorí sa obmedzujú na popis hornín z jednotlivých území Spišsko-gemerského rudohoria.

F. Andrian (1858) popisuje geologickú stavbu Spišsko-gemerského rudohoria (Schiefergebirge) a porovnáva ho s Alpami.

Prvý prehľad o tomto pohorí podáva D. Štúr. Stanovuje hlavné útvary, udáva ich rozšírenie a detailne popisuje jednotlivé horniny. Spišsko-gemerské rudohorie nazýva Voloveckým masívom. Pre porfyroidy, porfýry a pyroklastikum zavádza názov Karpathengneiss. Celkove správne stanovil hlavné geologické útvary.

F. Hauer (1869) v práci v celkovom pojednaní o Západných Karpatoch sa dotýka aj Spišsko-gemerského rudohoria, najmä fylit-diabázovej série, ktorú podľa analógie so Sudetským devónom kladie do devónu. Spomína fylity a ílovité bridlice staršieho paleozoika z južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, nad ktorými ležia devónske zelené bridlice prikruté karbónom, miestami permom s melafýrmi.

L. Maderspach (1878) podal prehľad rudných pomerov niektorých ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

T. Posewitz (1879) na základe mikroskopického štúdia považuje zele-nokamy (amfibolity) z okolia Dobšinej za dislokačne metamorfnú fáciu dioritu (podobne tiež F. Voit, 1900). Ďalej vyslovuje názor, že diabázy nepatria ku dobšinskému dioritu a s jeho názorom neskoršie súhlasí F. Voit (1900) a W. Bartels (1910). Permské kremité porfýry považuje čiastočne za spodno triasové, čiastočne za perm.

A. Kiss (1885) prvý našiel faunu v dobšinskom karbóne, ktorú považoval za silúrske.

F. Voit (1901) fylit-diabázovú sériu považuje za devónsku, dobšinský diorit za amfibolitický granitit až diorit a konglomeráty permu za karbón.

F. Schafarzík (1902) v okolí Rožňavy prvý rozpoznal v Spišsko-gemerskom rudohorí kremité porfýry a porfyroidy považované Štúrom za Karpathengneiss.

V. Uhlig (1903) v monumentálnom diele Bau und Bild der Karpathen sa dotýka aj stavby Spišsko-gemerského rudohoria a označuje elementy staršieho paleozoika ako „Erzführende Serie“, ktorá je prestúpená kyslými porfyroidmi a bázičnými intruzívnymi horninami (Grünschiefer). Na severnom a južnom okraji „Erzführende Serie“ je podľa neho vyvinutý karbón. Popiera vývoj permu v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Roku 1903 Kápolna rozlišuje na základe mikroskopie porfyroidy

eruptívneho a sedimentárneho pôvodu, pričom porfyroidy považuje za pokarbónske.

K poznatkom geológie okolia Rožňavy prispel E. R e g u l y (1903—1905), ktorý medzi iným spomína aj granitporfýr z okolia Betliara. Porfyroidy považuje za mladšie ako spodný obzor karbónu, ale staršie ako perm. V porfyroidoch spomína vložky bridlíc. Zmieňuje sa tiež o serpentíne pod Krásnou Hôrkou, ktorý údajne kontaktne metamorfuje okolité vápence.

H. B ö c k h (1904) podal stratigrafiu územia medzi Železníkom a Štítnikom a aplikoval ju pre južnú časť Spišsko-gemerského rudohoria.

Z paleontologických prác o dobšinskom karbone sú význačnejšie práce V. Illésa (1902), F. Frecha (1906) a najmä G. Rakusza (1930). Tento prvý súborne spracoval dobšinskú faunu, ktorú porovnáva s faunou ruského karbónu Doneckej oblasti.

J. Woldřich (1912 a 1913) počíta do staršieho paleozoika ním zavedenú porfyroidovú zónu a diabázové pásmo, ktoré považuje za devónske. K devónu počíta aj permské slepence severného okolia Dobšinej. Dobšinský diorit považuje za batolit starší ako fylit-diabázová séria a serpentínit za jeho diferenciačný produkt.

J. A h l b u r g (1913) v nazieraní na postavenie permu a karbónu nemá ustálený názor. Tak napr. permské slepence severne od Mlyniek vystupujúce v podloží mlyneckého karbónu považuje na základe ich pozície za devónske, hoci ekvivalentné slepence z okolia Bindtu správne kladie do permu. Spomína nález flóry v mlyneckom karbone a fauny v karbone u Ochtinej.

K. P a p (1919) na základe údajov literatúry spracoval geologicko-montanistické pomery rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

R. K e t t n e r (1921) vyslovuje názor, že diabázy sú s dobšinským dioritom spojené kontinuitným radom prechodov a na základe toho považuje diorit za magmatickú fáciu diabázovej magmy; chloritické bridlice za dislokačne metamorfované diabázy. Fylit-diabázovú sériu považuje za karbón.

L. Z e l e n k a (1927) zavádza označenie fylitová séria a spolu s M a t ě j k o m pre porfyroidovú zónu gelnická séria. Pre súvrstvie permu zaviedol názov červená séria, do ktorej zahrnul aj časť spodného triasu. Vo valúnoch permských konglomerátov okolia Krompách uvádza nález porfyroidov. Karbón v okolí Košíc rozdeľuje na slepencový a magnezitový.

D. A n d r u s o v—A. M a t ě j k a (1931) pre elementy Spišsko-gemerského rudohoria zavádzajú názov gemeridy.

B. Bouček—F. Ulrich (1931) popisujú karbónsku faunu z okolia Jelšavy a určujú ju za vrchnokarbónsku (ural).

F. Heritsch (1934) popisuje karbónske koraly magnezitového karbónu gemeríd a v tom istom roku K. A. Redlich pojednáva o magnezitových výskytoch Rudohoria.

P. Rozložník (1935) podáva podrobný petrografický popis hornín gemeridného kryštalinika a rudných pomerov okolia Dobšinej. Zavádza pre Zelenkovu—Matějkovu gelnickú sériu nový názov porfyroidová séria, stratigraficky ju presne nezadeľuje a pripúšťa jej aj spodnokarbónsky vek. Podáva stratigrafiu karbónu a pre slepence z okolia Bindtu zavádza názov bindtský konglomerát. V perme rozlišuje dva oddiely, spodný slepencový a vrchný bridličnatý. Spomína nález porfyroidu vo valúnoch permských slepencov z okolia Dobšinej.

V. Zoubek (1936) zdôrazňuje jednotnosť predmetamorfného vývoja kryštalinika Karpát a jeho flyšový charakter. Dotýka sa celkovej stratigrafie Spišsko-gemerského rudohoria a vzájomného pomeru efuzívnych permských porfýrov a intruzívnych staropaleozoických porfýrov.

J. Stejskal—J. Vachtl (1936) podáva popis geologickej stavby okolia Dobšinej. Dobšinský diorit a serpentín považujú za preddevónske, porfyroidovú zónu a diabázové pásma za devón. V okolí Dobšinej zistili felzitický porfýr a tufový porfyroid.

V južnej časti Rudohoria previedol rozsiahle výskumy J. Šuf (1927 až 1938). Pridržiaval sa stratigrafie podanej A. Matějkom—L. Zelenkom. Slepencovo-bridličnatý vývoj karbónu medzi Jasovom a Železníkom považoval za perm a označil ho ako Rožňavsko-železnická séria. Jeho práce sa dotýkajú tiež mezozoika gemeríd. Na základe ním nájdennej fauny pri Kobeliarove stanovil trias.

J. Vachtl (1938) pojednáva o karbone medzi Dobšinou a Koterbachmi (Rudňany). V nadloží bindt-koterbašských slepencov prvý našiel flóru, na základe ktorej tamojší karbón začlenil do westfalu B—C. Dotýka sa tiež stratigrafického postavenia ostatných gemeridných členov ako porfyroidovej série, ktorej vek určuje medzi westfalskú transgresiu a perm. Hnilecká žula je podľa názoru J. Vachtla powestfalského veku a jej vznik je viazaný na vulkanizmus, za ktorého vznikly tiež efuzívne a intruzívne kremité porfýry.

B. Kordiuk (1941) kladie intrúziu gemeridného granitu do vrchnej kriedy až miocénu a gemeridné serpentíny považuje za spodnotriasové.

R. Schönnenberg (1949) pojednáva o zrudnení Spišsko-gemerského rudohoria, ktoré viaže na intrúziu gemeridného granitu. Ďalej vyslovuje

názor, že asociácie rudných minerálov žilnej výplne sú v priamej závislosti od vzdialenosti od granitu.

O gemeridnom mezozoiku pojednávajú: J. Stürzenbaum (1879), H. Böckh (1904), S. Vitális (1907), D. Štúr (1869), J. Šuf (1930 až 1938), D. Andrusov (1935), Z. Roth (1939), J. Janáček (1940), K. Ballogh (1945), V. Homola (1950), A. Csisko (1942), M. Mahel', (1950) a iní.

## STRATIGRAFIA STAVBA SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

Gemeridy sa rozprestierajú medzi Lučencom a Košicami v celkovej dĺžke cca 120 km. V centrálnej časti dosahujú maximálnu šírku, kým na oboch koncoch dochádza k ich nápadnému zúženiu. Majú oblúkovitý priebeh, ktorý vcelku sledujú aj ich jednotlivé útvary. V západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria majú útvary smer JZ—SV, v centrálnej časti Z—V, vo východnej časti sa oblúkovite stáčajú na JV.

Na západe sú gemeridy ohraničené neovulkanickým Slovenským stredohorím, na severe veporidnými elementmi, paleogénom popradskej kotliny, pohorím Brániska a Čiernej hory. Na juhu a na východe gemeridy sa noria pod tret'ohorné sedimenty. Na stavbe gemeríd sa zúčastňujú paleozoické a mezozoické elementy. Paleozoikum tvorí centrálnu časť gemeríd, kým útvary mezozoické sú vyvinuté v hlavných masách na ich južnom a severnom okraji. Stratigrafické postavenie jednotlivých útvarov a ich členov, najmä kryštalínika, v dôsledku už uvedených ťažkostí u starších autorov, bolo chápané veľmi nejednotne. Mladšie útvary vystupujúce v podloží starších útvarov (napr. perm v okolí Mlyniak, ktorý vystupuje v podloží karbónu) boli považované za staršie ako ich tektonické nadložie (Ahlburg, 1913). Inokedy na základe rozdielného faciálneho vývoja jedného útvaru (stredný karbón) boli jeho jednotlivé faciálne vývoje kladené do rôznych útvarov.

Na druhej strane zas horniny patriace vekove rôznym útvarom, ako serpentín, diabázy a dobšinský diorit, boli považované za stratigrafické ekvivalenty a interpretované ako štiepne produkty spoločnej magmy. Po systematickom štúdiu celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria dospievame k názoru na nasledujúce stratigrafické rozdelenie.

1. Staršie paleozoikum:
  - a) dobšinský diorit,
  - b) drnavská séria,
  - c) uhorňanská séria.
2. Mladšie paleozoikum:

- a) fylit-diabázová séria,
  - b) stredný karbón,
  - c) terigénne sedimenty permu s efuzívnymi kremitými porfýrmi,
  - d) gemeridná žula.
3. Mezozoikum.
  4. Tret'ohory.
  5. Štvrtohory.

## Staršie paleozoikum

### Dobšinský diorit

je známy v gemeridách iba z okolia Dobšinej. Vystupuje v hlavných masách v okolí Guglu (998,7 m). Ďalej prichádza v pruhu medzi Hopfgartenbergom (951 m) a západným svahom Königsbergu (1059 m). Menšie výskytu dioritu stretávame v doline Tešnarka, v okolí Šteinbergu (611 m) v Malej a Veľkej vlčej doline, na hrebeni Langenberg (974 m), Birkelbergu (788 m) a v doline potoka Nirnsgrund.

Najzápadnejším výskytom dobšinského dioritu sú 2 malé telesá dioritu v doline Slanej JZ od Rejdovej Pod Taflyovou. Dobšinský diorit bol okrem toho zastihnutý podzemnými banskými prácami v revíri Dedičnej štôlne v Dobšinej. Diorit zastihnutý spomínanými banskými prácami na deň nevystupuje; v jeho nadloží prichádzajú sedimenty fylit-diabázovej série, karbón a perm.

Prevládajúcim typom dobšinského dioritu je svetlo až tmavosivý strednozrnný leukokrátne kremitý diorit, ktorý prevláda v južnej časti dioritovej oblasti. V severnej časti tejto oblasti, v okolí Guglu a v pruhu Hopfgartenberg — západný svah Königsbergu — prevláda tmavozelený, jemno až strednozrnný diorit prechádzajúci do gabrodioritu. Oba hlavné typy dioritu sú spojené plynulými prechodmi. Dobšinský diorit je z hornín gemeridného kryštalinika najintenzívnejšie postihnutý premenou. Živcové komponenty sú intenzívne sericitizované, kým amfibol je najčastejšie zatlačený chloritom. Býva silne stlačený a zbridličnatený, pričom jeho kyslejšia fácia — kremitý diorit — vedie k vzniku mylonitov; bázeckejší diorit a gabrodiorit ku vzniku bridličnatých amfibolitov.

Dobšinský diorit sa stýka s rôznymi členmi gemeridného paleozoika, a to s elementmi fylit-diabázovej série, karbónom a permom. Pod Taflyovou tiež s prvkami veporidného kryštalinika.

Hlavné teleso dioritu medzi Ebenbergom a Jerusalembergom, pruh medzi Hopfgartenbergom a západným svahom Königsbergu, ako aj vý-

skyty dioritu Pod Taľlyovou majú povahu parautochtónu. Stredný karbón transgreduje na diorit, jeho transgresívny charakter bol miestami zachovaný a miestami sotretý tektonikou poklesového a presunového charakteru.

Menšie výskyty dioritu na Langenbergu, Birkelnbergu a v doline Nirsgrund považujeme za tektonické šupiny odtrhnuté od vlastného telesa pri presunovaní mladších útvarov, spolu s nimi presunuté a do nich zavrásnené.

Pri zvrásnení gemeridného kryštalinika došlo vedľa spomínaného lokálneho zbridľičnatenia a premeny dobšinského dioritu tiež k jeho lokálnemu miernemu nasunutiu na fylit-diabázovú sériu.

Stratigrafické postavenie dobšinského dioritu je zatiaľ neisté. Bol s určitosťou dokázaný vo valúnoch, bazálnych slepencov westfalu a nami potvrdený vo valúnoch týchto slepencov na južnom svahu Birkelnbergu. Jeho horná hranica je daná jeho vystupovaním vo valúnoch bazálnych slepencov westfalu. Jeho bližšie stratigrafické určenie je však nesnadné, pretože útvary staršie ako stredný karbón majú nedostatok vývoja bazálnych slepencov, v ktorých by sa mohol diorit vo valúnoch vyskytovať. I keď stupeň metamorfózy nie je vždy pre určovanie veku hornín smerodajný, je nápadné, že dobšinský diorit z hornín a útvarov gemeridného kryštalinika bol premenou najintenzívnejšie postihnutý, hoci ako súčiastka jedného tektonického celku mal by podliehať jednotnému orogenetickému a metamorfnému cyklu. Táto okolnosť a tiež nedostatok jeho kontaktných účinkov na okolité horniny nás vedie k názoru, že dobšinský diorit je najstarším elementom gemeríd.

### **Drnavská séria**

Epimetamorfne sedimentárne súvrstvie, kremité porfýry a pyroklastikum kremitých porfýrov vystupujúce južne od severného pruhu fylit-diabázovej série v centrálnej časti gemeridného kryštalinika, označili Matějka a Zelenka ako gelnickú sériu a Rozložník ako porfýroidovú sériu. Najnovšie jeden z nás (M. K.) rozdelil toto súvrstvie na dve časti, na spodnú sedimentárnu časť — drnavská séria a vrchnú vulkanickú časť — uhorňanská séria. Obe série sú vyvinuté v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Drnavská séria bola pomenovaná podľa sedimentárneho súvrstvia typicky vyvinutého v severnom okolí Drnavy. Je tvorená súvrstvím slabo metamorfovaných a nemetamorfovaných chloritických, chloriticko-seritických bridlíc a fylitov, sericitických fylitov, kremitých bridlíc a fylitov, tmavých až čiernych bridlíc a fylitov, s polohami lydítov a kryštalických vápencov, miestami metasomaticky zmenených v ankerity. K tomuto súvrstviu pristupujú miestami drobové kvarcity a

kvarcity, ktoré nadobúdajú najmä v oblasti Volovca značnú mocnosť. Charakteristickým členom drnavskej série sú tzv. páskované bridlice a fylity tvorené svetlejšími a tmavšími tenkými polohami. Medzi jednotlivými spomínanými typmi je kontinuálny rad prechodov, pričom jednotlivé typy hornín sa medzi sebou často striedajú v tenkých polohách. Naznačený vývoj sedimentov poukazuje na ich flyšový vývoj sedimentácie diastrofického rázu.

Jednotlivé typy drnavskej série síce miestami dosahujú značné mocnosti, ktoré by mohli poukazovať na jej odlišný faciálny vývoj v jednotlivých častiach gemeríd. Tento zjav však možno interpretovať pokojnejšou lokálnou sedimentáciou a tektonickým zmohutnením. Celkove však faciálny vývoj sedimentov drnavskej série je jednotný pre celú oblasť gemeríd. V centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Hankovou na západe a Vtáčím vrchom (1121 m) juž. Mníšku n. Hn. na východe, vystupujú v prerušovanom pruhu čierne lydity a kryštallické vápence. Pruh lyditov pokračuje ešte ďalej na východ až do severovýchodnej oblasti Zlatej Idky.

Vývoj lyditov a vápencov v plytkovodnej drnavskej sérii poukazuje na jestvovanie dielčej synklinály v centrálnej časti gemeridnej staropaleozoickej geosynklinály, alebo predstavuje jej maximálne prehlbenie.

Zdanlivá petrografická pestrosť hornín súvrstvia drnavskej série je podmienená jednak primárne flyšovým vývojom sedimentov, jednak sekundárne rôznou intenzitou regionálnej premeny týchto sedimentov.

### Uhornánska séria

Bola pomenovaná (M. K.) podľa jej typického vývoja v okolí Uhornej pri Smolníku. Je tvorená kremitými porfýrmi, hrubozrnným pyroklastikom s vložkami ílovitých a fylitických bridlíc, lokálne s valúnkami hornín drnavskej série a porfyroidmi. Tvorí niekoľko pruhov, z ktorých hlavné sa vyskytujú medzi Nižnou Slanou a Smolníkom, medzi Rejdovou a Súľovou a medzi Mníškom n. Hn. a Kojšovou hoľou (1248 m). Okrem týchto hlavných pruhov uhornánska séria sa vyskytuje v menších pruhoch v rôznych častiach gemeríd.

Kremité porfýry sú prevažne efúzívneho typu, čoho dôkazom sú ich efúziu sprevádzajúce tuфы a na čo poukazuje aj nález miarol vyplnených kremito-albitickou substanciou. Okrem efúzívnych typov kremitých porfýrov predpokladáme tiež intruzívne typy, najmä v tých častiach Spišsko-gemerského rudohoria, kde je nedostatok vývoja ich tufov. Makroskopické stanovenie jednotlivých typov kremitých porfýrov je veľmi nesnadné, lebo oba typy vedú k porfyrickým horninám rovnakého mineralogického

složenia a obdobnej textúry a štruktúry. Pre prisúdenie efuzívnej povahy kremitých porfýrov je rozhodujúcim činiteľom ich spoločné vystupovanie s ich tufmi, ktoré obsahujú vložky ílovitých a fylitických bridlíc, pričom aj miaroly sú bližšie efuzívnym typom. U efuzívnych typov predpokladal by sa hyalinný vývoj základnej hmoty, ktorý mohol byť, pravda, sotretý jej sekundárnou rekryštalizáciou. Na druhej strane sú intruzívne kremité porfýry charakteristické hrubozrnnejším vývojom zrna, s holokryštalinickou základnou hmotou a nedostatkom vývoja tufov. Nemetamorfované kremité porfýry sú porfyrickej štruktúry s hypidiomorfne zrnitou, niekedy až krypto-kryštalickou základnou hmotou. Kremité porfýry gemeríd sú viac alebo menej intenzívne metamorfované na bridličnaté porfyroidy, ktoré majú porfyroklastickú štruktúru s granoblastickou, nematoblastickou až lepidoblastickou základnou hmotou. Intruzívne typy kremitých porfýrov tvoria v drnavskej sérii složité telesá.

Stlačené tufy kremitých porfýrov v gemeridách sú petrograficky obdobné porfyroidom, vzniknutým z kremitých porfýrov. Pozorovateľne sa od nich líšia iba väčším podielom biotitu, jeho premenou nadobúdajú miestami tiež odlišnú špinavo-hrdzavú farbu. Okrem toho porfyroidy vzniknuté z tufov majú brekciovitý charakter, lokálne slepencovitý (valúny slepencov sú prevažne z kremencov a piesčitých bridlíc drnavskej série) a laterálne prechádzajú do sedimentov s variabilnou prímесou jemnozrného vulkanického materiálu. Tieto sedimentárne vložky majú veľmi slabú mocnosť a veľmi malý plošný rozsah. Na základe uvedenej charakteristiky možno tieto porfyroidy pri mapovaní samostatne vyznačiť.

V priebehu nášho výskumu dochádzali sme čiastočne k odlišnému nazeraniu na existenciu oboch sérií. Z toho vyplynuly ďalšie nesrovnalosti v názoroch na tektoniku spomenutých sérií, ako aj pri interpretácii petrografickej povahy niektorých ich členov. Tieto rozdiely boli len podradného významu a pri celkovom nazeraní na stavbu paleozoika neboly medzi nami zásadné rozpory.

K u t h a n, ako sme už uviedli, zaviedol nové rozdelenie staršieho paleozoika na dve série na základe ich odlišného genetického pôvodu a na základe nálezu útržkov a valúnov sedimentov drnavskej série v tufoch kremitých porfýrov, ako aj na základe nálezu kontaktných účinkov kremitých porfýrov na sedimenty drnavskej série. Na základe toho považoval drnavskú sériu za staršiu ako uhorňanská séria. Pritom však zdôrazňoval, že medzi oboma sériami nejestvuje stratigrafický hiát. Kremitým porfýrom na základe nálezu ich tufov pripisoval prevažne efuzívny charakter, pričom zastával názor, že vedľa efuzívnych typov môžu vystupovať tiež intruzívne typy. K jeho názoru sa priklonil tiež F u s á n. Spolu s F u

s á n o m zastávali názor, že obidve série sú medzi sebou silne vrásnené, miestami cez seba presunuté a že vytvárajú až ležaté vrásky.

Na druhej strane Kamenický zdôrazňoval, že nie je nutné deliť porfyroidovú sériu na dve samostatné série, medzi ktorými nepredpokladal stratigrafický hiát. Zastával názor, že vystačíme so starším označením jednej série — porfyroidová séria, ktorá je tvorená staršou sedimentárnou složkou a relatívne mladšou erupčivnou složkou. Kremité porfýry považoval prevažne za intruzívne, pričom pripúšťal možnosť existencie tiež efuzívnych typov. Porfyroidy vzniknuté z tufov kremitých porfýrov interpretoval na základe ich nápadnej podobnosti s produktami kontaktnej premeny gemeridného granitu v doline Hummel, sev. Vyš. Medzeva ako feldspatitizované sedimenty porfyroidovej série, feldspatitizované pri intrúzii gemeridného granitu. Zdôrazňoval flyšový vývoj sedimentov staršieho paleozoika, ktorého sedimentárny vývoj bol miestami ukončený vulkanickou činnosťou, ale miestami sedimentácia pokračovala aj počas tohto vulkanizmu.

Po dopĺňujúcom štúdiu v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria dospeli sme k spoločnému názoru na postavenie staršieho paleozoika gemeríd.

Sedimenty staršieho gemeridného paleozoika majú flyšový vývin, pričom polohy lyditov a kryštálických vápencov predstavujú jeho hlbšiu fáciu. Stratigrafické stanovenie vrstevného sledu tohto súvrstvia naráža pri jeho flyšovej sedimentácii a pre silné tektonické postihnutie tohto súvrstvia na značné ťažkosti.

Keď predpokladáme, že sedimentácia začína hrubozrnnejším materiálom, tak bázu drnavskej série by tvorily kremence s polohami drobových slepencov a slabými polohami fylitov a bridlíc, nad nimi by prichádzalo súvrstvie spomínaných bridlíc a fylitov. Za predpokladu postupného prehľbovania sa staropaleozoickej gemeridnej geosynklinály, polohy lyditov a kryštálických vápencov by predstavovali vyšší horizont drnavskej série. Pri flyšovej sedimentácii jednotlivé typy hornín môžu sedimentovať súčasne, takže kvarcity drnavskej série s polohami drobových slepencov známe z južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, nemusia bezpodmienečne predstavovať jej bazálnu časť, ale bázou môžu byť lokálne aj iné horniny.

Na sklonku sedimentácie drnavskej série došlo k vulkanickej činnosti, za ktorej vznikly elementy uhorňanskej série. Táto vulkanická činnosť nastala bezprostredne po sedimentácii, prípadne ešte za jej ukončovania, takže medzi obidvoma sériami nedošlo k stratigrafickému hiátu. Naskytuje sa tu však otázka, či touto vulkanickou činnosťou bola sedimentácia úplne prerušená v celej oblasti geosynklinály, alebo či miestami, kde nedošlo

k erupcii kremitých porfýrov, sedimentácia nepokračovala ďalej. S touto otázkou je spojená existencia uhornánskej a drnavskej série.

Uhornánska séria je tvorená podstatne vulkanickými elementami a vložky ílovitých sedimentov vystupujú v nej len miestami, a to iba sporadicky. Stratigrafické nívó uhornánskej série predstavuje ukončenie sedimentačného cyklu drnavskej série.

Presné stratigrafické určenie veku obidvoch sérií je pre nedostatok skamenelín obtiažné. Jediným kritériom pre posudzovanie ich veku je nález materiálu z týchto sérií vo valúnoch slepencov, a to valúny kremencov, čiernych kremitých fylitov a kremitých porfýrov v karbónskych slepencoch pri Nižnej Slanej, Roštári, na Hrádku a Pálenici pri Rudňanoch, ako aj ich všeobecné vystupovanie v podloží fylit-diabázovej série. Nález materiálu týchto sérií vo valúnoch karbónskych slepencov hovorí pre ich predwestfalský vek. Fylit-diabázovú sériu, ako poukážeme ďalej, považujeme za mladšiu zo spomínaných sérií, ktorá zastupuje spodný karbón. Na základe uvedeného pripisujeme pre drnavskú a uhornánsku sériu staropaleozoický vek (silúr—devón).

Drnavská séria predstavuje súvrstvie flyšového charakteru, ktoré je v stratigrafickom smysle dostatočne definovateľné ako séria. Ináč je tomu po stránke tektonickej. Miestami má síce drnavská séria vlastný tektonický režim vyplývajúci z odlišnej plasticity jej členov, vcelku však tvorí s uhornánskou sériou jeden tektonický celok. Táto okolnosť nemusí byť však v rozpore s jej ponímaním ako séria.

Uhornánska séria predstavuje erupzívnu fázu so sporadickým vývojom sedimentov, ktoré sú síce svojím vývojom lokálne pozorovateľne odlišné od sedimentov drnavskej série, inokedy odpovedajú petrograficky úplne sedimentom drnavskej série. Vynára sa tu preto otázka, či uhornánsku sériu máme pokladať za samostatnú sériu, alebo len za erupzívnu časť jednej porfyroidovej série. V prípade jej existencie musíme predpokladať, že pri vulkanizme, za ktorého vzniká uhornánska séria, došlo k prerušeniu sedimentácie v celej oblasti staropaleozoickej gemeridnej geosynklinály. Tohoto predpokladu nasvedčuje nedostatok tufového materiálu v sedimentoch drnavskej série.

Na druhej strane, keď uvažujeme o mechanizme vulkanickej činnosti, ktorá nemusí v celej rozsiahlej oblasti nastávať súčasne, ale prejavuje sa v nej postupne v istom časovom rozpätí, treba nám predpokladať, že sedimentácia pokračovala v oblastiach, ktoré neboli postihnuté vulkanickou činnosťou. Pri tejto interpretácii predpokladal by sa pyroklastický materiál uhornánskej série v slabých polohách v súvrství drnavskej série. Spomínaný zjav nebol zatiaľ v drnavskej sérii pozorovaný.

V prípade, že pripúšťame možnosť sedimentácie aj za vulkanickej činnosti, nie je existencia dvoch sérií v staršom paleozoiku gemeríd opodstatnená. Vtedy by jestvovala iba jedna séria tvorená sedimentárnou a vulkanickou složkou, pričom väčšia časť sedimentárnej složky je od vulkanickej činnosti staršia.

Pre riešenie tejto dôležitej otázky neboly dosiaľ získané dostačujúce dôkazy, preto budeme v ďalšom používať rozdelenie na dve série zavedené už do literatúry.

## Mladšie paleozoikum

### Fylit-diabázová séria

Fylit-diabázová séria bola pomenovaná Andrusovom a Matějkom. Zelenka ju nazýva fylitovou sériou. Je složená z chloriticko-sericitických fylitov, s ojedinelými vložkami bielych cukrovoznitých kryštalických vápencov a tmavých bridlíc a lokálne vyvinutými metamorfnými svetlosivými kremito-chloritickými bridlicami drobovej povahy. Fylit-diabázová séria, pretože nemá bazálne súvrstvie, sedimentovala pravdepodobne hneď po vulkanizme kremitých porfýrov bez toho, aby bolo došlo k vynoreniu gemeridnej geosynklinály. K sedimentom pristupujú metamorfované diabázy, tufy, tufity a diority, často premenené na amfibolity. Metamorfované sedimenty fylit-diabázovej série sa proti sedimentom drnavskej série vyznačujú celkovo intenzívnejším stlačením a zbridličnatením a úmerne tomu výrazným striebристо-zelenkavým leskom na plochách šupinovitej odlučnosti. Ich sedimentácia nastala proti sedimentom drnavskej série v pokojnejšom prostredí. Nedochádzalo tu k podstatnejším sedimentačným zmenám ani k diastrofickým zjavom. V súlade s tým je fylit-diabázová séria v celej oblasti podstatne tvorená chloritickými bridlicami a fylitmi bez striedania sedimentačných facií, aké sme spomínali pri drnavskej sérii. Na niektorých miestach došlo tiež k sedimentácii vápencov, ktoré tvoria slabé, niekoľko cm až 20 m mocné polohy v diabázových tufitoch a fylitoch tejto série. Tieto vápence spomína už Ahlburg a Rozložník z Dedičnej štôlne v Dobšinej. Na nových lokalitách sme našli najnovšie výskyty týchto vápencov JZ od Rudnianskej Maši, v bývalom banskom poli Coburg, v prekope pod Steinbergom, v revíre Dedičnej štôlne v Dobšinej a v zárezoch poľnej cesty z Dobšinej na Steinberg. Vápence Dedičnej štôlne v Dobšinej sa striedajú s polohami diabázových tufitov.

Diabázy majú efuzívnu povahu, majú často zachovanú fluidálnu textúru

a sú sprevádzané tufmi. Diabázy predstavujú podmorské výlevy, na čo poukazujú práve spomínané tufy a tufity striedajúce sa s vápencami a fylitmi. Po ich spoločnom zvrásnení so sedimentami svojím tvarom pripomínajú složité telesá so značnými mocnosťami.

Diabázy sú charakteristické pokročilým štádiom premeny a z primárnych minerálnych komponentov, plagioklasu a augitu sa zachovaly len ojedinelé relikt. Sú to horniny polymetamorfne, postihnuté regionálnou a hydrotermálnou premenou.

Slabo premenené tufy a tufity majú masívny charakter a často pripomínajú diabázy. Rozlišovanie tufogénneho materiálu od bridlíc a fylitov je sťažované tým, že tieto sa s nimi často striedajú v tenkých polohách, pričom boli s nimi spolu metamorfované vo fylity rovnakého petrografického charakteru. Miestami, kde tufogénny materiál tvorí mocnejšie polohy a nebol význačnejšie premenený, dá sa pri mapovaní odlíšiť.

Okrem diabázov vyskytujú sa vo fylit-diabázovej sérii JZ od Košíc, na Šajkane SV od Nálepky a v južnom okolí Mlyniak a inde diority, ktoré považujeme za hlbinné formy diabázov. Tieto horniny vystupujú tiež mimo územia fylit-diabázovej série v okolí Smolníka, Mníška n. Hn., Gelnice a južne od Švedlára, kde prerážajú drnavskú a uhorňanskú sériu.

Fylit-diabázová séria je vyvinutá pri severnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria v súvislom pruhu medzi Rejdovou v hornej časti doliny Slanej na západe, pokračuje cez Dobšín, Babinu (1277 m n. m.) do doliny Hnilca k Nálepke smerom k Rudňanom, kde jej severná časť zasahuje pod mezozoikum Galmusu, pokračuje k Slovinkám, odkiaľ sa oblúkovo stáča na juhovýchod cez Žakarovce, Veľký Folkmár ku Košiciam.

V južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria je fylit-diabázová séria vyvinutá len v malých ostrovoch severovýchodne od Roštára a JZ od Ochtinej.

Názory na stratigrafické postavenie fylit-diabázovej série sú dosiaľ nejednotné. Chýbajú paleontologické nálezy, ktoré by jej vek spoľahlivo určili. Pre posudzovanie jej veku prichádzajú do úvahy dve okolnosti. Keď sa pozeráme na celkovú stavbu Spišsko-gemerského rudohoria, vidíme, že jeho centrálna časť je tvorená drnavskou a uhorňanskou sériou, kým jeho severný a južný okraj tvoria postupne mladšie útvary. Fylit-diabázová séria vystupuje medzi komplexom drnavskej a uhorňanskej série na juhu a stredným karbónom, prípadne verukánom na severe, ktorým tvorí podložie. Na druhej strane horniny fylit-diabázovej série sa vyskytujú ako valúny v bindt-koterbašských slepencoch, ktorých vek bol paleontologicky preukázaný ako westfal B—C. Z uvedeného nevyhnutne vyplýva, že fylit-diabázová séria je staršia od westfalu a mladšia od uhorňanskej série. Horná hranica fylit-diabázovej série je tým dostatočne určená

ako predwestfalská, kým jej spodná hranica k uhornánskej a drnavskej sérii je určená len relatívne. Jej vek nebol paleontologicky preukázaný. Uvedené skutočnosti nasvedčujú tomu, že fylit-diabázová séria z väčšej časti patrí spodnému karbónu, prípadne jej počiatok možno klásť do vrchného devónu.

Fylit-diabázová séria má proti drnavskej a uhornánskej sérii celkovo vyšší stupeň premeny. Tento zjav súvisí jednak so silnou hydrotermálnou premenou diabázov, s väčšou plasticitou sedimentov tejto série, ako aj jej pozíciou na severnom okraji gemeríd a v blízkosti tatridných elementov, kde sa účinky orogenetických tlakov najintenzívnejšie prejavovali.

Fylit-diabázová séria tvorí jeden celok. Vystupuje v nadloží útvarov staršieho paleozoika a v podloží stredného karbónu, verukána alebo mezozoika. Bola postihnutá silným stlačením a zvrásnením s prevažne južným úklonom vrás.

Vystupovanie hornín fylit-diabázovej série vo valúnoch bindt-koterbašských slepencov poukazuje na horotvornú fázu, ktorá sa odohrala po ukončení vzniku fylit-diabázovej série a pred stredným karbónom. Touto horotvornou fázou došlo k vynoreniu a k prvotnému zvrásneniu fylit-diabázovej série a prerušeniu sedimentácie medzi spodným a stredným karbónom.

### Stredný karbón

Stredný karbón znamená novú transgresiu mora v oblasti gemeríd. Bola to transgresia plytkého mora, v ktorom došlo k sedimentácii rôznych faciálnych vývojov. V oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sme rozlíšili tri hlavné faciálne vývoje:

1. vývoj slepencovo-bridličnatý,
2. vývoj karbonátový,
3. vývoj vápencový s polohami diabázových tufitov.

Slepencovo-bridličnatý vývoj je charakterizovaný súvrstvím sivých a tmavosivých slepencov, ktoré prechádzajú do drobových slepencov a drôb. Ďalej prichádzajú tmavé až čierne bridlice a fylity so slabými polohami zelených chloritických bridlic a fylitov. K tomuto súvrstviu pristupujú sivé grafitické a chloritické lavicovité pieskovce a kvacity. Valúnový materiál slepencov tvoria horniny starších útvarov a žilný kremeň.

Slepence majú lokálne menlivý petrografický charakter. Slepence pri Dobšinej sú dvoch petrografických facií. Bazálne slepence, vystupujúce normálne v podloží karbonátového vývoja karbónu, majú sivú až zelenú farbu, sú vytvorené najmä z valúnov dobšinského dioritu a ojedinele vy-

stupujúcich valúnov amfibolitu, kremeňa a kvarcitu. Sú povahy drobových slepencov a obsahujú bohatú faunu. Slepence vystupujúce normálne v nadloží karbonátového vývoja karbónu, ktoré sa striedajú s bridličnatými členmi, majú tmavosivú až tmavú farbu, majú povahu drobových slepencov a obsahujú najmä valúny žilného kremeňa s podradnými valúnikmi kvarcitov a s úlomkami grafitických bridlíc.

Petrograficky pestré sú bindt-koterbašské slepence. Obsahujú valúny hornín, najmä fylit-diabázovej série, t. j. metamorfované diabázy, fylity, amfibolity a diority, ďalej valúny granitických hornín a valúny žilného kremeňa.

Na Šibenom harbe východne od Veľkého Folkmára valúny granitických hornín tvoria podstatnú časť tamojších slepencov. V ostatných úsekoch severného karbónskeho pruhu slepence sa skladajú prevažne z valúnov žilného kremeňa a majú drobový charakter. V južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria prevládajú brekciovité slepence s hlavným podielom valúnov a úlomkov žilného kremeňa niekedy s limonitizovaným spekulatitom, podradne valúnov kvarcitov, porfýrov a úlomkov kremutých tmavých bridlíc. Slepence lokálne tvoria bázu karbónskeho súvrstvia, na mnohých miestach však sú na báze vyvinuté bridlice a pieskovce, slepence tvoria vyššie horizonty. Pritom slepence sa striedajú najčastejšie s bridličnatými polohami, do ktorých pozvoľna prechádzajú vertikálne, ako aj laterálne. Tieto slepence so slabými bridličnatými polohami lokálne zastupujú celé slepencovo-bridličnaté súvrstvie, inokedy slepence tvoria len slabé polohy v súvrství bridlíc.

Súvrstvie bridlíc je složené z tmavosivých až čiernych bridlíc a fylitov, miestami sa striedajúcich so slabými polohami chloritických bridlíc, ktoré obsahujú tenké karbonátové vložky. Bridlice buď prechádzajú, alebo sa striedajú s polohami drobových bridlíc, drôb, pieskovcov, prípadne kremencov. Súvrstvie uvedených slepencov, bridlíc a pieskovcov označil Šuf ako rožňavsko-železnícka séria.

Karbonátový vývoj je v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vyvinutý len rudimentárne, a to v okolí Dobšinej a Mlyniek a v najvýchodnejšej časti severného pruhu pri Kavečanoch a Košiciach. Tento vývoj prichádza najmä v južnej časti gemeríd, kde je v celej dĺžke karbónskeho pruhu zastúpený medzi Jasovom a Lučencom. Je charakterizovaný čiernymi grafitickými bridlicami a fylitmi s lokálnym vývojom svetlých bridlíc, ďalej svetlými, tmavosivými až čiernymi kryštalickými vápencami. Na báze bridličnatého súvrstvia niekedy bývajú vyvinuté polohy slepencov.

Vápence karbonátového vývoja boli vo väčšine postihnuté Fe a Mg me-

tasomatózou a premenené na siderit-ankerit, alebo magnezit. Vápence sú korálového typu a vystupujú v bridličnatom súvrství v podobe väčších alebo menších šošoviek.

V severnom pruhu karbónu boli vápence v okolí Dobšinej a Mlyniek postihnuté Fe metasomatózou vo východnej časti tohto pruhu v okolí Košíc Mg metasomatózou. V južnom pruhu prevláda Mg metasomatóza vápencov okrem Železníka, kde došlo k ich premene na ankerit-siderit. Od Štítnika na východ tieto vápence neboli metasomatózou dotknuté.

Vápenkový vývoj s polohami diabázových tufitov. V okolí Jelšavy a Ochtinej vystupujú biele kryštalické vápence s polohami diabázových tufitov. Tieto vápence sa od spomínaných vápencov karbonátového vývoja líšia pruhovanosťou; striedaním sa tenkých modrých a hnedých pruhov. Pruhovanosť nasvedčuje tomu, že tieto vápence nie sú korálového typu, ale že vznikli sedimentáciou v hlbšom mori s malým kolísaním dna a že sa usadzovaly na väčších plochách. Na ich báze alebo v laterálnom prechode sú vápence značne znečistené ílovitou prímесou, sú tenko bridličnaté so slabými medzivrstvičkami zelenosivých bridlic.

Tufitické polohy vo vápencoch majú rôznu mocnosť, ich hrúbka kolíše od niekoľko centimetrov až do niekoľko metrov. V prípade tenkých tufitických polôh má hornina bielo-zelený páskovaný charakter. Pre zaradenie týchto vápencov s diabázovými tufitmi do stredného karbónu hovorí ich vystupovanie v nadloží karbonátového vývoja v okolí Markušky v doline Štítnického potoka. Karbonátový vývoj je tu zastúpený grafitickými bridlicami a magnezitom, ktorý prechádza smerom do nadložia do sivo-modrých vápencov, ktoré prechádzajú do spomínaných bielych kryštalických vápencov s polohami diabázových tufitov. Rozhodnutie, či biele kryštalické vápence s polohami diabázových tufitov sú stratigrafickým nadloží karbonátového vývoja karbónu, je sťažované nedostatkom prirodzených odkryvov. Plynulý prechod týchto vápencov do vývoja karbonátového karbónu poukazuje na neprerušенú sedimentáciu medzi obidvoma vývojmí, pričom vývoj vápencovo-tufitický považujeme za relatívne vyšší horizont stredného karbónu. Prítomnosť diabázových tufitov vo vápencoch nasvedčuje tomu, že v strednom karbóne sa odohrala lokálne erupčná fáza diabázov, ktoré prichádzajú spolu s tufitmi v spomenutom vývoji karbónu, napr. na Dúbrave pri Ochtinej a na Ždiari južne od Kobeliarova.

Stredný karbón vystupuje v dvoch pruhoch, v severnom a južnom pruhu. Severný karbónsky pruh sa tiahne od doliny Slanej SZ od Rejdovej cez Dobšinu k Mlynkám, na južných svahoch Veľkej Knoly, postupuje do údolia Hnilčíka a pokračuje smerom k Bindtu, k Rudňanom a k Slovinskej skale. Od Krompách pokračuje v súvislom pruhu medzi

Margecanmi a Jaklovcami ku Košickým Hámrom a Košiciam. Najzápadnejším výbežkom tohto pruhu je karbón pri Besníku.

Južný pruh začína severne od Lučenca a tiahne sa východným smerom k Polome, Železníku, Jelšave, Ochtinej, Rožňave, Hačave a končí v sev. oblasti Niž. Medzeva.

Karbón okrem toho prichádza v území medzi obidvoma hlavnými pruhmi, severným a južným, a to v oblasti medzi Štítnikom a Kobeliarovom a v centrálnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v okolí Švedlára a východne od Volovca. Karbón strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria je vyvinutý len útržkovite.

V severnom pruhu karbónu nemožno vždy odlišiť samostatné, súvislé pruhy jednotlivých vývojov stredného karbónu, ale vystupuje tu vývoj slepencovo bridličnatý spolu s lokálne vyvinutým karbonátovým vývojom. Naproti tomu v južnej časti gemeríd sú jednotlivé vývoje karbónu vyvinuté v samostatných pruhoch. Slepencovo-bridličnatý vývoj je vyvinutý v pruhu medzi Jasovom a Železníkom, vývoj karbonátový v pruhu od Lučenca k Ochtinej, odkiaľ ďalej na východ vystupuje len v podobe tektonických okien zpod gemeridného mezozoika (pod Plešiveckou planinou, v okolí Plešivca, Krásna Hôrka, Zádiel, Turňanská kotlina atď.).

Vápencovo-tufitický vývoj je rozšírený na malom území v okolí Jelšavy, Ochtinej a Kobeliarova.

Stredný karbón je jediný útvar paleozoika gemeríd, ktorého vek bol stanovený na základe fauny a flóry. Dobšinský karbón podľa fauny Rakus zadelil do vrchnej časti moskovien (samarien — westfal C). Karbón v oblasti Rudnianska na základe flóry Vachtl zadelil do vrchného westfalu B — až spodného westfalu C. V južnom karbónskom pruhu sú známe skameneliny len z karbonátového vývoja. Bouček tento karbón zaraduje na základe nálezu *Spirifer rectangulus* do vrchného uralu, hoci iné druhy fauny hovoria za jeho westfalský vek. Keď prihliadneme ku skromným nálezom fauny v karbonátovom karbone južného pruhu, ktorá je často zle zachovaná a ťažko určiteľná, a naproti tomu k bohatým nálezom fauny a flóry v karbone okolia Dobšinej, považujeme názor Rakusa za správnejší a pokladáme aj karbonátový vývoj južného pruhu za moskov (westfal). Slepencovo bridličnaté súvrstvie v južnej časti gemeríd, hoci tvorí samostatný pruh a má odlišný vývoj, javí blízky vzťah k ostatným vývojom karbónu južného pruhu. Lokálne (sev. od Roštára) v ňom nachádzame faciálne shodné súvrstvie, aké stretávame u stredného karbónu pri Dobšinej, Ochtinej a inde.

Na základe uvedeného považujeme tri vývoje karbónu za syngenetické, ktoré vznikli v jednom časovom období — moskovien (westfal). Faciálna

pestrosť stredného karbónu je odzrkadlením sedimentácie v plytkom mori, kde sa sedimentačné podmienky menily na krátku vzdialenosť, takže napr. v blízkosti vápencov korálového typu vznikali rôzne druhy bridlíc a súčasne v blízkosti pobrežia karbónskeho mora sedimentovali hrubozrnnejšie sedimenty, ako slepence, droby ap., kým v hlbších častiach tohto mora mohli sa usadzovať vápence, ktorých sedimentácia bola prerušovaná strednokarbónskou efúziou diabázov.

Je samozrejmé, že jednotlivé vývoje, ako aj ich členy súvrstvia sú relatívne staršie a mladšie, ale ako celok predstavujú jeden sedimentačný cyklus westfalského stária. Rozdelenie stredného karbónu na stratigrafické horizonty a ich paralelizácia na rôznych miestach je veľmi nesnadná, jednak pre nedostatok nálezov fauny mimo dobšinskej oblasti.

Stredný karbón má povahu transgresívnu a transgredoval jednak na fylit-diabázovú sériu, jednak na útvary staršieho paleozoika.

## Verukáno

Verukáno je tvorené pestrofarebným súvrstvím slepencov, drobových slepencov, drôb, arkóz, pieskovcov až kvarcitov, a súvrstvím pestrofarebných, fialových, červených, zelených a žltkavých slúdnatých bridlíc. Materiál slepencov sa skladá najmä z valúnov hydrotermálneho kremeňa, pieskovcov a kvarcitov, ako aj zo sporadických výskytov kremitých porfýrov staršieho paleozoika a z hornín fylit-diabázovej série. V slepencoch sú tiež časté úlomky pestrých bridlíc vlastného permu. Vývoj slepencov, ako aj celkový charakter sedimentov permu poukazuje na ich suchozemský pôvod. Sú to sedimenty arídnej klímy, ktoré vyplňovali medzihorské depresie, zčasti tiež sedimenty permských jazier. Perm v oblasti celého Spišsko-gemerského rudohoria má jednotný vývoj. Lokálne v ňom prevládajú bridlice, inde zase slepence. Miestami nemá pestrofarebný charakter, ale prevládajúcou farbou je farba sivá a pestrofarebné vložky vystupujú v ňom len podradne. Ide tu však len o lokálne zjavy, z ktorých môžeme dedukovať jeho rozdielny faciálny vývoj.

Verukáno vystupuje v Spišsko-gemerskom rudohorí iba pri jeho severnom okraji, v južnej časti gemeríd okrem menších výskytov v okolí Rybníka nie je známy. Tu vystupujú faciálne, obdobné slepence, avšak zatiaľ nie je preukázané, či ide skutočne o verukáno, alebo či nepatria spodnému triasu. Verukáno začína pri Dankovej na SZ od Dobšinej a ťahne sa cez Čiernu horu (1149), Viničiar (1145), Veľkú Knolu (1268), Greinar, Gretl, odkiaľ pokračuje smerom k Závadke a k Rudňanom, kde sa norí pod

mezozoikum Galmusu a znovu sa vynára pri Krompachoch a pokračuje k Jaklovciam, ku Košickým Hámrom a Košiciam.

Stratigrafické postavenie verukána vyplýva z jeho superpozičného postavenia v nadloží stredného karbónu a v podloží spodného triasu, ako aj z paralelizácie jeho vývoja so stredoeuropským a západoeuropským permom, kde jeho vek bol paleontologicky dokázaný.

Vo východnej časti pruhu verukána, najmä v oblasti medzi Krompachmi a Jaklovcami, vystupujú v súvrství verukána menšie telesá efuzívnych kremitých porfýrov a ich tufov. Od kremitých porfýrov uhornánskej série sa líšia svojím pestrým sfarbením, menším stupňom premeny a dokonalou sericitizáciou živcov, ktorá bola najpravdepodobnejšie spôsobená hydrotermálnymi roztokmi viazanými na ich erupciu. Ich vystupovanie v súvrství verukána, ako aj ich odlišný petrografický ráz od kremitých porfýrov uhornánskej série, svedčí o ich permskom veku.

Súvrstvie verukána spočíva diskordantne na rôznych starších útvaroch. Jeho odlišný faciálny vývoj od stredného karbónu, jeho nezávislé rozšírenie od stredného karbónu, ako aj nedostatok vývoja vrchného karbónu, svedčia o prerušení sedimentácie a orogenetickej fázy medzi stredným karbónom a permom.

### Gemeridná žula

Gemeridná žula je známa v oblasti gemeríd z okolia Veľkého Hnilca a Zlatej Idky, Betliara a z hornej časti doliny Hummel, SZ od Vyšného Medzeva. Žula pri Veľkom Hnilci vystupuje v troch telesách a preráža drnavskú a uhornánsku sériu. V okolí Zlatej Idky tvorí veľké eruptívne teleso pozdĺžneho tvaru na južných svahoch Kobuly (878). Pri Betliari tvorí menší peň v uhornánskej sérii a v doline Hummel v drnavskej sérii. Rozlozsník (1912) spomína žulu, ktorá bola zastihnutá banskými, t. č. neprístupnými dielami v Zlatej Idke. Jeho údaj môžeme potvrdiť z bohatých nálezov žuly na starých haldách v doline Idy. Granit zastihnutý banskými prácami v Zlatej Idke na povrch nevystupuje a v jeho nadloží je vyvinutá uhornánska a drnavská séria.

Na možné vystupovanie granitu v podloží starších útvarov a v iných častiach Spišsko-gemerského rudohoria poukazuje nález granitu spomínaný Rozlozsníkom na haldách v Bindte a nami najdený v haldovom materiáli južne od Dobšinej.

Žula spomínaných výskytov je jednotného typu. Je to stredozrnný až hrubozrnný biotitický a dvojsľudný granit s tendenciou k porfýrickému vývoju. Porfýrická fácia granitu naznačuje jeho lokálny prechod do granit-

porfýru, ktorý je známy na všetkých spomínaných lokalitách a na lokalite pri Betliari je hlavným typom. Betliarsky granitporfýr má typickú porfýrovitú štruktúru a jeho príslušnosť ku gemeridnému granitu je naznačená lokálne vyvinutou hrubo granitickou štruktúrou a rovnakým minerálnym složením. Smerom k okrajom prechádza granit a granitporfýr často v jemnozrnnú okrajovú fáciu aplitického granitu.

Proti granitom iných jadrových pohorí Západných Karpát sa nápadne líši gemeridný granit nižším stupňom premeny, acídnejším charakterom a bohatou turmalinizáciou vlastného granitu i jeho plášťa.

Bohatá prítomnosť turmalínu v žule a v jej plášti svedčí o presýtenosti žulovej magmy ľahkotekavými látkami, ktoré hraly dôležitú úlohu pri jej intrúzii a o silnej apomagmatickej činnosti tohto vulkanizmu. Žula aj granitporfýr sú v porovnaní s ostatnými horninami gemeridného kryštalinika nápadne čerstvé a okrem nepatrnej sericitizácie živcov a počiatkovej chloritizácie biotitu neboli s výnimkou slabej lokálnej dynamometamorfózy, ktorá sa prejavuje jej stlačením a kataklázou kremeňa, premenou dotknuté.

Žula a žulový porfýr kontaktne metamorfujú svoj plášť, v ktorom spôsobujú kontaktnú premenu termálneho charakteru, charakterizovanú kontaktnými rohovcami, uzlíkovými bridlicami ap. ako je tomu na hnilecovej lokalite a na lokalite pri Zlatej Ide. Pri Betliari a v doline Hummelskej kontaktný účinok žuly sa prejavuje feldspatitizáciou jej plášťa. Treba ešte zdôrazniť, že kontaktnou metamorfózou boli postihnuté už horniny zvrásnené. Táto okolnosť, ako aj zjav, že gemeridný granit okrem slabej lokálnej dynamickej premeny nebol postihnutý účinkami regionálnej premeny, ktorá sa výrazne prejavila u gemeridného kryštalinika, ako aj jeho nedostatok vo valúnoch strednokarbónskych a permských slepencov poukazuje na jeho mladý vek. Kordiu k na základe uvedených skutočností a na základe toho, že jeho intrúziu spája s dozvukmi poslednej orogenetickej fázy v Karpatoch, ktorá sa odohrala medzi oligocénom a miocénom, považuje ho za miocény, pričom viaže na jeho intrúziu tiež zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria.

Proti domnienke Kordiu ka zastávame názor, že k intrúzii granitu došlo za falckej fázy, ktorá časove spadá medzi koniec permu a začiatok spodného triasu, čím je nedostatok granitu v permských slepencoch dostatočne vysvetlený. Slabé prejavy mechanickej premeny na granite nie sú v rozpore s jeho predtriasovým vekom, lebo napr. aj permské kremité porfýry z okolia Krompách a Jakloviec neboli vcelku význačnejšie dotknuté metamorfózou. Pozorované kataklastické zjavy na granite mohli vzniknúť za alpínskeho orogénu, ktorý sa rovnakým charakterom prejavil aj pri horninách mezozoických útvarov.

Vystupovanie minerálov granitového magmatu v žilnej výplni rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, ako aj okolnosť, že hlavným zrudnením boli zastihnuté predtriasové útvary, vedie nás k názoru, že zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria je viazané na intrúziu gemeridnej žuly, pričom hlavná fáza zrudnenia nastala pred triasom a jej doznievanie pokračovalo až do spodného, prípadne stredného triasu.

### Mezozoikum

Mezozoikum Spišsko-gemerského rudohoria je vyvinuté v hlavných masách na jeho severnom a južnom okraji, ďalej prichádza v centrálnej časti gemeríd v podobe menších ostrovov. Mezozoikum severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria sa tiahne v súvislom pruhu od Muráňa k priesmyku Besník, kde sa pruh markantne zužuje a pokračuje k Stratenej, Novoveskej Hute do Galmuského pohoria a tiahne sa ďalej ku Krompachom, Jaklovciam a Košiciam. Južný pruh mezozoika tvorí Juhoslovenský kras, Silická planina, Plešivecká planina a Koniart.

V strednej časti gemeríd mezozoikum tvorí ostrovy v okolí Dobšinej, Vyšnej Slanej a pri Kobeliarove.

Stratigrafia je v oboch oblastiach približne rovnaká. Mezozoikum začína spodným triasom, v ktorom poväčšine možno odlíšiť dva oddiely, a to spodný zeiss a vrchný kampil. Zeiss je vyvinutý v podobe pestrých, často sl'udnatých bridlíc, farby červenej, fialovej, zelenej, často s polohami slienitých bridlíc a s tenkými lavicami kremencov a pieskovcov. Zeisské bridlice sú na niekoľkých málo miestach (v Turňanskej kotline, na severných svahoch Silickej planiny a inde) slabo fylitizované. Kampil je vyvinutý v podobe sivých a zelených slienitých bridlíc, ktoré prechádzajú do bridličnatých vápencov, s ktorými sa striedajú. Vo východnej časti Galmuského pohoria obsahuje toto súvrstvie polohy piesčitých vápencov. V kampile sú časté aj lumachelové polohy s množstvom lastúr *Miophoria costata* a *Naticella costata*. V kampile sa ojedinele vyskytujú bridličnaté vápence.

V spodnom triase vystupujú miestami bázické horniny (Jaklovce, Dobšiná, Kobelianovo, Štítnik, Lúčka a inde), ktoré patria lérzolitharzburgitu, diabázom, diabázporfyrítom, glaukofanickým horninám ap., ktoré podľa najnovších výsledkov sú spodnotriasového veku.

Stredný trias začína gutensteinským vápencom, nad ktorým prichádza poloha dolomitov a nad nimi masy wettersteinského vápenca. Gutensteinský vápenec, ako aj dolomit, sú vyvinuté len lokálne, pričom poväčšine tvoria iba slabšie polohy. Miestami gutensteinské vápence a dolomity boli tektonicky redukované, takže wettersteinské vápence spočívajú priamo na

verfénských bridliciach alebo pri vyvalcovaní spodného triasu priamo na kryštaliniku. Vo wettersteinských vápencoch sú lokálne vyvinuté slabé polohy rohovcových vápencov. Nad wettersteinským vápencom býva vyvinutá poloha dolomitov, rozšírených najmä v Galmuskom pohorí. Útvary vrchného triasu jury sú v Spišsko-gemerskom rudohorí vyvinuté len rudimentárne. Sú to napr. reingrabenské vrstvy JZ od Košickej Belej, ďalej vrchnotriasové a liasové vápence z okolia Drnavy.

### **Tret'ohory**

Z tret'ohorných útvarov v území Spišsko-gemerského rudohoria vystupujú známe paleogénne slepence, ktoré sa striedajú s červenými bridlicami pri Ladovej jaskyni, ďalej paleogénne slepence, pieskovce a bridlice pri severnom okraji Galmusa a mladotret'ohorné štrky a piesky v Rožňavskej a Turňanskej kotline, južne od Jelšavy, v okolí Plešivca a inde. Tieto sedimenty predstavujú výplne medzihorských tret'ohorných depresií v Spišsko-gemerskom rudohorí.

### **Štvrtohory**

Kvartéru patria pokryvné útvary, a to terasové štrky v dolinách riek a väčších potokov, svahové hlíny a sute, dejekčné kužele a aluviálne náplavy.

### **TEKTONIKA**

Spišsko-gemerského rudohorie ako súčasť Západných Karpát predstavuje ich najjužnejšiu tektonickú jednotku nazvanú gemeridy. Gemeridy sú tvorené starším a mladším paleozoikom a mezozoikom. Na rozdiel od mezozonálne až katazonálne metamorfovaného kryštalinika ostatných jadrových pohorí s vývojom granitických sérií, granitov, rúl, migmatitov a svo-rov, diaforitov ap. je gemeridné kryštalinikum tvorené epizonálne a nemetomorfnými elementami, so sedimentárnou a erupčivnou složkou. Sedimenty zastupujú fylity a bridlice, pieskovce, kvarcity, droby a slepence, vyvreniny, diority, amfibolity, kremité porfýry a diabázy, ktoré sú rôzne intenzívne metamorfované. Granit vystupuje v gemeridách len ojedinele, v podobe malých telies.

Mezozoikum gemeríd je charakterizované proti ostatným pohoriam nekompletným vývojom, t. j. len nepatrným vývojom jury a nedostatkom kriedy.

Tektonická stavba gemeríd je značne komplikovaná a jej riešenie je zá-

kladným problémom Spišsko-gemerského rudohoria. Složitá stavba je výsledkom viacerých orogénov, ktoré sa prejavili vrásnením, presunovaním a metamorfózou jednotlivých útvarov, pričom mladšia fáza buď zvýraznila, alebo sotrela účinky staršej fázy.

Najstarším, zatiaľ dokázateľným orogénom je hercýnske vrásnenie, ktoré sa prejavilo pred stredným karbónom, medzi westfalom a permom a pred triasom. Horotvorná fáza predstrednokarbónska sa prejavila vynorením starších útvarov, transgresívnym charakterom westfalu a jeho nezávislým rozšírením od starších útvarov.

Horotvorná fáza medzi westfalom a permom je dokázateľná nedostatkom vývoja vrchného karbónu a úplným vynorením sa paleozoických útvarov, po ktorom došlo k suchozemskej sedimentácii permu.

Diskordancia medzi permom (verukánom) a triasom v gemeridách nie je dost' jasná, takže dôkazy pre väčšiu horotvornú fázu tu nie sú už aj preto, že spodný trias nezačína bazálnym súvrstvím, ale pestrými bridlicami, ktoré na mnohých miestach je ťažko odlíšiť od bridlíc verukána.

Za hercýnskeho orogénu došlo k zvrásneniu útvarov paleozoických a k epizonálnej metamorfóze hornín predpermských útvarov. Verukáno hercýnskou metamorfózou nebolo takmer dotknuté, okrem lokálneho stlačenia a zbridličnatenia, ktoré, pravda, mohlo nastať aj za alpského vrásnenia. Predpokladáme, že v tomto období došlo aj k vzniku pozdĺžnych zlomov hlbšieho charakteru. Tieto línie slúžili väčšinou ako výstupné cesty rudným roztokom.

Za alpského orogénu došlo k prevrásneniu paleozoika, k sotreniu tektonických štruktúr hercýnskeho vrásnenia a k zvýrazneniu bridličnatosti jeho útvarov. Toto vrásnenie sa ďalej prejavilo vo zvrásnení a lokálnom miernom nasunutí gemeridného mezozoika. Vývoj gemeridného mezozoika poukazuje na jeho sedimentáciu v jednotnej synklinále.

K doznievaniu alpského vrásnenia patrí lokálne mierne spätné nasunutie gemeridných elementov a spätné nasunutie veporíd na gemeridy (napr. okolie Pustého Poľa), ako aj vznik priečných zlomov.

Spišsko-gemerské rudohorie sa vyznačuje zonárnou stavbou, ktorá je porušená jedine v oblastiach medzi Štítnikom a Dobšinou. Útvary paleozoické a mezozoické vytvárajú pruhy, ktoré prebiehajú oblúkovite od západu k východu. V západnej časti majú celkový smer JZ—SV, v strednej časti Z—V a vo východnej časti sa stáčajú k juhovýchodu. Smer vrstiev je totožný s priebehom jednotlivých pruhov so sklonom prevažne k juhu. Sklony k severu sa vyskytujú menej často. Vo väčšine prípadov bridličnatosť je shodná s vrstevnatosťou, ale okrem toho sú tiež časté prípady, že brid-

ličnatosť nesúhlasí s vrstevnatosťou, pričom vedľa bridličnatosti je zachovaná aj pôvodná vrstevnatosť.

Gemeridy sa vyznačujú asymetrickou stavbou. V centrálnej časti vystupuje drnavská a uhorňanská séria, kým smerom k okraju pohoria vystupujú mladšie útvary. Severne od centrálnej časti v celej dĺžke je vyvinutá fylit-diabázová séria, ktorá v južnej časti prevažne chýba a je vyvinutá iba útržkovite v okolí Roštára a Ochtinej.

Stredný karbón je vyvinutý v celej dĺžke Spišsko-gemerského rudohoria, a to na oboch jeho okrajoch. V severnej časti vytvára synklinálu, zavrásnenú najmä do fylit-diabázovej série, alebo leží medzi fylit-diabázovou sériou a verukánom. Vo východnej časti je prevažne v tektonickom styku s pásmom Čiernej hory.

V južnej časti stredný karbón leží väčšinou monoklinálne priamo na drnavskej alebo uhorňanskej sérii. Asymetrickú stavbu gemeríd ďalej zvyšuje verukáno, ktoré je v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vyvinuté v celej dĺžke. Leží na strednom karbone a fylit-diabázovej sérii, alebo je lokálne s nimi v tektonickom styku a vystupuje v ich podloží.

Na juhu medzi Jelšavou a Košicami verukáno nie je známe. V oblasti Rybníka vystupujú síce slepence verukánskeho typu, avšak nie je preukázané či nepatria prípadne spodnému triasu.

Na severnom a južnom okraji pohoria nad paleozoickými útvarmi leží mezozoikum.

Gemeridy sa v západnej časti stýkajú s neovulkanickým Slovenským stredohorím, ďalej s veporidmi, s ktorými sú v tektonickom styku a boli na ne nasunuté. Na severe na gemeridy transgredoval paleogén. Na severovýchode sa tektonicky stýkajú s pásmom Čiernej hory, na ktoré sú tiež nasunuté. Z juhu na gemeridách leží oligocén, ale z väčšej časti neogén.

#### RUDNÉ POMERY

V Západných Karpatoch je oblasť Spišsko-gemerského rudohoria okrem niektorých oblastí mlado-treťohorného vulkanizmu najdôležitejšou metalogénnou provinciou Slovenska. Proti mladovulkanickým rudným oblastiam sa vyznačuje odlišným typom zrudnenia a odlišnou paragenézou. Od ostatných tektonických jednotiek sa líši bohatším rudným obsahom. Túto nápadnú odlišnosť môžeme vysvetliť katazonálnou metamorfózou, ktorá postihla paleozoické útvary týchto jednotiek, rozdielnou tektonickou stavbou, ako aj nedostatkom mladých žúl. Zrudnenie je tu viazané najmä na mylonitizované zóny a v priebehu katazonálnej metamorfózy paleozoika došlo pravdepodobne k migrácii ich rudných obsahov.

Metagenetické pomery Spišsko-gemerského rudohoria sú výslednicou geologického a tektonického vývoja tejto jednotky. Tento súvis sa prejavuje v zákonitom regionálnom rozložení a v rudnej náplni rudných formácií. Geologické štúdie, ktoré sme vykonali v posledných rokoch, najmä na ložiskách Slovinky, Dobšiná, Veľký Folkmár, Mlynky, Hrádok, Bradlo, Drnava, Licince a v oblastiach Švedlára, Gelnice, Medzeva a Hanková — Súľová, ako aj orientačné štúdie v oblasti Rudnianskej, Rožnavy a inde, čiastočne potvrdili staršie názory, čiastočne sme dospeli k novým názorom na metalogézu Spišsko-gemerského rudohoria.

Zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria je viazané na niekoľko fáz. Najstaršie zrudnenie je predwestfalské a je viazané pravdepodobne na vulkanizmus fylit-diabázovej série. Je charakterizované prevahou hematitu s podradným sideritom. Stopy tohto zrudnenia sú zachované vo valúnoch bindt-koterbašských slepencov.

Mladšie, najdôležitejšie a minerálne najpestrejšie zrudnenie je viazané na intrúziu gemeridného granitu. Závislosť tohto zrudnenia na gemeridnom granite sa prejavuje vo vystupovaní minerálov granitickej magmy v rudných žilách, v metazomaticko-sideritických ložiskách ako aj v regionálnej turmalinizácii paleozoického plášťa granitu. Vykonané spektrálne analýzy turmalínov rudných ložísk, plášťa a turmalínov granitu G. K u p č o m potvrdili ich rovnaké chemické složenie.

Vzorka č. 1—6 pochádza z gemeridného granitu a z jeho plášťa, vzorka č. 7—11 z hydrotermálnych sideritických a sideriticko-mednatých ložísk a vzorka č. 12 z metasomatického sideritického ložiska.

Chemizmus turmalínov až na niektoré vzorky je temer shodný. Z hlavných složiek takmer vždy sú prítomné Si, B, Fe, Al, Na, Mg.

Ca, Ti a Mn je medzi prímiesnymi složkami; ďalšie prvky, ako Sr a V, vykazujú kolísavý obsah. Zo stopových prvkov sú prítomné Cr, Sc, Sn, Li, Pb, Cu, Ni; všetky tieto stopové a prímiesné elementy môžu byť považované za izomorfné substituenty základných složiek. Napr. Li môže zastupovať Mg, Sc, Mg a Fe; Ti Fe a Si. Cu môžu zastupovať Mg; Sr Ca a Ga Al.

Rovnaká shoda sa prejavuje v optických vlastnostiach albitu a turmalínu. Tým je táto súvislosť dostatočne preukázaná a ostáva otvorená otázka veku zrudnenia. Súhlasne so staršími názormi predpokladáme, že zrudnenie neprebehlo naraz, ale v niekoľkých fázach, ktoré sú miestami od seba ohraničené, inde takmer splyvajú. Rudné fázy rozdelíme na staršiu sideritickú, prípadne sideriticko-kremitú a súbor mladších tzv. rejuvenizačných fáz povahy sulfidickej. Dozvuky zrudnenia boli pozorované ešte v spodnom triase v okolí Čuntavy severozápadne od Dobšinej (chalkopyrit, cinabaryt, siderit, baryt, spekularit, ankerit ap.), v oblastiach Veľkého Folkmáru.

TABULÁRNY PREHLAD SPEKTRÁLNYCH ANALÝZ  
TURMALÍNOV

| Č.<br>vz. | Lokalita                            | Složky                       |                           |                                         |
|-----------|-------------------------------------|------------------------------|---------------------------|-----------------------------------------|
|           |                                     | základné<br>100—1 %          | prímesné<br>1—1/100 %     | stopové<br>1/100—0 %                    |
| 1.        | Betliar                             | B, Si, Fe, Al, Mg,<br>Na     | Ti, Mn, Ca, Cu            | Sr, Cr, Pb, Sn, Li,<br>Sc, Ga           |
| 2.        | Betliar                             | B, Si, Al, Fe, Mg,<br>Na     | Ti, Ca, Mn                | Sr, Cr, Cu, Sn, Li,<br>Sc, Ga           |
| 3.        | Hnilec,<br>zárez železnice          | Si, Fe, Al, K, Na            | Ca, B, Ti, Mn, Li         | Mg, Zr, Cu, Pb, Sn,<br>Y, Ba, Sr, Ga    |
| 4.        | Hnilec,<br>zárez železnice          | Si, Fe, Al, Ca, K,<br>Na     | Ti, Mn, B, Cu, Mg,<br>Ba  | Sr, Zr, Cr, Pb, Sn,<br>Li, Sc, Ga       |
| 5.        | Dolina Hummel,<br>sev. Vyš. Medzeva | Si, Fe, Al, Mg, Ca,<br>B, Na | Ti, Cu, Pb, Ga, Mn        | Ba, Sr, V, Cr, Zr,<br>Sn, Sc, Li        |
| 6.        | Dolina Hummel,<br>sev. Vyš. Medzeva | Si, Fe, Al, Na, K,<br>Ca     | Mg, Ti, Ba, Sr, Mn,<br>Cu | Zr, Ni, Cr, V, Pb,<br>Sn, Ga, Sc, Li, B |
| 7.        | Dobšiná — tehelňa                   | B, Si, Fe, Al, Mg,<br>Na     | Ti, Mn, Ca, Sr            | Ni, Cu, V, Ga                           |
| 8.        | Dobšiná                             | B, Si, Al, Fe, Mg,<br>Na     | Ti, Ca, Sr, Mn, V         | Ni, Cr, Cu, Sc, Ga                      |
| 9.        | Vlachovo—Riečica                    | B, Si, Fe, Al,<br>Mg, Na     | Ti, Ca, Sr, Mn,<br>Ga     | V, Cu, Co, Sc                           |
| 10.       | Hnilčík                             | B, Si, Fe, Al,<br>Mg, Na     | Ti, Ca, Mn, V             | Sr, Ni, Cr, Cu,<br>Sc, Ga               |
| 11.       | Hnilčík                             | B, Si, Fe, Al,<br>Mg, Na     | Ti, Mn, Ca                | Sn, Cu, Pb, Sc,<br>Ga                   |
| 12.       | Dobšiná — Dedičná<br>št.            | B, Si, Fe, Al,<br>Mg, Na     | Mn, Ti, V, Ca,<br>Sr      | Ni, Cu, Sc, Ga                          |

Tieto zjavy, ako aj pozorovaná slabá katakláza granitu, nie slabšia ako u kremitých porfýrov verukána alebo melafýrov Čierneho Váhu, nasvedčuje tomu, že k jeho intrúzii došlo medzi permom a spodným triasom a doznievanie metalogenézy zasiahlo ešte spodný trias. V období týchto metalogenetických pochodov došlo k vzniku hydrotermálnych žíl viazaných na smernú hercýnsku tektoniku a k metazomatóze karbonátových členov westfalu, fylit-diabázovej série (Dobšiná) a drnavskej série. Vedľa Fe a Mg metasomatózy miestami sa uplatnila aj Mn metasomatóza. Hydrotermálnym metasomatickým procesom pričleňujeme aj vznik pyritového ložiska vo Veľkej Polome a v Smolníku. K rejuvenizačným fázam zrudnenia patria aj Co—Ni rudy v Dobšinej. Súhlasne so Schönnenbergom v rozložení minerálnych asociácií tohto zrudnenia zdôrazňujeme závislosť

od vzdialenosti od granitu. Obdobne so zonárnou stavbou Spišsko-gemerského rudohoria majú tiež rudné žily zonárny priebeh. Okrem toho na Bradle bolo pozorované slabé ankeriticko-sideritické zrudnenie tektonických brekcií stredotriasových dolomitov, čo poukazuje na mladé prejavy zrudnenia. Vedľa toho v oblasti Bôrky sa vyskytujú metasomatické hematitové ložiská v stredotriasových vápencoch, ktoré sú pravdepodobne viazané na bazické eruptíva. Najnovšie boli nájdené sedimentárne hematitové ložiská viazané na súvrstvie verfénskych bridlíc, ktoré sú geneticky pravdepodobne spiate s bazickým vulkanizmom spodného triasu. Rudným minerálom týchto ložísk je kryštalický hematit. Faciálny vývoj týchto ložísk svedčí o ich sedimentácii blízko pobrežia. Majú dvojaký faciálny vývoj, a to pelitický a psefitický.

*Slovenský ústredný ústav geologický  
v Bratislave*

#### LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Acker V., 1904: Geologische Verhältnisse des Csermosnyatales. FK. Budapest.
- Ahlburg J., 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. MJUGA XIX, 6. Budapest.
- Ahlburg J., 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. MJUGA XX, 7. Budapest.
- Andrian F., 1859: Bericht über die Übersichtsaufnahme im Zipser und Gömörer Komitate. JGRA. Wien.
- Andrian F., 1859: Umgebung von Dobschau. SAW. Wien.
- Andrian F., 1868: Vorlage der Aufnahmskarte für 1867. VGRA. Wien.
- Andrusov D., 1937: Sur quelques fossiles triasiques des Carpathes occidentales. Věst. KČSN. Praha.
- Andrusov D., 1937: La structure tectonique des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer en Slovaquie, Compte rendu des séances de la Soc. géol. de France XI. Paris.
- Andrusov D., 1938: Geologie Slovenska.
- Andrusov D., 1943: Geológia a nerastné ložiská Slovenska. Slovenská vlastiveda I.
- Andrusov D.—Šuf J., 1936: Stratigrafie a tektonika sev. okraje Silické planiny u Drnavy na Slovensku. „Bratislava.“ Bratislava.
- Andrusov D., 1951: O povahe sorkupenia rudných žíl v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. GS II. Bratislava.
- Balogh K., 1948: Beiträge zur Geologie des Gömör. JUGA. Budapest.
- Bartels W., 1910: Die Spateisenstein-Lagerstätten des Zipser Comitatus in Oberungarn. Archiv für Lagerstätten-Forschung. Berlin.
- Beudant F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie. Paris.
- Böckh v. H., 1905: Die geologischen Verhältnisse d. Vashegy etc. MJUGA. Budapest.
- Böckh v. H., 1906: Über die geol. Detailaufnahmen der in der Nähe von Nagyröcse, Jolsva und Nagysolabas gelegenen Teile des Szepes-Gömörer Erzgebirges. JUGA. Budapest.

- Böckh v. H., 1907: Beiträge zur Geologie des Kalkplateaus von Szilicze. JUGA. Budapest.
- Böckh v. H., 1907: Beiträge zur Gliederung d. Szep.-Göm. Erzgeb. JUGA. Budapest.
- Böhm F., 1907: Reambulation zwischen Csetnek und Henckó. JUGA. Budapest.
- Bystričský J.—Fusán O.—Kantor J., 1952: Poznámky k výskytu sedimentárných železných rúd vo veľkej Spišsko-gemerskej rudohoria. GS III, 1—2. Bratislava.
- Csisko A., 1943: Der geologische Bau des „Slovakischen Paradieses“. (Zips-Gömörer Kalkgebirge). Lotos 88. Praha.
- Foetterle F., 1868: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy Ida, Torna etc. VGRA. Wien.
- Foetterle F., 1869: Vorlage der geol. Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő VGRA. Wien.
- Földvay A., 1940: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich von Kassa.
- Frech F., 1906: Das marine Karbon in Ungarn. FK, Budapest.
- Fusán O., 1951: Nové poznatky o tektonike staršieho paleozoika gemerid. GS I, 2—3—4. Bratislava.
- Gessel A., 1901: Geologische und Gangverhältnisse des Dobsinaer Bergbaugebietes. JUGA. Budapest.
- Gessel A., 1902: Montangeol. Aufnahme auf dem von der Dobsinaer Stadtgrenze südöstlich gelegenen Gebiete.
- Gessel A., 1903: Die geologischen Verhältnisse auf dem Gebiete zwischen Nagy—Veszverés der Stadt Roznyó und Rekenyefalu. JUGA. Budapest.
- Groddeck A., 1885: Über die Gesteine der Bindt in Oberungarn. JGRA XIX. Wien.
- Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. 1931. Knih. SGÚ 13a. Praha.
- Hajnóci J., 1904, 1905: Die natürl. Verhältnisse der Zipser Erzgebirge. JUKV XXXI.
- Hauer F., 1858: Aufnahmeberichte aus dem nordöstl. Ungarn. JUGA. Budapest.
- Hauer F., 1869: Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ung. Monarchie. JGRA. Wien.
- Heritsch F., 1934: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslovakischen Karpathen. Věst. SGÚ X. Praha.
- Ilavský J., 1951: Povaha rudných žíl v Spišsko-gemerskom rudohorí. Uhlí a rudy I. Praha.
- Illés V., 1902: Montangeologische Verhältnisse in der westlichen Umgebung von Dobšiná. JGRA, Wien.
- Illés V., 1906: Beitrag zur Geologie des Gebietes zw. dem Kis-Sajo und dem Bolog-bach im Kom. Gömör. JGRA.
- Janáček J., 1941: Geologická studie Turňanské kotliny. Rozpr. ČAVU II, L., 19. Praha.
- Jaskó S., 1935: Die geologischen Verhältnisse des oberen Josva-Tales. FK LXV. Budapest.
- Kalecsinsky A., 1883: Rosznyói város ásványviz mennyiségi elemzése. FK. Budapest.
- Kamenický J., 1950: Bázické eruptíva spodného triasu oblasti Spišsko-gemerského rudohoria GS I, 1. Bratislava.
- Kamenický J., 1951: O hadci pri Dankovej. GS II, Bratislava.
- Paur v. Kápolna V., 1903: Aufnahmebericht vom Sommer des Jahres 1903, JUGA. Budapest.
- Kettner R., 1921: Příspěvek k poznání geologie Spišsko-gemerského Rudohoří mezi Gelnici a Dobšinou. Sbor. SGÚ I. Praha.

- Kiss A., 1868: Dobšina in geolog. und miner. Hinsicht. Magyarhoni Természettudományi Társulat. Nitra.
- Kiss F., 1900: Über die Verhältnisse des Rozsnyover Beckens. FK. Budapest.
- Maderspach L., Magyarország vasércfehelyei. Budapest.
- Maderspach L., 1878: Beiträge zur geol. Altersbestimmung der Schichten am Tetöcske und Nyerges. FK VIII. Budapest.
- Maheľ M., 1950: Príspevok k stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. GS I, 1. Bratislava.
- Papp v. K., 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches. Budapest.
- Posewitz T., 1879: Bemerkungen über den Grünstein von Dobschau. VGRA. Wien.
- Rakusz G., 1924: Studien an dem Granat von Dobschau. ZMGP. Stuttgart.
- Rakusz G., 1926: Zur Kenntnis d. Brachiopoden-Fauna d. Dobschauer Carbons. ZMGP. Stuttgart.
- Rakusz G., 1928: Die stratigraphische Stellung des karpatischen marinen Oberkarbons. Congr. de Stratigraphie carbonifère Heerlen. Liège.
- Rakusz G., 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšina und Nagyvisnyó. GH 8. Budapest.
- Redlich K. A., 1908: Die Erzlagerstätten von Dobschau und ihre Beziehungen zu den gleichalterigen Vorkommen der Ostalpen. ZPG XVII, 7. Berlin.
- Redlich K. A., 1914: Die Bildung des Magnesit und seine natürlichen Vorkommen. Fortschritte d. Min. Krist. und Petr. Jena.
- Redlich K. A., 1934: Die Magnesitvorkommen der Čechoslovakischen Republik. Věst. SGÚ X. Praha.
- Reguly E., 1903: Der Südabhang des Volovec zw. Betlér und Rozsnyó, JUGA. Budapest.
- Reguly E., 1905: Geologische Verhältnisse des zw. Nagyveszverés und Krasznahorkaváralja gelegenen Abschnittes des Szepes-Gömörer Erzgebirges. JUGA. Budapest.
- Roth S., 1879: Varietäten d. Dobschauer Grünsteins. VGRA. Wien.
- Roth Z., 1939: Geologie okolí Silice u Rožňavy. Rozpr. ČAVU II.
- Rozložník P., 1913: Geologische Notizen über Dobsina. JUGA. Budapest.
- Rozložník P., 1914: Die montangeologische Aufnahme der Umgebung von Dobsina. JUGA. Budapest.
- Rozložník P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina. GH 5. Budapest.
- Rözing F., 1949: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpthen). ZDGG 99. Bonn.
- Schafarzík F., 1902: Vorläufige Mitteilung über das Auftreten von Quarzporphyren und Porphyroiden in den Kom. Gömör und Szepes. FK. Budapest.
- Schafarzík F., 1906: Daten zur genauen Kenntnis des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Math. und naturwis. Berichte aus Ungarn.
- Schönenberg R., 1948: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpthen). ZDGG 98. Bonn.
- Schönenberg R., 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpthen). Ein Beitrag zur Altersfrage der zipser Granite. ZDGG 99. Berlin.
- Schröter Z., 1925, 1928, 1935: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Aggtelek. JUGA, Budapest.
- Stejskal J., 1931: Lagerstätten feuerfester Rohstoffe in der ČSR. ZPG 39, Jahrgang, 9—10.

- Stejskal J.—Vachtl J., 1934: Contribution à la connaissance de la géologie des environs de Dobšiná en Slovaquie. Věst. SGÚ X, 5. Praha.
- Stejskal J.—Vachtl J., 1936: Nástin geologických poměrů v okolí Dobšíně na Slovensku. Carpatica. Praha.
- Stürzenbaum J., 1879: Kössener Schichten bei Dernö. FK. Budapest.
- Štúr D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebung von Schmölitz und Göllnitz. JGRA XIV. Wien.
- Šuf J., 1930: Nález triasu u Kobeliarova severne Rožňavy na Slovensku. Věst. SGÚ VI. Praha.
- Šuf J., 1930: Poznámky o zkamenělinách z nových karbonských a triasových lokalit ze severního okolí Dobšíně a od Kobeliarova na Slovensku. Věst. SGÚ VI. Praha.
- Šuf J., 1933: Zpráva o geologickém mapování ve Slov. Krušnohoří. Hornický věstník.
- Šuf J.—Ulrich Fr., 1933: Několik poznámek o novém nálezu mřížovců (radiolarií) v okolí Dobšíně a Železníku na Slovensku. Věda přírodní 14, 5.
- Šuf J., 1933: Nástin geologických poměrů území západně Železníka na Slovensku. Věst. KSČN. Praha.
- Šuf J., 1935: Magnesitová ložiska a geologické poměry okolí Jelšavy. BS. Praha.
- Šuf J., 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti železnické. BS Praha.
- Šuf J., 1936: Přehled nových výskytů zkamenělinových v jihovýchodní části Slov. Rudohoří. „Bratislava“ IX. Bratislava.
- Šuf J., 1935: Nástin geologických poměrů severního svahu Plešiveckej planiny v oblasti mezi Rožňavou a Štítníkem na Slovensku. Bratislava IX. Bratislava.
- Šuf J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slov. Krušnohoří. Carpatica. Praha.
- Šuf J., 1937: Zpráva o nalezištích užitečných nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku se zvláštním zřetelem ku geologickým poměrům této oblasti. BS. Praha.
- Šuf J., 1938: Předběžná zpráva o geologickém mapování provedeném v r. 1938 v okolí obcí Gemerské Kováčové, Lúčky a Borky na Slovensku. Hornický věstník XXI, 3, 4.
- Šusta V., 1931: O karbonu na Slovensku. Hornický věstník.
- Trapl S., 1930: Karbonské rostliny od Dobšíně. Věst. SGÚ VI, Praha.
- Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. Wien.
- Ulrich F., 1928: Výskyt rutilu na sideritových žilách u Rožňavy na Slovensku a jeho postavení v žilné paragenesi. Rozpravy ČAVU II, XXXVII, 8. Praha.
- Ulrich F., 1931: Nikelnaté minerály z Rožňavy a ze Železníku. Věda přírodní XI.
- Ulrich F., 1933: Československá ložiska magnetitová a dnešní stav jejich využití. BS XII. Praha.
- Ulrich F.—Bouček B., 1931: Výskyty zkamenělin v magnetitové zoně Slov. rudohoří. Věst. SGÚ VII, 2. Praha.
- Vachtl J., 1937: Žula od Hnilce ve Slov. rudohoří. Sbor. ŠBM, Banská Štiavnica.
- Vachtl J., 1938: Une nouvelle trouvaille de flore carbonifère dans le Slov. rudohoří. Bulletin internat. de l'Académie des Sciences de Bohême. Praha.
- Vachtl J., 1938: Nový nález karbonské flory ve Slov. rudohoří. Rozpr. ČAVU II, XXXVII, 22. Praha.
- Vachtl J., 1938: O karbonu mezi Dobšínou a Koterbachy (Slov. rudohoří), Sbor. SGÚ XII. Praha.
- Vitális St., 1907: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Bodva- und Tornabaches. JUGA. Budapest.
- Voit F., 1901: Geologische Schilderung der Lagerstättenverhältnisse von Dobschau in Ungarn. JUGA. Budapest.

- Woldřich J., 1912: Montanisticko-geologické studie ve Spišsko-gemerském Rudohoří sev. od Dobšíné v Uhrách. Rozpr. ČAVU II. Praha.
- Woldřich J., 1912: Geologické a tektonické studie v Karpatech sev. od Dobšíné. Rozpr. ČAVU II. Praha.
- Woldřich J., 1913: Geologische und montanistische Studien in den Karpathen nördlich von Dobschau. Archiv für Lagerstätten-Forschung, H 11. Berlin.
- Woldřich J. K stratigrafii paleozoika Slov. rudohoří v Karpatech. Mor. přírod. společnost IV, 1. Brno.
- Zelenka L., 1927: Přehled geolog. poměru území severozáp. Košic. Věst. SGÚ III, 4, 5. Praha.
- Zelenka L., 1927: Přehled geologických poměrů okolí Krompachu na Slovensku. Věst. SGÚ III, 1. Praha.
- Zeuschner C., 1853: Geognostische Schilderung der Gangverhältnisse bei Kotterbach (und Poracz) im Zipser Comit. SAW VI. Wien.
- Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku záp. Karpat. Věst. SGÚ XII, 6. Praha.

## Vysvetlivky skratiek

- BS — Báňský svět. Praha.
- FK — Földtani Közlöny, Budapest.
- GH — Geologica hungarica. Budapest.
- GS — Geologický sborník. Bratislava.
- JGRA — Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- JUGA — Jahresberichte d. k. ung. geol. Anstalt. Budapest.
- Knih. SŮG — Knihovna Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- MJUGA — Mitteilungen aus d. Jahrbuch d. k. ung. geol. Anstalt. Budapest.
- Rozpr. ČAVU II — Rozpravy České akademie věd a umění. Třída II. Praha.
- SAW — Sitzungsberichte d. Akad. d. Wiss. Wien.
- Sbor. SGÚ — Sborník Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- Sbor. ŠBM — Sborník Štát. banského múzea Dionýza Štúra. Banská Štiavnica.
- Sbor. ÚŮG — Sborník ústředního ústavu geologického ČSR. Praha.
- Věst. KČSN — Věstník Král. čes. spol. nauk. Praha.
- Věst. SGÚ — Věstník Státního geologického ústavu ČSR. Praha.
- VGRA — Verhandlungen d. geol. Reichsanstalt. Wien.
- ZDGG — Zeitschrift d. deutschen geologischen Gesellschaft. Berlin.
- ZMGP — Zentralblatt f. Min. Geol. u. Paleont. Stuttgart.
- ZPG — Zeitschrift f. praktische Geologie.

ОТО ФУСАН, ЯКУБ КАМЕНИЦКИЙ И МИРОСЛАВ КУТАН

## ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СПИШСКО-ГЕМЕРСКИХ РУДНЫХ ГОР

(Табл. XXII—XXIX)

Гемериды расположены между г. Гуменне и г. Кошице, образуя дугу общим протяжением в 120 км. Наибольшей ширины они достигают в средней части. На западе гемериды граничат с неовулканической областью, на севере с элементами

вепорид, палеогеном попрадской котловины, горами Браниско и Чиерна Гора. В южном и восточном направлениях гемериды погружаются под неогеновые отложения. В состав гемерид входят палеозой и мезозой. Палеозой образует центральную часть, главные массы мезозоя находятся на южном и северном краях. Старые авторы весьма различно понимали стратиграфическое положение отдельных свит, в частности кристаллических. Иногда они считали более старые отложения, находящиеся над более молодыми за кровлю этих последних (Альбург 1913) или приписывали различный возраст синхронным отложениям разного фациального развития. С другой стороны они ошибочно предполагали, что серпентин, диабазы и добшинский габбро-диорит являются стратиграфическими эквивалентами (т. е. что они одинакового возраста) и представляют из себя продукты расщепления одной общей магмы.

## Стратиграфия

### Нижний палеозой

К нижнему палеозою относятся: а) добшинский диорит, б) дрнавская серия, в) угоринская серия.

### Добшинский диорит

В гемеридях он известен лишь в окрестностях г. Добшина. Преобладает светло- и темносерый среднезернистый кварцевый диорит, менее часто встречается темнозеленый мелко- и среднезернистый диорит, переходящий в габбро-диорит. Между этими двумя крайними типами существует целый ряд переходов. Из всех кристаллических пород гемерид наибольшее изменение претерпел диорит. Полевые шпаты сильно серицитизованы, амфибол чаще всего замещен хлоритом. Результатом сильного сжатия явилась сланцеватость. Из более кислой фации — кварцевого диорита — образовались милониты, из более основных диоритов — габбро-диоритов — сланцеватые амфиболиты.

Добшинский диорит находится в контакте с разными членами гемеридного палеозоя, а именно с филлит-диабазовой серией, с карбоном и с пермью, а также с кристаллической свитой вепорид.

Главные массы диорита имеют характер параавтохтона. На диорите лежит средний карбон. Трансгрессивный характер залегания местами еще наблюдается, местами же он ступеван тектоническими явлениями разломов и надвигов.

Небольшие диоритовые тела, встречающиеся в нескольких местах, мы считаем за тектонические чешуи, которые были отторгнуты от главной массы при надвиге более молодых элементов, проволочены вместе с ними и захвачены в их складки.

Стратиграфическое положение добшинского диорита пока точно не выяснено. Базальные конгломераты вестфаля содержат валуны добшинского диорита, следовательно сам диорит старше. В отложениях, помещающихся стратиграфически ниже среднего карбона, фация базальных конгломератов, в которых могли бы находиться валуны диорита, отсутствует, а потому более точно определить стратиграфическое положение диорита не представилось возможным. Из всех пород

и толщ гемеридного кристаллического массива сильнее всего изменен диорит, хотя орогенический и метаморфический цикл был общим для всех элементов. На контактах диорита с другими породами не наблюдаются изменения этих последних. Все это приводит нас к заключению, что добшинский диорит является самым древним элементом гемерид.

### Дрнавская серия

Эпиметаморфизованные осадочные серии, кварцевые порфиры и связанные с ними пирокластические породы, которые выступают к югу от северной полосы филлит-диабазовой серии в центральной части гемеридного кристаллического массива, получили от Матейки и Зеленки название гелницкая серия; Розложник их назвал порфиroidовой серией. Недавно один из нас (М. К.) разделил эту серию на две части: нижнюю — осадочную, названную им дрнавская серия (по имени селения Дрнава, в северных окрестностях которого она типично развита), и верхнюю — вулканическую, получившую наименование угорнянская серия. Обе серии развиты во всей области Спишко-Гемерских рудных гор. Дрнавская серия образована толщей слабо метаморфизованных и совсем неметаморфизованных хлоритовых, хлорито-серицитовых сланцев и филлитов, серицитовых филлитов, кремнистых сланцев и филлитов, темных до черных сланцев и филлитов с горизонтами лидитов и кристаллических известняков, иногда замещенных анкеритом. Местами наблюдаются кроме того граувакковые кварциты и просто кварциты, особенно мощные в районе горы Воловец. Характерным членом дрнавской серии являются полосатые сланцы и филлиты, в которых чередуются светлые и темные слои. В общем осадки дрнавской серии представлены во всей области гемерид одной фацией.

### Угорнянская серия

Угорнянская серия типично развита в окрестностях сел. Угорна (близ сел. Смолник), почему один из нас и дал ей такое название. Состоит она из кварцевых порфиров, грубозернистых пирокластических пород с прослоями глинистых и филлитовых сланцев, порфиroidов и субосновных продуктов дифференциации кварцевых порфиров.

Кварцевые порфиры относятся преимущественно к эффузивному типу: их сопровождают туфы и в них находятся миаролитовые пустоты, заполненные кварцево-альбитовой массой. Мы предполагаем, что имеются и интрузивные кварцевые порфиры в тех местах Спишко-Гемерских гор, где не наблюдаются туфы. Интрузивные кварцевые порфиры более крупнозернистые, основная масса их гипидиоморфно-зернистая, иногда скрытокристаллическая. Под влиянием метаморфизма кварцевые порфиры гемерид превратились в более или менее сланцеватые порфиroidы с порфиробластической структурой, гранобластической, немагматической или лепидобластической основной массой. Туфы кварцевых порфиров, подвергшиеся давлению, похожи на порфиroidы, образовавшиеся из кварцевых порфиров; отличаются они от последних лишь большим количеством биотита, продукты изменения которого местами сообщают породе иной, грязно-ржавый цвет. Порфиroidы, образовавшиеся из туфов, имеют вид брек-

чий, иногда и конгломератов, и латерально переходят в породы осадочного происхождения.

Отложения древнего гемеридного палеозоя (дрнавская серия) имеют флишевое развитие; лидиты и кристаллические известняки являются верхним (стратиграфически) отделом серии. Определить последовательность напластования членов этой свиты чрезвычайно трудно из-за ее флишевого характера и сильного изменения, которому подверглись породы под влиянием тектонических процессов.

Когда еще отлагалась дрнавская серия, или тотчас после ее седиментации, проявилась вулканическая деятельность, при которой образовались члены угорнянской серии. Вызвала вулканическая деятельность перерыв в осадкообразовании во всей области геосинклинали или только в тех местах, где изливались кварцевые порфиры — вот вопрос, разрешение которого покажет есть ли основание различать две серии — угорнянскую и дрнавскую.

Вследствие отсутствия окаменелостей определить точный стратиграфический возраст обеих серий пока не представляется возможным. Единственно, что позволяет судить об их возрасте, это наличие в карбонских конгломератах (вестфальский ярус) валунов пород, принадлежащих этим сериям (кварциты, черные кремнистые филлиты, кварцевые порфиры), а также их залегание в основании филлит-диабазовой серии. Принимая все это во внимание, мы приписываем дрнавской и угорнянской сериям нижнепалеозойский возраст (силур-девон).

Дрнавская серия представляет из себя толщу флишевого характера, которую в стратиграфическом отношении можно рассматривать как серию. В тектоническом отношении дело обстоит иначе: хотя местами она имеет свой особый тектонический режим, обусловленный характером пластичности ее членов, но в общем она составляет одно тектоническое целое с угорнянской серией.

Угорнянская серия приурочена к вулканической фазе. Спорадически в ней наблюдаются породы осадочного происхождения, которые иногда явно отличаются от пород дрнавской серии, иногда же вполне соответствуют им с петрографической точки зрения. Поэтому возникает вопрос: приписывать угорнянской серии самостоятельный характер или считать лишь за часть порфиroidной серии, возникшую во время вулканической деятельности?

Достаточных данных для выяснения этого важного вопроса еще не имеется, а потому мы пока придерживаемся принятого уже в литературе деления на две серии.

## Верхний палеозой

К верхнему палеозою гемерид мы относим: а) филлит-диабазовую серию, б) средний карбон, в) терригенные отложения перми с эффузивными кварцевыми порфирами и г) гемеридный гранит.

### Филлит-диабазовая серия

Наименование свое эта серия получила от Андрусова и Матейки. Зеленка называл ее филлитовой серией. Образована она хлоритово-серицитовыми филлитами с редкими прослоями сахарообразных кристаллических известняков и темных сланцев. Местами наблюдаются светлосерые метаморфические

кремнисто-хлоритовые сланцы, имеющие характер граувакк. В основании филлит-диабазовой серии нет пород, которые свидетельствовали бы о трансгрессии моря; отложение ее, по видимому, произошло тотчас после эффузии кварцевых порфиров, причем гемеридная геосинклиналь не выступила из-под воды. Кроме пород осадочного происхождения, в состав гемеридной серии входят метаморфизованные диабазы, туфы, туффиты и диориты, часто измененные в амфиболиты. Среда, в которой отлагалась филлит-диабазовая серия, была более спокойной, чем та, в которой образовалась дрнавская. Ни существенных изменений в характере седиментации, ни явлений диастрофизма не было.

Диабазы эффузивные, часто с сохранившейся флюидальной текстурой; их сопровождают туфы и туффиты, перемежающиеся с известняками и филлитами, из чего можно заключить, что излияние произошло под водой. Отсутствие явлений контактового метаморфизма подтверждает это предположение. Метаморфизм вызвал сильное изменение диабазов: от первичных минералов — плагиоклаза и авгита — изредка сохранились лишь реликты. Породы подверглись региональному и гидротермальному метаморфизму, так что их можно назвать полиметаморфизованными.

В филлит-диабазовой серии местами (например к юго-западу от г. Кошице, на горе Шайкан к северо-востоку от сел. Налепково, в южных окрестностях сел. Млынки) встречаются диориты, которые мы считаем глубинными формами диабазов. Близ северного края Спишско-Гемерских рудных гор филлит-диабазовая серия тянется в виде непрерывной полосы. В южной части она образует лишь небольшие островки.

Разные авторы до сих пор не сходятся в своих взглядах на стратиграфическое положение филлит-диабазовой серии. Отсутствуют палеонтологические данные, на основании которых можно было бы точно установить возраст. Обычно филлит-диабазовая серия находится в кровле дрнавской и угорнянской серий, а образующие ее породы встречаются в виде валунов в среднекарбонских конгломератах. Из этого следует, что филлит-диабазовая серия старше вестфалья и моложе угорнянской серии. Мы предполагаем, что она главным образом нижекарбонского, отчасти может быть верхнекарбонского возраста.

### Средний карбон

Средний карбон характеризуется новой трансгрессией в области гемерид. Море было мелким, и отложения представлены разными фациями. В Спишско-Гемерских рудных горах мы различаем три главных фации: 1. конгломератово-сланцевую, 2. карбонатную, 3. известняковую с горизонтами диабазовых туффитов.

Конгломератово-сланцевая фация представлена серыми конгломератами, переходящими в граувакковые конгломераты и граувакки, темными (до черных) сланцами и филлитами с тонкими прослойками зеленых хлоритовых сланцев и филлитов, серыми графитовыми и хлоритовыми песчаниками и кварцитами.

Петрографический состав конгломератов не везде одинаковый. Особой пестротой отличаются биндт-котрбашские конгломераты; валуны их представлены главным образом породами филлит-диабазовой серии, т. е. метаморфизованными

диабазы, филлитами, амфиболитами и диоритами, а также гранитовыми породами и жильным кварцем.

В южной части Спишско-Гемерских гор преобладают брекчиевидные конгломераты, в которых большая часть валунов и обломков состоит из жильного кварца, иногда с лимонитизованным спекуляритом; в меньшем количестве встречаются валуны кварцитов, порфиоров и обломки темных кремнистых сланцев. Конгломераты иногда встречаются в основании карбонской свиты, но часто сначала бывают развиты сланцы и песчаники, а горизонты конгломератов появляются выше.

Карбонатная фация наблюдается главным образом в южной части гемерид, где она образует непрерывную полосу между сел. Ясов и г. Лученец. Представлена она черными графитовыми сланцами и филлитами, местами появляются светлые сланцы, светлые, темносерые или черные кристаллические известняки, по большей части метасоматически измененные в сидерит-анкерит или магнезит. По своему типу известняки похожи на коралловые: они образуют линзы разной величины в сланцевой толще.

В северной части Спишско-Гемерских гор карбонатная фация развита лишь рудиментарно в окрестностях г. Добшина, сел. Млынки и в самой восточной части северной полосы карбона близ сел. Кавечаны и г. Кошице.

Известняковая фация представлена в окрестностях селений Елшава и Охтина. В белых кристаллических известняках, которые здесь выступают, чередуются тонкие синие и коричневые полосы, что придает им полосатый вид, благодаря которому их можно отличить от известняков карбонатного развития. Это чередование полосок показывает, что известняки отложились в более глубоком море, на больших участках, и что дно моря испытывало лишь незначительные колебания.

Туффиты образуют в известняках горизонты различной мощности — от нескольких сантиметров до нескольких метров. В пользу причленения этих известняков с диабазовыми туффитами к среднему карбону говорит их положение в кровле карбонатной фации и постепенный переход между обеими фациями, наблюдаемый в долине ручья Щитницкий близ сел. Маркушка.

В гемеридах отложения среднего карбона образуют две полосы — северную и южную. В северной различные фации карбона не всегда образуют обособленные, непрерывные зоны; в южной они, напротив, хорошо развиты в виде самостоятельных полос.

Отложения среднего карбона являются единственными отложениями палеозоя гемерид, возраст которых был установлен на основании ископаемых животных и растений, найденных в карбонатной фации.

Так как между рассмотренными тремя фациями существует тесная связь и постепенные переходы, мы считаем их за синхронные образования, которые должны быть приурочены к московскому (вестфальскому) ярусу.

### Веррукано

Отложения веррукано представлены пестроцветной толщей, состоящей из конгломератов, граувакковых конгломератов, граувакк, аркоз, песчаников и кварцитов, и пестрыми (лиловыми, красными, зелеными и желтыми) слюдястыми слан-

цами. В валунах конгломератов представлены главным образом: гидротермальный кварц, песчаники и кварциты; иногда попадаются кварцевые порфиры нижнего палеозоя и породы филлит-диабазовой серии. В конгломератах часто встречаются обломки пестрых сланцев, которые тоже относятся к перми. Развитие конгломератов и общий характер пермских отложений свидетельствуют об их континентальном происхождении. Во всех областях Спишско-Гемерских рудных гор пермь развита одинаково. Веррукано выступает главным образом близ северного края.

В восточной части полосы веррукано (чаще всего между г. Кромпахи и г. Кошице) наблюдаются небольшие тела эффузивных кварцевых порфиров. Их пестрая окраска, более слабая степень метаморфизма и полное замещение полевых шпатов серицитом, которое произошло по всей вероятности под влиянием гидротермальных растворов, позволяет отличить их от тех же пород угорнянской серии.

Свита веррукано налегает с угловым несогласием на различные более древние отложения. Отсутствие верхнего карбона, различное фаціальное развитие и различное распространение перми и среднего карбона указывают на то, что между пермью и средним карбоном осадкообразование было прервано вследствие орогенических движений.

### Гемеридный гранит

Гемеридный гранит обнажается в окрестностях селений Велький Гнилец, Злата Идка, Бетлиар и в верхней части Гуммельской долины к северо-западу от сел. Вышний Медзев, где он прорезает дренажную и угорнянскую серии.

Возможно, что гранит находится под древними толщами и в других частях Спишско-Гемерских гор — на это указывает находка гранита на терриконах в поселке Биндт, о которой говорит Розложник, а также обнаруженные нами обломки гранита на терриконах к югу от г. Добшина.

Гранит везде одного типа: средне- и крупнозернистый, биотитовый и двуслюдяной, с тенденцией к порфиловому развитию. На всех упомянутых месторождениях он местами переходит в гранит-порфир; близ сел. Бетлиар последний преобладает.

Гемеридный гранит отличается от других гранитов центральных массивов западных Карпат большим содержанием турмалина, который образует мелкие жилки, агрегаты в виде так называемого „турмалинового солнца” и неправильные скопления. Вместе с аплитом турмалин нередко встречается в осадочной оболочке гранита.

Интрузия гранита вызвала в прорванных ею породах явления контактового метаморфизма термального характера, продукты которого представлены рогамиками, узловатыми сланцами и подобными породами. Близ сел. Бетлиар и в долине ручья Гуммельский контактовый метаморфизм проявляется фельдшпатизацией оболочки гранита. Необходимо отметить, что контактовому метаморфизму подверглись уже сложенные в складки породы. Гранит гемерид лишь слабо динамометаморфизован; региональным метаморфизмом он не был затронут (в противоположность кристаллическим породам гемерид, которые подверглись ему в сильной степени), в валунах среднекарбонских и пермских конгломератов он не встречается. Все это является доказательством его молодого возраста. Мы

предполагаем, что интрузия гранита произошла в конце перми, т. е. что она соответствует пфальцской фазе, и что главным образом к этой фазе приурочено оруденение Спишско-Гемерских гор.

## Мезозой

Главные массы мезозоя находятся на северной и южной окраинах Спишско-Гемерских гор. Стратиграфия в обеих областях приблизительно одинаковая. Первым членом мезозоя является нижний триас, в котором обычно можно различить два отдела: нижний — сейсские слои, и верхний — кампильские. Сейс представлен пестрыми, часто слюдистыми сланцами красного, лилового и зеленого цвета, в которых нередко встречаются горизонты мергелистых сланцев и тонкие пласты кварцитов и песчаников. Кампиль образован серыми и зелеными мергелистыми сланцами, перемежающимися со сланцеватыми известняками.

В нижнем триасе местами (Якловце, Добшина, Кобелиарово, Щитник, Лучка и др.) встречаются основные изверженные породы: лерцолит-гарцбургит, диабазы, диаспорфириты, глаукофановые и другие породы. Их считают нижнетретичными.

Средний триас начинается гутенштейнскими известняками, над которыми лежат доломиты, а выше массы веттерштейнского известняка. Гутенштейнские известняки и доломиты наблюдаются далеко не везде; мощность их всегда небольшая. Местами они совершенно выжаты тектонически, так что веттерштейнские известняки лежат прямо на верфенских сланцах, а когда отсутствует и нижний триас — прямо на толще кристаллических пород. В веттерштейнских известняках местами наблюдаются слабые горизонты роговиковых известняков, а над ними иногда находятся доломиты (особенно часто в горах Галмус). Верхний триас и юра встречаются редко и развитие их рудиментарно: рейнграбенские сланцы выступают юго-западнее сел. Кошицка Бела, верхнетриасовые и лейасовые известняки в окрестностях сел. Дрнава.

## Третичные отложения

В Спишско-Гемерских горах третичные отложения представлены близ пункта „Ледяная пещера” палеогеновыми конгломератами, чередующимися с красными сланцами, на северной окраине гор Галмус — палеогеновыми конгломератами, песчаниками и сланцами, в Рожнявской и Турнянской котловинах, к югу от сел. Елшава, в окрестностях г. Плешивец и других местах — верхнетретичными галечниками и песками. Эти осадки заполняют межгорные котловины, возникшие в Спишско-Гемерских горах в третичное время.

## Четвертичные отложения

Осадки четвертичного периода представлены галечниками террас (в долинах рек и больших ручьев), суглинками и осыпями склонов, конусами выноса и аллювиальными наносами.

Тектоническое строение гемерид очень сложное, и выяснение его является сейчас главной задачей, которая стоит перед геологами. Сложность строения — результат нескольких орогенических движений, которые обусловили складчатость, надвиги и метаморфизм различных свит. Каждая фаза орогенеза либо усилила и подчеркнула те явления, которые были обусловлены предыдущей, либо, наоборот, стерла их.

Первыми орогеническими движениями, наличие которых удалось доказать в нашей области, были герцинские. Проявлялись они в нескольких этапах: перед отложением среднего карбона, между вестфалем и пермью, и перед отложением триаса. Следствием досреднекарбонской фазы было поднятие из-под воды уже отложившихся свит, трансгрессивный характер напластования вестфалья и его распространение, отличное от распространения свит, лежащих под ним.

О существовании орогенической фазы между вестфалем и пермью свидетельствует отсутствие верхнего карбона, полное выступление из-под воды палеозойских свит и последовавшая за ним континентальная седиментация перми.

В гемеридах угловое несогласие между пермью (веррукано) и триасом недостаточно ясно выражено; доказательств существования орогенической фазы нет — нижний триас начинается не базальным конгломератом, а пестрыми сланцами, которые нередко трудно бывает отличить от сланцев веррукано.

При герцинских орогенических движениях палеозойские свиты были сложены в складки, породы допермских толщ подверглись действию эпиметаморфизма. При герцинском орогенезе веррукано почти не претерпело изменений, если не считать сжатия и появления сланцеватости, что могло быть и следствием альпийских движений. Мы предполагаем, что в это же время образовались глубокие продольные дислокации, по которым потом поднимались рудные растворы.

При альпийских движениях свиты палеозоя были вновь сложены в складки, тектонические структуры, возникшие при герцинском орогенезе, были стертые, сланцеватость увеличилась. Свиты мезозоя образовали складки, местами незначительные надвиги. Повидимому, весь гемеридный мезозой отложился в одной геосинклинали.

Спишско-Гемерские рудные горы характеризуются зональным строением, которое нарушено лишь в области, расположенной между сел. Щитник и г. Добшина. Палеозойские и мезозойские свиты образуют полосы, которые тянутся дугообразно с запада на восток. В западной части они протянуты в общем в направлении от юго-запада к северо-востоку, в средней части от запада к востоку, в восточной части они заворачивают к юго-востоку.

Структура гемерид несимметрична. В центральной части выступают дравская и угорнянская серии, по краям более молодые свиты. К северу от центральной части на всем протяжении развита диабазовая серия; в южной части она почти отсутствует — лишь местами встречаются небольшие массы.

Средний карбон образует две полосы, которые тянутся вдоль всех Спишско-Гемерских гор, по их краям. Северная полоса образует синклиналь, которая вмята в филлит-диабазовую серию или находится между этой последней и веррукано.

В южной части средний карбон лежит, по большей части моноклинально,

прямо на дравской или угорнянской серии. Развитие веррукано еще больше подчеркивает несимметричную структуру области Спишско-Гемерских гор. В северной части оно развито по всей длине и лежит на среднем карбоне или филлит-диабазовой серии, а местами — когда контакт тектонический — и под ними. На юге, между сел. Елшава и г. Кошице веррукано отсутствует. Вдоль северного и южного края области над палеозойскими свитами симметрично лежит мезозой.

На западе гемериды соседят с неовулканическими массивами средней Словакии и с вепоридами (тектонический контакт), на которые они надвинуты. На севере на гемериды трансгредирует палеоген. На северо-востоке гемериды находятся в тектоническом контакте с зоной Чиерна Гора — они на нее надвинуты. На юге на гемериде лежит иногда олигоцен, главным же образом неоген.

Перевод со словацкого В. Андрусовой

*Словацкий центральный научно-исследовательский геологический институт,  
Братислава*

## Объяснение таблиц XXII—XXIX

|               |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
|---------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Табл. XXII.   | Вид на горный кряж между вершиной Когут и вершиной Градок. Фото Кутана.                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
| Табл. XXIII.  | Вид на высоту Радзим из селения Кобелиарово. Влево на заднем плане массив Кралова Голя. Фото Кутана.                                                                                                                                                                                                                                                                            |
| Табл. XXIV.   | Вид на горную группу в окрестностях городка Добшина (Гугел, Вайчакова, Бухвальд, Трешник и Столица). Фото Кутана.                                                                                                                                                                                                                                                               |
| Табл. XXV.    | Вид на речку Гнилец и высоту Грайнар из селения Сулова. Фото Кутана.                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |
| Табл. XXVI.   | Вид на долину ручья Щитницкий с севера. На заднем плане Плешивецкое плато и высота Кониарт. Фото Кутана.                                                                                                                                                                                                                                                                        |
| Табл. XXVII.  | Сложенный в складки палеоген близ пункта Лядова яскиня (Ледяная пещера). Пласты конгломератов перемежаются с горизонтами красных сланцев. Фото Каменицкого.                                                                                                                                                                                                                     |
| Табл. XXVIII. | Пермский кварцевый порфир из южных окрестностей г. Кромпахи. Кварц (k) интрателлурической генерации, светлый и темный, постигнутый магматической коррозией. Вкрапленник полевого шпата (ž), замещенный чешуйчатым агрегатом серицита. Гематит (h) — черный. Основная масса (zh) состоит из кварца и полевых шпатов; последние серицитизованы. Николи +, × 12. Фото Каменицкого. |

Фиг. 2. Кварцевый порфир угорнянской серии. Образец взят в долине Греллензейфен к югу от гор. Гелница. Кварц (к) светлый, прозрачный, со слегка волнистым погасанием, образует вкрапленники. Ортоклаз (о) с выделениями альбита, часто с полисинтетическим двойникованием по альбитовому закону. Основная масса, состоящая из кварца и полевых шпатов, содержит спорадически серицит. Николи +, × 12. Фото Каменецкого.

Табл. XXIX. фиг. 1. Гранит гемерид. Образец взят в долине Гуммел к северу от сел. Вышний Медзев. Ортоклаз (о) пертитовый, с двойникованием по карлсбадскому закону. Альбит (а) более сильно хлоритизованный, чем ортоклаз. Кварц (к) часто со следами катаклаза, с волнистым погасанием. Биотит (б) темный до черного, чешуйчатый, с начинающейся хлоритизацией. Николи +, × 10. Фото Каменецкого.

Фиг. 2. Метаморфизованный диабаз. Образец взят в долине речки Гнилец недалеко от г. Гелница. Реликтовая офитовая структура. Плагиоклаз (pl) пластинчатый, светлый, часто с двойниковым полосчатым строением по альбитовому закону. Авгит (ag) темный, сильно хлоритизованный. Кварц (к) в виде неправильных зерен с волнистым погасанием. Николи +, × 14. Фото Каменецкого.

OTO FUSÁN—JAKOB KAMENICKÝ—MIROSLAV KUTHAN

## GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGES

(Tafel XXII—XXIX)

Die Gemeriden erstrecken sich zwischen Lučenec und Košice in einer Gesamtlänge von ungefähr 120 km. Sie erreichen ihre maximale Breite im zentralen Teil, während sie sich an beiden Enden in auffälliger Weise verengen. Sie haben einen bogenförmigen Verlauf, welchen im grossen und ganzen auch ihre Schichtenkomplexe nachahmen. Im Westteil des Zips-Gömörer Erzgebirges haben die Schichtenkomplexe südwestlich-nord-östliche Richtung, im zentralen Teil West-Ost, im Ostteil drehen sie sich bogenförmig gegen Südosten.

Im Westen sind die Gemeriden durch das neovulkanische Slowakische Mittelgebirge abgegrenzt, im Norden durch veporide Elemente, das Paläogen des Poprader Kessels, die Gebirge des Branisko und der Čierna hora. Im Süden und Osten versinken die Gemeriden unter tertiäre Sedimente. Am Bau der Gemeriden beteiligen sich paläozoische und mesozoische Elemente. Das Paläozoikum bildet den zentralen Teil, während das Mesozoikum an ihrem südlichen und nördlichen Rande entwickelt ist. Hinsichtlich der stratigraphischen Position der einzelnen Schichtenkomplexe und ihrer Glieder, haupt-

sächlich des Kristallinikums finden wir infolge der weiter erwähnten Schwierigkeiten bei den älteren Autoren sehr uneinige Auffassungen. Die jüngeren Glieder, welche örtlich im Liegenden der älteren auftreten (z. B. Perm in der Umgebung von Mlynky, der im Liegenden des Karbons auftritt) wurden für älter als ihr tektonisches Hangende betrachtet (Ahlburg, 1913). Andersmal wieder wurden auf Grund der verschiedenen fazialen Entwicklung einer stratigraphischen Einheit (z. B. des mittleren Karbons) seine einzelnen fazialen Entwicklungen in verschiedene Gebilde eingereiht.

In zweiter Hinsicht wurden wieder Gesteine, welche altersgemäss verschiedenen Gebilden angehören, wie Serpentin, Diabase und Gabrodiorit von Dobšiná für stratigraphische Äquivalente angesehen und als Differentiationsprodukte eines Stammagma gedeutet.

## Stratigraphie

### Älteres Paläozoikum

Zum älteren Paläozoikum rechnen wir:

- a) den Diorit von Dobšiná,
- b) die Drnavaer Serie,
- c) die Uhornaer Serie.

### Der Diorit von Dobšiná

Er ist in den Gemeriden nur aus der Umgebung von Dobšiná bekannt. Er tritt in Hauptmassen in der Umgebung von Gugel auf (998,7 m ü. d. M.). Ferner kommt er im Streifen zwischen Hopfgartenberg (951 m ü. d. M.) und dem westlichen Abhang des Königsberges (1059 m ü. d. M.) vor. Kleinere Dioritvorkommen finden wir im Tešnark-Tal, in der Umgebung von Steinberg (611 m ü. d. M.), in dem Tal Malá und Velká vřicia dolina, auf dem Kamm des Langenberg (974 m ü. d. M.), Birkelnberg (788 m ü. d. M.) und im Tal des Nirnsgrund-Baches.

Das westlichste Vorkommen des Dobšinaer Diorites sind zwei kleine Dioritkörper im Tal der Slaná südwestlich von Rejdová Pod Tařlyovou. Ausserdem wurde Diorit bei den unterirdischen Grubenarbeiten im Revier des Erbstollens in Dobšiná angetroffen. Der bei den erwähnten Grubenarbeiten angetroffene Diorit tritt nicht heraus. In seinem Hangenden kommen Sedimente der Phyllit-Diabas Serie, Karbon und Perm vor.

Der vorherrschende Typus des Dobšinaer Diorites ist der hell- bis dunkelgraue, mittelkörnige, leukokrate Quarzdiorit, welcher im Südteil des Dioritgebietes vorherrscht. Im Nordteil dieses Gebietes in der Umgebung von Gugel und im Streifen Hopfgartenberg — Westabhang des Königsberges — herrscht der dunkelgrüne, fein- bis mittelkörnige, in Gabbrodiorit übergehende Diorit vor. Beide Haupttypen des Diorites sind durch allmähliche Übergänge verbunden. Der Diorit von Dobšiná ist von den Gesteinen des Gemeriden-Kristallinikums am intensivsten verändert. Die Feldspatkomponenten sind intensiv sericitisiert, während der Amphibol am häufigsten durch Chlorit verdrängt ist. Er pflegt stark zusammengedrückt und verschiefert zu sein, wobei seine saure Fazies — der Quarzdiorit — zur Entstehung von Myloniten führt, der basischere Diorit und Gabbrodiorit führt zur Entstehung schieferartiger Amphibolite.

Der Diorit von Dobšiná ist mit verschiedenen Gliedern des Gemeriden-Paläozoikums und zwar mit den Elementen der Phyllit-diabas Serie, mit Karbon und Perm, in

der Lokalität Pod Tayflovou auch mit Elementen des veporiden Kristallinikums in Berührung.

Der Hauptkörper des Diorits zwischen Ebenberg und Jerusalemberg, der Streifen zwischen Hopfgartenberg und dem Westabhang des Königsberges, als auch die Dioritvorkommen in der Lokalität Pod Tařlovou haben parautochtonen Charakter. Der mittlere Karbon transgrediert auf den Diorit, sein transgressiver Charakter ist stellenweise erhalten und stellenweise durch spätere tektonische Bewegungen verdeckt.

Die kleineren Dioritvorkommen am Langenberg, Birkelberg und im Nirnsgrund-Tal halten wir für tektonische Schuppen, welche vom eigenen Körper bei der Überschiebung der jüngeren Gebilde abgetrennt, mit ihnen gemeinsam verschoben und in sie eingefaltet wurden.

Bei der Faltenbildung des Gemeriden-Kristallinikums kam es ausser der erwähnten lokalen Schieferung und Veränderung des Dobřinaer Diorites auch zu seiner lokalen mässigen Überschiebung auf die Phyllit-Diabas Serie.

Die stratigraphische Position des Dobřinaer Diorites ist bisher unsicher. Er wurde bisher mit Bestimmtheit in den Geröllen, basalen Konglomeraten des Westfalians nachgewiesen und durch uns in den Geröllen dieser Konglomerate am Südhang des Birkelberges bestätigt. Seine obere Grenze ist durch sein Hervortreten in den Geröllen der basalen westfalier Konglomerate gegeben. Seine nähere stratigraphische Bestimmung ist jedoch unsicher, weil in den Formationen, welche älter sind als der mittlere Karbon, die Entwicklung basaler Konglomerate fehlt, in welchen der Diorit in der Form von Geröllen vorkommen könnte. Wenn auch der Grad der Metamorphose für die Altersbestimmung nicht immer richtunggebend ist, ist es auffallend, dass der Dobřinaer Diorit von den Gesteinen und Gebilden des Gemeriden-Kristallinikums durch Veränderungen am intensivsten betroffen wurde, obwohl er als Bestandteil einer tektonischer Einheit dem einheitlichen orogenetischen und metamorphen Cyklus unterliegen musste. Dieser Umstand verleitet uns zur Ansicht, dass der Dobřinaer Diorit das älteste Element der Gemeriden sei.

#### Die Drnava-Serie

Den epimetamorphen sedimentären Schichtenkomplex, die Quarzporphyre und das Pyroklastikum der Quarzporphyre, welche südlich vom nördlichen Streifen der Phyllit-Diabas Serie im zentralen Teil des Gemeriden-Kristallinikums auftreten, bezeichnete Matějka — Zelenka als Gelnicaer Serie, und Rozložník als Porphyroide Serie. Zuletzt teilte einer von uns (M. K.) diesen Schichtenkomplex in zwei Teile auf, in den unteren, sedimentären Teil — die Drnava-Serie — und den oberen vulkanischen Teil — die Uhorná-Serie. Beide Serien sind im gesamten Gebiet des Zips-Gömörer-Erzgebirges entwickelt. Die Drnava-Serie wurde nach dem in der Umgebung von Drnava typisch entwickelten sedimentären Schichtenkomplex benannt. Sie ist von einem Schichtenkomplex schwach-metamorphierter und nicht metamorphierter, chloritischer, chloritisch-sericitischer Schiefer und Phyllite, sericitischer Phyllite, quarzhaltiger Schiefer und Phyllite, dunkler bis schwarzer Schiefer und Phyllite, mit Lagen von Lyditen und kristallinen Kalksteinen, welche stellenweise metasomatisiert in Ankerite verwandelt sind, gebildet. Zu diesem Schichtenkomplex treten stellenweise Grauwacke-Quarzite und Quarzite hinzu, welche hauptsächlich im Gebiet von Volovec beträchtliche Mächtigkeit annehmen. Ein charakteristisches Glied der Drnava-Serie ist der sogenannte „gestreifte“ Schiefer und Phyl-

lit, von lichterem und dunkleren dünnen Lagen gebildet. Zwischen den einzelnen erwähnten Typen ist eine ununterbrochene Reihe von Übergängen, wobei die einzelnen Gesteintypen häufig einander in dünnen Lagen abwechseln. Die angeführte Entwicklung der Sedimente weist auf ihre Flysch-Entwicklung als Sedimentation diastrophischen Charakters hin. Die einzelnen Typen der Drnava-Serie erreichen stellenweise beträchtliche Mächtigkeit, welche auf ihre verschiedenartige faziale Entwicklung in den einzelnen Teilen der Gemeriden hinweisen würde. Diese Erscheinung kann man jedoch durch die ruhigere lokale Sedimentation und durch tektonische Vermächtigung erklären. Im allgemeinen ist jedoch die faziale Entwicklung der Sedimente der Drnava-Serie für das Gebiet der Gemeriden einheitlich. Im zentralen Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges zwischen Hanková im Westen, und dem Vtáci vrch (1121 m) ü. d. M.) südlich von Mníšek n. Hn. im Osten treten in unterbrochenem Streifen schwarze Lydite und krystallische Kalksteine auf. Der Lyditstreifen verläuft noch weiter nach Osten bis in das nordöstliche Gebiet von Zlatá Idka. Die Entwicklung der Lydite und Kalksteine in der seichtwässrigen Drnava-Serie verweist auf das Bestehen einer Teil-Synklinale im zentralen Teil der Gemeriden, der alt-paläozoischen Geosynklinale hin, oder aber stellt ihre maximale Vertiefung dar.

Die scheinbare petrographische Buntheit der Gesteine des Schichtenkomplexes der Drnava-Serie ist einesteils primär bedingt durch die Flysch-Entwicklung der Sedimente, zweitens sekundär durch die verschiedene Intensität der regionalen Metamorphose dieser Sedimente.

#### Die Uhorná-Serie

Die Uhorná-Serie wurde nach ihrer typischen Entwicklung in der Umgebung von Uhorná bei Smolník benannt (M. K.). Sie ist von Quarzporphyren, grobkörnigem Pyroklastikum und Einlagen phyllitischer Schiefer, lokal mit Geröllen der Gesteine der Drnava-Serie, und von Porphyroiden gebildet. Sie bildet einige Streifen, von welchen sich die hauptsächlichsten zwischen Nižná Slaná und Smolník, zwischen Rejdová und Suřová und zwischen Mníšek n. Hn. und Kojšová hořa (1248 m ü. d. M.) befinden. Ausser diesen Hauptstreifen kommt die Uhorná-Serie in kleineren Streifen in verschiedenen Teilen der Gemeriden vor.

Die Quarzporphyre sind überwiegend effusive Typen, dessen Beweis die ihre Effusion begleitenden Tuffe sind und worauf auch der Fund mit quarzig-albitischer Substanz ausgefüllter Miarolen hinweist. Ausser den effusiven Typen der Quarzporphyre setzen wir auch intrusive Typen voraus, hauptsächlich in jenen Teilen des Zips-Gömörer Erzgebirges, wo sich ein Mangel der Entwicklung ihrer Tuffe zeigt. Die makroskopische Bestimmung der einzelnen Typen der Quarzporphyre ist sehr schwierig, da beide Typen zu porphyrischen Gesteinen gleicher mineralogischer Zusammensetzung und ähnlicher Textur und Struktur führen. Ein entscheidender Faktor für die Erkennung des effusiven Charakters der Quarzporphyre ist ihr gemeinsames Auftreten mit phyllitischen Schiefen, welche Quarzporphyrtuffeinlagen enthalten, wobei auch die Miarolen den effusiven Typen näherstehen. Bei den effusiven Typen würde man die hyaline Entwicklung der Basis voraussetzen, welche zwar auch durch ihre sekundäre Rekristallisation verwischt werden konnte. Andererseits sind die intrusiven Quarzporphyre durch die grobkörnigere Entwicklung mit ganzkristallinischem Grundstoffe und durch den Mangel von Tuff-Entwicklung gekennzeichnet. Die nicht metamorphierten Quarzporphyre sind porphyrischer Struktur mit hypidiomorph-körniger, manches-

mal bis kryptokristallinischer Basis. Die Quarzporphyre der Gemeriden sind mehr oder weniger intensiv in schieferartige Porphyroide metamorphiert, welche porphyroblastischer Struktur sind mit granoblastischen, nematoblastischen bis lepidoblastischer Grundgewebe. Die Intrusiven Typen der Quarzporphyre bilden in der Drnava-Serie komplizierte Körper.

Die zusammengepressten Tuffe der Quarzporphyre in den Gemeriden sind petrographisch den aus Quarzporphyren entstandenen Porphyroiden ähnlich. Wahrnehmbar unterscheiden sie sich von ihnen nur durch den grösseren Biotit-Anteil. Durch seine Veränderungen bekommen sie stellenweise auch eine verschiedentliche, schmutzigröstige Farbe. Ausserdem haben die aus den Tuffen entstandenen Porphyroide breccienartigen lokal konglomeratischen Charakter (die Gerölle der Konglomerate sind überwiegend aus Quarziten und sandigem Schiefer der Drnava-Serie zusammengesetzt) und lateral gehen sie in Sedimente mit verschiedenartigen Beimischung feinkörnigen, vulkanischen Materials über. Diese sedimentären Einlagen sind sehr schwacher Mächtigkeit und von sehr geringer Flächengrösse. Auf Grunde der erwähnten Charakteristik kann man diese Porphyroide bei der geologischen Aufnahme separat kartieren.

Die Sedimente des älteren Gemeriden-Paleozoikums haben Flysch-Entwicklung, wobei die Lydite und kristallinen Kalke seine tiefere Fazies darstellen. Die stratigraphische Bestimmung der Schichtenfolge dieses Komplexes stösst wegen seiner Flysch-Sedimentation und infolge der starken tektonischen Beanspruchung auf erhebliche Schwierigkeiten.

Wenn wir voraussetzen, dass die Sedimentation mit grobkörnigerem Material begann, dann würden die Basis der Drnava-Serie Quarzite mit Lagen von Grauwacke-Konglomeraten und schwachen Phyllitlagen bilden, ober ihnen würde der Schichtenkomplex der erwähnten Schiefer und Phyllite folgen. Die fortschreitende Vertiefung der altpaläozoischen Gemeriden-Synklinale voraussetzend, würden die Lydit- und Kalksteinlagen den höheren Horizont der Drnava-Serie darstellen. Bei der Flysch-Sedimentation können die einzelnen Gesteinstypen gleichzeitig sedimentieren, so dass die Quarzite der Drnava-Serie mit den Grauwacke-Konglomeratlagen — welche aus dem Südtail des Zips-Gömörer Erzgebirges bekannt sind — nicht unbedingt ihren basalen Teil darstellen müssen, sondern auch andere Gesteine können lokal die Basis bilden.

Als die Sedimentation der Drnava-Serie zu Ende ging, kam es zur vulkanischen Tätigkeit, während welcher die Elemente der Uhorná-Serie entstanden. Diese vulkanische Tätigkeit folgte unmittelbar nach der Sedimentation, gegebenenfalls noch auch während ihrer Beendigung, so dass es zwischen den beiden Serien zu keinem Hiatus kam. Es stellt sich jedoch hierbei die Frage, ob durch diese vulkanische Tätigkeit die Sedimentation völlig, im ganzen Gebiete der Geosynklinale unterbrochen wurde oder aber stellenweise, wo es nicht zur Eruption der Quarzporphyre kam, die Sedimentation weiter fortsetzte. Mit dieser Frage ist die Existenz der Uhorná- und Drnava-Serie verbunden.

Die Uhorná-Serie ist hauptsächlich von vulkanischen Elementen gebildet und Einlagen tonhaltiger Sedimente treten in ihr nur stellenweise auf und auch das nur sporadisch.

Die genaue stratigraphische Altersbestimmung beider Serien ist wegen Mangel an Versteinerungen schwierig. Das einzige Kriterium für die Beurteilung ihres Alters ist der Materialfund aus dieser Serie in den Geröllen der Konglomerate, und zwar den Geröllen der Quarzite, schwarzer Quarzphyllite und Quarzporphyre in den Karbon-

konglomeraten bei Nižná Slaná, Roštár, am Hrádok und Pálenica bei Rudňany als auch ihr allgemeines Auftreten im Liegenden der Phyllit-Diabas Serie. Das Auftreten von Gesteinen dieser Serie in den Karbonkonglomeraten spricht für ihr vorwestfalisches Alter. Die Phyllit-Diabas Serie, wie darauf im weiteren hingewiesen wird, betrachten wir für die jüngere, den unteren Karbon vertretende der erwähnten Serien. Auf Grund dessen schreiben wir der Drnava-Serie und Uhorná-Serie altpaläozoisches Alter zu (Silur—Devon).

Die Drnava-Serie stellt einen Schichtenkomplex von Flysch-Charakter dar, welcher in stratigraphischem Sinne in genügender Weise als Serie definierbar ist. Anders verhält es sich in der tektonischen Hinsicht. Stellenweise hat zwar die Drnava-Serie ein eigenes tektonisches Régime, welches aus der verschiedentlichen Plastizität ihrer Glieder folgt, im grossen und ganzen jedoch bildet sie mit der Uhorná-Serie eine tektonische Einheit.

Die Uhorná-Serie stellt eine eruptive Phase mit sporadischer Sedimentation dar, welche sich zwar infolge ihrer Entwicklung lokal wahrnehmbar von den Sedimenten der Drnava-Serie unterscheidet, andersmal dagegen in petrographischer Hinsicht völlig den Sedimenten der Drnava-Serie entspricht. Es stellt sich daher die Frage, ob wir die Uhorná-Serie für eine selbständige Serie halten sollen, oder aber nur für den eruptiven Teil einer porphyroiden Serie. Im Falle ihrer Existenz müssen wir voraussetzen, dass beim Vulkanismus, demzufolge die Uhorná-Serie entstand, es im ganzen Gebiete der altpaleozoischen Gemeriden-Geosynklinale zur Unterbrechung der Sedimentation kam. Diese Voraussetzung bezeugt der Mangel an tuff- Material in den Sedimenten der Drnava-Serie.

Andererseits, wenn wir den Mechanismus der vulkanischen Tätigkeit in Betracht ziehen, welcher im ganzen ausgedehnten Gebiete nicht gleichzeitig auftreten musste, sondern sich in ihm allmählich in einer bestimmten Zeitspanne abspielte, müssen wir voraussetzen, dass die Sedimentation in den Gebieten, welche von der vulkanischen Tätigkeit nicht berührt wurden, weiter fortsetzte. Bei dieser Auslegung müsste man das Vorhandensein pyroklastischen Materials der Uhorná-Serie in dünnen Lagen im Schichtenkomplex der Drnava-Serie voraussetzen. Diese Erscheinung wurde jedoch bisher in der Drnava-Serie nicht beobachtet.

Im Falle, dass wir die Möglichkeit der Sedimentation auch im Verlaufe der vulkanischen Tätigkeit zulassen, ist die Existenz der zwei Serien im älteren Paläozoikum der Gemeriden nicht begründet. Es würde dann nur eine, durch eine sedimentäre und vulkanische Komponente gebildete Serie bestehen, wobei der grössere Teil der sedimentären Komponente älter ist als die vulkanische Tätigkeit.

Für die Lösung dieser wichtigen Frage fand man bisher keine genügenden Beweise und darum werden wir im weiteren die — in der Literatur schon eingeführte — Aufteilung in zwei Serien gebrauchen.

## Das jüngere Paläozoikum

Zum jüngeren Paläozoikum der Gemeridenzone rechnen wir:

- a) die Phyllit-Diabas Serie,
- b) den mittleren Karbon,
- c) die terrigenen Sedimente des Perm mit effusiven Quarzporphyren,
- d) den Gemeriden-Granit.

Die Phyllit-Diabas Serie wurde von Andrusov—Matějka benannt. Zelenka nennt sie die Phyllit-Serie. Sie ist aus chloritisch-sericitischen Phylliten zusammengesetzt, mit vereinzelt Einlagen weisser, zuckerkörniger kristallischer Kalksteine und dunkler Schiefer und lokal mit entwickeltem, metamorphiertem, lichtgrauem, quarz-chloritischem Schiefer Grauwacke-Charakters. Die Phyllit-Diabas Serie, indem sie keinen basalen Schichtenkomplex hat, sedimentierte wahrscheinlich unmittelbar nach dem Vulkanismus der Quarzporphyre, ohne dass es zum Auftauchen der Gemeriden-Geosynklinale kam. Zu den Sedimenten treten metamorphierte Diabase, Tuffe, Tuffite und häufig in Amphibolit verwandelte Diorite hinzu. Die metamorphierten Sedimente der Phyllit-Diabas Serie zeichnen sich gegen die Sedimente der Drnava-Serie im ganzen durch intensivere Zusammendrückung und Schieferung aus, welche mit jenem ausdrucksvollen silberig-grünen Glanz auf den Flächen der schuppenförmigen Ablösung in Einklang stehen. Ihre Sedimentation vollzog sich im Gegensatz zu den Sedimenten der Drnava-Serie unter ruhigeren Bedingungen. Es kam hier weder zu wesentlichen Sedimentationsveränderungen, noch zu diastrophischen Erscheinungen. In Einklang mit diesem Umstand ist die Phyllit-Diabas Serie im ganzen Gebiete wesentlich von chloritischen Schiefern und Phylliten gebildet, ohne den Wechsel der Sedimentationsfazien, welche wir bei der Drnava-Serie erwähnten. An einigen Stellen kam es auch zur Sedimentation von Kalksteinen, welche in den diabasischen Tuffiten und Phylliten dieser Serie schwache, einige cm bis 20 m mächtige Lagen bilden. Diese Kalksteine erwähnt schon Ahlborg und Rozložník aus dem Erbstollen in Dobšíná. In neuen Lokalitäten fanden wir die neuesten Vorkommen dieser Kalksteine südwestlich von Rudňany, bei Palcmanská Maša, im Coburgischen Grubenfeld, im Graben unter dem Steinberg, im Revier des Erbstollens in Dobšíná und in den Einschnitten des Feldweges von Dobšíná auf den Steinberg. Die Kalksteine des Erbstollens in Dobšíná wechseln mit Lagen diabasischer Tuffite ab.

Die Diabase sind effusiven Charakters, haben häufig eine fluidale Textur erhalten und sind von Tuffen und Tuffiten begleitet. Die Diabase stellen submarine Ergüsse dar, worauf die eben erwähnten Tuffe und Tuffite hinweisen, welche mit Kalksteinen und Phylliten abwechseln. Nach ihrer gemeinsamen Faltenbildung mit den Sedimenten erinnert ihre Form an komplizierte Körper bedeutender Mächtigkeit.

Die Diabase sind durch das fortgeschrittene Stadium der Umwandlung charakterisiert, auch von den primären Komponenten, dem Plagioklas und Augit sind nur vereinzelte Relikte erhalten. Sie stellen polymetamorphe Gesteine dar, welche von regionaler und hydrothermalen Veränderung betroffen wurden.

Die schwach veränderten Tuffe und Tuffite sind massiven Charakters und erinnern häufig an Diabase. Die Unterscheidung des tuffogenen Materials vom Schiefer und von den Phylliten ist dadurch erschwert, dass diese häufig mit ihnen in dünnen Lagen abwechseln, wobei sie mit ihnen gemeinsam in Phyllite gleichartigen petrographischen Charakters verwandelt wurden. Stellenweise, wo das tuffogene Material mächtigere Lagen bildet und keiner bedeutenderen Veränderung unterlag, kann man es bei der geologischen Aufnahme unterscheiden.

Ausser den Diabasen kommen in der Phyllit-Diabas Serie südwestlich von Košice, auf dem Šajkan nordöstlich von Nálepkovo und in der südlichen Umgebung von Mlynky und anderswo Diorite vor, welche wir für hypoabysale Formen der Diabase halten. Diese Gesteine treten auch ausserhalb des Gebietes der Phyllit-Diabas Serie, in

der Umgebung von Smolník, Mníšek n. Hn., Gelnica und südlich von Švedlár auf, wo sie die Drnava- und Uhorná-Serie durchbrechen.

Die Phyllit-Diabas Serie ist am nördlichen Rande des Zips-Gömörer Erzgebirges entwickelt, in einem zusammenhängenden Streifen zwischen Rejdová im oberen Teil des Slaná-Tales im Westen, zieht sich durch Dobšiná, Babina (1277 m ü. d. M.) in das Hnilec-Tal weiter gegen Nálepokovo in der Richtung gegen Rudňany, wo ihr Nordteil unter das Mesozoikum des Galmus eindringt, weiter gegen Slovinky, woher es sich bogenförmig gegen Südosten dreht, durch Žakarovce, Veľký Folkmár gegen Košice.

Im Südteil des Zips-Gömörer Erzgebirges ist die Phyllit-Diabas Serie in kleinen Inseln nordöstlich von Roštár und südwestlich von Ochtná entwickelt.

Die Ansichten über die stratigraphische Position der Phyllit-Diabas Serie sind bisher uneinig. Es fehlen paläontologische Funde, welche das Alter verlässlicherweise bestimmen könnten. Für die Beurteilung ihres Alters kommen zwei Umstände in Betracht: Wenn wir den Gesamtbau des Zips-Gömörer Erzgebirges betrachten, sehen wir, dass sein zentraler Teil von der Drnava- und Uhorná-Serie gebildet ist, während seinen Nord- und Südrand fortschreitend jüngere Gebilde bilden. Die Phyllit-Diabas Serie tritt zwischen dem Komplex der Drnava- und Uhorná-Serie im Süden und dem mittleren Karbon, gegebenenfalls dem Veruccano im Norden auf, deren Liegendes sie bildet. Andererseits kommen die Gesteine der Phyllit-Diabas Serie auch in den Bindt-Koterbacher Konglomeraten vor, deren Alter paläontologisch als Westfal B-C nachgewiesen wurde. Aus dem Erwähnten folgt notwendigerweise, dass die Phyllit-Diabas Serie älter ist als der Westfal und jünger als die Uhorná-Serie. Die obere Grenze der Phyllit-Diabas Serie ist hiedurch genügend als vorwestfälisch bestimmt, während ihre untere Grenze nur relativ, im Verhältniss zur Uhorná- und Drnava-Serie bestimmt ist, deren Alter jedoch paläontologisch nicht nachgewiesen wurde. Die erwähnten Umstände bezeugen, dass die Phyllit-Diabas Serie grösstenteils dem unteren Karbon angehört, eventuell kann man ihren Beginn in den oberen Devon verlegen.

Die Phyllit-Diabas Serie zeigt gegenüber der Drnava- und Uhorná-Serie einen höheren Grad der Veränderung. Diese Erscheinung hängt einestheils mit der starken hydrothermalen Veränderung der Diabase zusammen, mit der grossen Plastizität der Sedimente dieser Serie, andernteils auch mit ihrer Position am Nordrand der Gomeriden in der Nähe der tatrigen Elemente, wo die orogenetischen Druckwirkungen am intensivsten in Erscheinung traten.

Sie tritt im Hangenden des älteren Paläozoikums und im Liegenden des mittleren Karbons, des Veruccano oder Mesozoikums auf. Sie wurde durch starke Zusammendrückung und Faltenbildung mit überwiegend südlichem Einfallen der Falten betroffen.

Das Auftreten der Gesteine der Phyllit-Diabas Serie in den Geröllen der Bindt-Koterbacher Konglomerate verweist auf die orogenetische Phase, welche sich nach der Entstehung der Phyllit-Diabas Serie und vor dem mittleren Karbon abspielte. Infolge dieser orogenetischen Phase kam es zum Auftauchen und zur erstmaligen Faltenbildung der Phyllit-Diabas Serie und zur Unterbrechung der Sedimentation, zwischen dem unteren und mittleren Karbon.

### Der mittlere Karbon

Der mittlere Karbon bedeutet eine neue Transgression des Meeres im Gebiete der Gomeriden. Dies war die Transgression des seichten Meeres, in welchem es zur Sedimentation verschiedener fazialer Entwicklungen kam. Im Gebiete des Zips-Gömörer Erzgebirges unterscheiden wir drei wichtige faziale Entwicklungen:

1. die Konglomeraten-Schieferentwicklung,
2. die Karbonatentwicklung,
3. die Kalksteinentwicklung mit Lagen diabasischer Tuffite.

1. Die Konglomeraten-Schieferentwicklung ist durch einen Schichtenkomplex grauer bis dunkelgrauer Konglomerate charakterisiert, welche in Grauwacken-Konglomerate und Grauwacke übergehen. Es kommt ferner dunkler bis schwarzer Schiefer und Phyllit vor, mit schwachen Lagen grüner, chloritischer Schiefer und Phyllite. Zu diesem Schichtenkomplex treten graue graphitische und chloritische, bankförmige Sandsteine und Quarzite hinzu. Das Material der Konglomerate bilden Gesteine der älteren Gebilde und Quarz.

Die Konglomerate sind lokal veränderlichen petrographischen Charakters. Die Konglomerate bei Dobšiná gehören zweierlei petrographischen Fazien an. Die basalen Konglomerate treten normalerweise im Liegenden der karbonatischen Entwicklung des Karbons auf, sie haben graue bis grüne Farbe, sind hauptsächlich aus den Geröllen des Dobšínaer Diorites gebildet und aus vereinzelt auftretenden Geröllen des Amphibolites, Quarzes und Quarzites. Sie haben den Charakter der Grauwacken-Konglomerate und enthalten eine reiche Fauna. Die normalerweise im Hangenden der karbonatischen Entwicklung des Karbons auftretenden Konglomerate, welche mit schieferartigen Gliedern abwechseln, sind dunkelgrau bis dunkel, haben den Charakter der Grauwacken-Konglomerate und enthalten hauptsächlich Gerölle des Quarzes mit untergeordneten Geröllchen der Quarzite und Bruchstücke graphitischen Schiefers.

Petrographisch mannigfaltig sind die Bindt-Koterbacher Konglomerate. Sie enthalten Gerölle von hauptsächlich der Phyllit-Diabas Serie angehörenden Gesteinen, d. h. metamorphisierte Diabase, Phyllite, Amphibolite und Diorite, ferner Gerölle granitischer Gesteine und Gerölle des Quarzes.

Am Šibenný harb östlich von Velký Folkmár bilden die Gerölle der granitischen Gesteine den wesentlichen Teil der dortigen Konglomerate. In den übrigen Abschnitten des nördlichen Karbonstreifens setzen sich die Konglomerate hauptsächlich aus Geröllen des Quarzes zusammen und haben Grauwacke-Charakter. Im Südteil des Zips-Gömörer Erzgebirges herrschen breccienartige Konglomerate vor, mit Hauptanteil von Geröllen und Bruchstücken des Quarzes, manchmal mit limonitisiertem Spekularit, untergeordnet mit einem Anteil von Geröllen der Quarzite, Porphyre und Bruchstücke des quarzigen schwarzen Schiefers. Die Konglomerate bilden lokal die Basis des karbonischen Schichtenkomplexes, an vielen Stellen ist jedoch auf der Basis Schiefer entwickelt und Sandsteine und Konglomerate bilden die höheren Horizonte. Die Konglomerate wechseln dabei am häufigsten mit Schieferlagen ab, in welche sie allmählich so vertikal, wie lateral übergehen. Diese Konglomerate mit schwachen Schieferlagen vertreten lokal den ganzen konglomeratisch-schieferigen Schichtenkomplex, andererseits bilden die Konglomerate nur schwache Lagen im Schieferkomplexe.

Der Schieferkomplex ist aus dunkelgrauen bis schwarzen Schiefen und Phylliten zusammengesetzt, welche stellenweise mit schwarzen Lagen chloritischen, dünne karbonatische Einlagen enthaltenden Schiefers abwechseln. Die Schiefer gehen entweder über oder wechseln mit Lagen von Grauwacke-Schiefer, Grauwacken, Sandsteinen, eventuell Quarziten ab. Den Schieferkomplex der erwähnten Konglomerate der Schiefer und der Sandsteine bezeichnete Šuf als die Rožňava-Železníky Serie.

2. Die karbonatische Entwicklung ist im Nordteil des Zips-Gömörer Erzgebirges nur rudimentär entwickelt und zwar in der Umgebung von Dobšiná und Mlynky und im östlichen Teil des nördlichen Streifens bei Kavečany und Košice.

Diese Entwicklung kommt hauptsächlich im Südteil der Gemeriden vor, wo sie in der ganzen Länge des Karbonstreifens zwischen Jasov und Lučenec vertreten ist. Sie ist durch schwarzen, graphitischen Schiefer und Phyllite charakterisiert, mit lokaler Entwicklung heller Schiefer, ferner durch helle, dunkelgraue bis schwarze kristallische Kalksteine. Auf der Basis des schieferhaltigen Schichtenkomplexes befinden sich manchmal Konglomeratenlagen.

Die Kalksteine der karbonatischen Entwicklung wurden am häufigsten durch Metasomatose des Fe und Mg betroffen und in Siderit-Ankerit oder Magnesit umgewandelt. Die Kalksteine haben korallen Typus und treten im schieferhaltigen Schichtenkomplex in der Form grösserer oder kleinerer Linsen auf.

Im Nordstreifen des Karbons wurden die Kalksteine in der Umgebung von Dobšiná und Mlynky durch Metasomatose des Fe betroffen, im Ostteil dieses Streifens in der Umgebung von Košice durch Metasomatose des Mg. Im Südstreifen herrscht die Mg-Metasomatose der Kalksteine vor, ausser Železník, wo es zur Umwandlung in Ankerit-Siderit kam. Von Štítník gegen Osten wurden diese Kalksteine von Metasomatose nicht berührt.

3. Die Kalksteinentwicklung mit Lagen diabasischer Tuffite. In der Umgebung von Jelšava und Ochtiná treten weisse kristallische Kalksteine auf, mit Lagen diabasischer Tuffite. Diese Kalksteine unterscheiden sich von den erwähnten Kalksteinen der karbonatischen Entwicklung durch ihre Streifenförmigkeit und durch das Abwechseln dünner, blauer und brauner Streifen. Diese Streifenförmigkeit zeugt davon, dass diese Kalksteine nicht korallischen Typus haben, sondern durch Sedimentation im tiefsten Meere bei geringer Schwankung des Meeresbodens entstanden und dass sie auf grösseren Flächen sedimentierten. Auf ihrer Basis oder im lateralen Übergang sind die Kalksteine durch Tonbeimischung in erheblicher Weise verunreinigt, sie sind dünnstiefrig mit schwachen Zwischenlagen grün-grauer Schiefer.

Die Tuffit-Lagen in den Kalksteinen sind verschiedener Mächtigkeit, ihre Dicke schwankt zwischen einigen cm bis einigen m. Im Falle dünner Tuffitlagen hat das Gestein weiss-grün gestreiften Charakter. Für die Einreihung dieser Kalksteine mit diabasischen Tuffiten in den mittleren Karbon spricht ihr Auftreten im Hangenden der karbonatischen Entwicklung in der Umgebung von Markuška im Tale des Štítnický potok. Die karbonatische Entwicklung ist hier durch graphitischen Schiefer und Magnesit vertreten, welcher in der Richtung des Hangenden in grau-blaue Kalksteine mit den diabasischen Tuffitlagen übergehen. Die Entscheidung, ob die weissen kristallischen Kalksteine mit den diabasischen Tuffitlagen das stratigraphische Hangende der karbonatischen Entwicklung des Karbons sind, ist mangels an natürlichen Ausbissen erschwert. Der almähliche Übergang dieser Kalksteine in die karbonatische Entwicklung des Karbons weist auf eine ununterbrochene Sedimentation zwischen beiden Entwicklungen hin, wobei wir die kalkstein-tuffitische Entwicklung als einen relativ höheren Horizont des mittleren Karbons betrachten. Die Anwesenheit diabasischer Tuffite in den Kalksteinen zeugt davon, dass sich im mittleren Karbon lokal eine eruptive Phase der Diabase abspielte, welche mit Tuffiten gemeinschaftlich in der erwähnten Karbonentwicklung vorkommen, so z. B. auf Dúbrava, bei Ochtiná und am Ždiar südlich von Kobeliarovo.

Der mittlere Karbon tritt in zwei Streifen auf, im Nord- und im Südstreifen. Der nördliche Karbonstreifen zieht sich von dem Slná-Tal nordwestlich von Rejdová über Dobšiná gegen Mlynky auf den südlichen Abhängen des Veľká Ľnola, steigt in das Hnilčík-Tal herunter und setzt sich in der Richtung gegen Bindt und gegen Rudňany

und Slovinská skala fort. Von Krompachy an setzt er in zusammenhängendem Streifen zwischen Margecany und Jaklovce gegen Košické Hámry und Košice fort. Der westlichste Ausläufer dieses Streifens ist der Karbon bei Besník.

Der südliche Streifen beginnt nördlich von Lučenec und schreitet in östlicher Richtung gegen Poloma, Železník, Jelšava, Ochtiná, Rožňava, Hačava vor und endet im Gebiete nördlich von Nižný Medzev.

Ausserdem kommt Karbon im Gebiet zwischen den beiden Hauptstreifen, dem nördlichen und südlichen vor, und zwar im Gebiet zwischen Štitník und Kobeliarovo und im zentralen Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges in der Umgebung von Švedlár. Der Karbon des mittleren Teiles des Zips-Gömörer Erzgebirges ist nur in Fragmenten entwickelt.

Im nördlichen Teile des Karbons kann man nicht immer selbstständige Streifen der einzelnen Entwicklungen des mittleren Karbons unterscheiden, sondern es tritt hier die Konglomeraten-Schieferentwicklung zusammen mit lokal entwickelter Karbonatentwicklung auf. Dagegen im Südtile der Gemeriden sind die einzelnen Entwicklungen des Karbons in selbständigen Streifen entwickelt. Die Konglomeraten-Schieferentwicklung ist im Streifen zwischen Hačava und Železník entwickelt, die Karbonatentwicklung im Streifen von Lučenec gegen Ochtiná, von hier angefangen gegen Osten tritt sie nur in der Form tektonischer Fenster aus dem Mesozoikum hervor (unter dem Plešivec Plateau in der Umgebung von Plešivec, Krásná Hôrka, Zádiel, Turňanská kotlina usw.).

Der kalkstein-tuffitische Entwicklung ist auf einem kleinen Gebiete in der Umgebung von Jelšava, Ochtiná und Kobeliarovo verbreitet.

Der mittlere Karbon ist das einzige paläozoische Glied der Gemeriden, dessen Alter auf Grund der Fauna und Flora bestimmt werden konnte. Den Dobšinaer Karbon reihte Rakusz nach der Fauna in den oberen Teil des Moskovien ein (Samarien—Westfalen C). Den Karbon im Gebiete von Rudňany teilte Vachtel auf Grund der Flora dem oberen Westfalen B — bis dem unteren Westfalen C zu. Im südlichen Karbonstreifen sind Versteinerungen nur aus der Karbonatentwicklung bekannt. Bouček reiht diesen Karbon auf Grund der Spirifer rectangulus-Funde in den oberen Ural ein, obwohl andere Arten der Fauna für sein westfälisches Alter sprechen. Wenn wir die bescheidenen Faunafunde im karbonatischen Karbon des südlichen Streifens in Betracht ziehen, dessen Fauna häufig schlecht erhalten und schwer bestimmbar ist und dagegen die reichen Fauna- und Florafunde im Karbon der Umgebung von Dobšiná in Betracht ziehen, halten wir die Ansicht Rakusz für richtiger und betrachten auch die karbonatische Entwicklung des südlichen Streifens als Moskovien (Westfalen). Der konglomeratisch-schieferige Schichtenkomplex im Südtile der Gemeriden zeigt — obwohl er einen selbständigen Streifen bildet und unterschiedliche Entwicklung aufweist — nähere Beziehung zu den übrigen Karbonatentwicklungen des Südstreifens. Lokal — nördlich von Roštár — finden wir in ihm einen fazial übereinstimmenden Schichtenkomplex, welchen wir beim mittleren Karbon bei Dobšiná, Ochtiná und anderswo auf finden.

Auf Grund der erwähnten Tatsachen betrachten wir die drei erwähnten Karbonentwicklungen für syngenetisch in einem Zeitabschnitt — dem Moskovien (Westfalen) entstanden. Die faziale Mannigfaltigkeit des mittleren Karbons ist eine Folge der Sedimentation im seichten Meere, wo die Sedimentationsbedingungen sich auf kurze Entfernung änderten, so dass z. B. in der Nähe der Kalksteine des korallen Typus verschiedene Schieferarten entstanden und gleichzeitig in der Nähe der Küste des kar-

bonischen Meeres grobkörnigere Sedimente sedimentierten wie Konglomerate, Grauwacken u. a., während sich in den tieferen Teilen dieses Meeres Kalksteine ablagern konnten, deren Sedimentation durch die mittelkarbone Effusion der Diabase unterbrochen wurde.

Es ist selbstverständlich, dass die einzelnen Entwicklungen als auch ihre Schichtenkomplex-Glieder relativ älter und jünger sind, aber als Ganzes stellen sie einen sedimentären Zyklus westfalischen Alters dar. Die Aufteilung des mittleren Karbon auf stratigraphische Horizonte und ihre Parallelisation an verschiedenen Orten ist sehr schwierig.

Der mittlere Karbon ist transgressiven Charakters und transgredierte so auf die Phyllit-Diabas Serie als auch auf die Gebilde des älteren Paleozoikums.

### Das Verucano

Das Verucano ist von einem buntfarbigen Schichtenkomplex, Konglomeraten, Grauwacken-Konglomeraten, Grauwacken, Arkosen, Sandsteinen bis Quarziten und einem Schichtenkomplex buntfarbiger, violetter, schwarzer, grüner und gelblicher Schiefer gebildet. Das Material der Konglomerate setzt sich hauptsächlich aus Geröllen des hydrothermalen Quarzes, Sandsteinen, und Quarziten zusammen, als auch aus sporadisch vorkommenden Quarzporphyren des älteren Paläozoikums und aus Gesteinen der Phyllit-Diabas Serie. In den Konglomeraten sind Bruchstücke bunten Schiefers des eigentlichen Perms häufig. Die Entwicklung der Konglomerate, als auch der Gesamtcharakter der permischen Sedimente weist auf ihren festländischen Ursprung hin. Es sind Sedimente des ariden Klimas, welche die Depressionen zwischen den Gebirgen ausfüllten, zum Teil auch Sedimente der permischen Teiche. Der Perm ist im Gebiet des ganzen Zips-Gömörer Erzgebirges einheitlicher Entwicklung. Lokal herrschen in ihm die Schiefer vor, anderswo dagegen die Konglomerate. Stellenweise hat er keinen buntfarbigen Charakter, sondern die vorherrschende Farbe ist die graue Farbe und die buntfarbigen Einlagen treten nur untergeordnet hervor.

Das Verucano tritt im Zips-Gömörer Erzgebirge nur an seinem Nordrand auf, im Südteil der Gemeriden — ausser kleinerem Vorkommen in der Umgebung von Rybník — ist es nicht bekannt. Hier treten fazial ähnliche Konglomerate auf, es ist jedoch bisher nicht nachgewiesen, ob es sich wirklich um Verucano handelt, oder aber ob diese nicht der unteren Trias angehören. Das Verucano beginnt bei Danková nordwestlich von Dobšiná und zieht sich weiter über Čierna hora (1149), Viničiar (1145), Veľká Knola (1268), Greinar, Gretl fort, von wo es in der Richtung gegen Závadka und gegen Rudňany fortschreitet, wo es unter das Mesozoikum des Galmus versinkt und wiederum bei Krompachy auftaucht und weiter gegen Jaklovce, Košické Hámry und Košice fortschreitet.

Die stratigraphische Position des Verucano folgt aus seiner superpositionellen Stellung im Hangenden des mittleren Karbon und im Liegenden des unteren Trias, als auch aus der Parallelisation seiner petrographischen Entwicklung mit dem mittel- und westeuropäischen Perm, wo sein Alter paläontologisch nachgewiesen wurde.

Im Ostteil des Verucanostreifens, hauptsächlich im Gebiete zwischen Krompachy und Jaklovce treten im Schichtenkomplex des Verucano kleinere Körper effusiver Quarzporphyre und ihre Tuffe auf. Von den Quarzporphyren der Uhorná-Serie unterscheiden sie sich durch ihre bunte Färbung, den geringen Veränderungsgrad und der vollkommenen Sericitisierung der Feldspate, welche am wahrscheinlichsten durch die hydrothermalen, an ihre Eruption gebundenen Lösungen verursacht wurde. Ihr

Auftreten im Schichtenkomplex des Verucano als auch ihr von den Quarzporphyren der Uhorná-Serie unterschiedlicher petrographischer Charakter begründet ihr permisches Alter.

Der Schichtenkomplex des Verucano ruht diskordant auf verschiedenen älteren Gebilden. Seine vom mittleren Karbon unterschiedliche faziale Entwicklung, am mittleren Karbon seine unabhängige Verbreitung als auch der Mangel an oberem Karbon, zeugt von der Unterbrechung der Sedimentation und der orogenetischen Phase zwischen dem mittleren Karbon und dem Perm.

### Der Gemeriden-Granit

Der Gemeriden-Granit ist im Gebiete der Gemeriden aus der Umgebung von Veľký Hnilec und Zlatá Idka, Betliar bekannt, als auch im oberen Teile des Hummel-Tales nordwestlich von Vyšný Medzev. Der Granit bei Veľký Hnilec tritt in drei Körpern auf, und durchbricht die Drnava- und Uhorná-Serie. In der Umgebung von Zlatá Idka bildet er einen eruptiven Körper von länglicher Gestalt an den Südhängen des Kóbula (878). Bei Betliar bildet er einen kleineren Stock in der Uhorná-Serie und im Hummel-Tal in der Drnava-Serie. Rozložník (1912) erwähnt den Granit, welchen man bei dem zur Zeit nicht zugänglichen Grubenbau in Zlatá Idka antraf. Seine Angabe können wir aus den reichen Granitfunden auf den alten Halden im Ida-Tal bestätigen. Der bei den Grubenarbeiten in Zlatá Idka angetroffene Granit tritt nicht an die Oberfläche und in seinem Hangenden ist die Uhorná- und Drnava-Serie entwickelt.

Auf das mögliche Auftreten des Granits im Liegenden der älteren Gebilde und in anderen Teilen des Zips-Gömörér Erzgebirges weist ein Granitfund hin, welchen Rozložník auf den Halden in Bindt erwähnt und den wir im Haldenmaterial südlich von Dobšiná auffanden.

Der Granit der erwähnten Vorkommen ist von einheitlichem Typus. Es ist ein mittel- bis grobkörniger, biotitischer, zweiglimmeriger Granit einer zur porphyrischen Entwicklung hinweisenden Tendenz. Die porphyrische Fazies des Granits kennzeichnet seinen lokalen Übergang in Granitporphyr, welcher auf allen erwähnten Lokalitäten bekannt und auf der Lokalität bei Betliar der Haupttypus ist. Der Granit aus Betliar ist typischer porphyrischer Struktur und seine Zugehörigkeit zum Gemeriden-Granit ist durch eine lokal entwickelte grob-granitische Struktur und durch gleiche Mineralzusammensetzung gekennzeichnet. In der Richtung gegen die Ränder geht der Granit und Granitporphyr häufig in die feinkörnige Randfazies des aplitischen Granits über.

Entgegen dem Granit der übrigen Kerngebirge der Westkarpathen unterscheidet sich der Gemeriden-Granit in auffallender Weise durch grössere Acidität, niedrigere Metamorphose und reiche Turmalinisation des eigentlichen Granits und seiner Hülle.

Die reiche Anwesenheit des Turmalins im Granit und in seiner Hülle zeugt von der Übersättigung des Granitmagmas durch leichtflüssige Stoffe, welche bei seiner Intrusion und hinsichtlich der starken apomagmatischen Tätigkeit dieses Vulkanismus eine wichtige Rolle spielten. Der Granit und Granitporphyr sind im Vergleich mit den übrigen Gesteinen des Gemeriden-Kristallinikums auffallend frisch und waren ausser einer geringfügigen Sericitisation der Feldspate und einer anfänglichen Chloritisation des Biotites mit Ausnahme einer schwachen lokalen Dislokationsmetamorphose, die sich in ihrer Zusammenpressung und in der Kataklyse des Quarzes äusserten, von Veränderungen nicht berührt.

Der Granit und Granitporphyr metamorphierten ihren Mantel, in welchem sie die Veränderung des thermalen Charakters verursachten, die durch Kontakte Hornsteine, Knotenschiefer u. a. charakterisiert ist, wie wir das in der Hnilecer Lokalität und in der Lokalität bei Zlatá Idka wahrnehmen. Bei Betliar und im Hummel-Tal äussert sich die Wirkung des Granites in der Feldspatisation seines Mantels. Man muss noch betonen, dass von der kontakten Metamorphose schon gefaltete Gesteine betroffen wurden. Dieser Umstand als auch die Erscheinung, dass der Gemeriden-Granit ausser einer schwachen lokalen dynamischen Veränderung von den Folgen der regionalen Veränderungen nicht betroffen wurde, die sich ausdrucksvoll bei dem Gemeriden Kristallinikum äusserte, als auch der Mangel an mittelkarbonischen und permischen Konglomeraten weist auf sein junges Alter hin.

Kordiu k — auf Grund der erwähnten Tatsachen und auf Grund dessen, dass die Intrusion des Granits sich mit dem Ausklingen der letzten orogenetischen Phase in den Karpathen verbindet, welche sich zwischen dem Oligozän und dem Miozän abspielte, hält ihn für Miozän, wobei er auf seine Intrusion auch die Vererzung des Zips-Gömörer Erzgebirges bezieht.

Entgegen der Vermutung Kordiu k's vertreten wir die Ansicht, dass es zur Intrusion des Granits erst während der pfälzischen Phase kam, welche zwischen das Ende des Perm und den Beginn des unteren Trias fiel. Die schwachen Anzeichen mechanischer Veränderungen am Granit, stehen nicht im Widerspruch mit seinem vortriadischen Alter, weil z. B. auch permische Quarzporphyre aus der Umgebung von Krompachy und Jaklovce im grossen und ganzen durch Metamorphose nicht sonderlich betroffen wurden. Die beobachteten kataklastischen Erscheinungen am Granit konnten während dem alpinischen Orogen entstanden sein, welcher sich mit gleichem Charakter auch bei den Gesteinen der mesozoischen Gebilde äusserte.

Das Auftreten der Minerale des granitischen Magmas in der Gangausfüllung der Erz-lager des Zips-Gömörer Erzgebirges als auch der Umstand, dass durch die Hauptvererzung die vortriadischen Gebilde betroffen wurden, verleitet uns zur Anschauung, dass die Vererzung des Zips-Gömörer Erzgebirges an die Intrusion des Gemeriden Granits gebunden ist, wobei die Hauptvererzungphase vor der Trias entstand und ihre Ausklänge bis in die untere und mittlere Trias fort dauerten.

## Das Mesozoikum

Das Mesozoikum des Zips-Gömörer Erzgebirges ist in den Hauptmassen auf seinem nördlichen und südlichen Rand entwickelt, ferner kommt es im zentralen Teile der Gemeriden in der Form kleinerer Inseln vor. Das Mesozoikum des Nordrandes des Zips-Gömörer Erzgebirges zieht sich in ununterbrochenem Streifen von Muráň zum Besník-Pass hin, wo sich der Streifen markant verschmälert, und bis Stratená, Novoveská Huta zum Galmus-Gebirge fortschreitet und sich weiter gegen Krompachy, Jaklovce und Košice zieht. Den Südstreifen des Mesozoikum bildet der südslowakische Karst, das Plateau von Silica, das Plateau von Plešivec und Koniart. Im mittleren Teil der Gemeriden bildet das Mesozoikum Inseln in der Umgebung von Dobšiná, Vyšná Slaná und bei Kobeliarovo.

Die Stratigraphie ist in beiden Teilen ungefähr gleichartig. Das Mesozoikum beginnt mit der unteren Trias, in welcher man meistens zwei Abteile unterscheiden kann, und zwar unter den Zeiss und ober den Campil. Zeiss ist in der Form bunter, häufig glimmerhältiger Schiefer entwickelt, roter, violetter, grüner Farbe, mit mergel-

häftigen Schiefereinlagen mit dünnen Quarzit- und Sandsteinbänken. Die Zeissischen Schiefer sind an einigen — wenigen — Stellen (in dem Turňaner Kessel, an den Nordhängen des Plateau von Silica und anderswo) schwach phyllitisiert. Der Campil ist in der Form grauen, grünen mergelhäftigen Schiefers entwickelt, welcher in schieferartige Kalksteine übergeht, mit welchen er abwechselt. Im Ostteil des Galmus-Gebirges enthält dieser Schichtenkomplex Lagen sandiger Kalksteine. Häufig befinden sich im Campil auch Lumachelen mit einer Menge von Muscheln der *Miophoria costata* und *Naticella costata*. Vereinzelt trifft man im Campil schieferartige Kalksteine.

In der unteren Trias treten stellenweise basische Gesteine auf (Jaklovce, Dobšiná, Kobeliarovo, Stfňnik, Lúčka und anderswo), welche dem Lherzolit-Harzburgit, den Diabasen, Diabasporphyriten, glaukofanischen Gesteinen u. a. entsprechen, welche laut den neuesten Ergebnissen untertriasischen Alters sind.

Die mittlere Trias beginnt mit dem Gutensteiner Kalkstein, ober welchem eine Lage Dolomiten liegt und ober ihnen Massen Wettersteinkalken. Der Gutensteiner Kalkstein als auch der Dolomit sind nur lokal entwickelt, wobei sie meistens nur schwächere Lagen bilden, Stellenweise wurden die Gutensteiner Kalksteine und auch die Dolomiten tektonisch reduziert, so dass die Wettersteiner Kalksteine unmittelbar auf den Werfener Schiefen aufliegen, oder aber im Falle der Auswälzung der unteren Trias unmittelbar auf dem Kristallinikum. In den Wettersteiner Kalksteinen sind lokal schwache Lagen hornsteiniger Kalksteine entwickelt. Über dem Wettersteiner Kalkstein pflegt eine Lage Dolomiten entwickelt zu sein, welche hauptsächlich im Galmus-Gebirge verbreitet sind. Die Gebilde der oberen Trias und der Jura sind im Zips-Gömörer Erzgebirge nur rudimentär entwickelt. Wie z. B. die Reingrabener Schichten südwestlich von Košická Belá und die obertriadischen und liasischen Kalksteine aus der Umgebung von Drnava.

## Das Tertiär

Von den tertiären Gebilden treten im Gebiete des Zips-Gömörer Erzgebirges die paläogenen Konglomerate mit rotem Schiefer bei der Eishöhle von Dobšiná auf, ferner paläogene Konglomerate, Sandsteine und Schiefer am Nordrand des Galmus und jungtertiärer Schottere und Sandarten im Rožňavaer und Turňaner Kessel, südlich von Jelšava, in der Umgebung von Plešivec und anderswo. Diese Sedimente stellen die Ausfüllung tertiärer Depressionen im Zips-Gömörer Erzgebirge dar.

## Das Quartär

Zum Quartär gehören Deckengebilde und zwar Terrassenschotter in den Tälern der Flüsse und der grösseren Bäche, Abhang-Lehm und Schutt, Dejektionskegel und alluviale Anschwemmungen.

## Tektonik

Das Zips-Gömörer Erzgebirge als Bestandteil der Westkarpaten stellt ihre südlichste tektonische Einheit dar, genannt die Gemeriden. Die Gemeriden sind vom älteren und jüngeren Paleozoikum und Mesozoikum gebildet. Zum Unterschied vom meso-katazonal metamorphierten Kristallinikum der übrigen Kerngebirge mit granitischer Serienentwicklung: Granite, Gneise, Migmatite und Glimmerschiefer, Diaphthorite u. a. ist das Gemeriden-Kristallinikum epizonal auch von nicht metamorphen Elementen gebildet,

mit sedimentären und eruptiven Bestandteilen. Die Sedimente sind durch Phyllite und Schiefer, Sandsteine, Quarzite, Grauwacken und Konglomerate vertreten, die eruptiven Gesteine durch Diorite, Amphibolite, Quarzporphyre, Porphyroide und Diabase. Der Granit tritt in den Gemeriden nur vereinzelt auf und in der Gestalt kleiner Körper.

Das Mesozoikum der Gemeriden ist entgegen den übrigen Gebirgen durch eine nicht komplette Entwicklung charakterisiert, d. h. durch eine geringe Entwicklung der Jura und den Mangel an Kreide.

Der tektonische Bau der Gemeriden ist ziemlich kompliziert und seine Lösung ist ein grundlegendes Problem des Zips-Gömörer Erzgebirges. Der komplizierte Bau ist ein Ergebnis mehrerer Orogene, welche sich in der Faltenbildung, Überschiebung und Metamorphose der einzelnen Gebilde äusserten, wobei die jüngere Phase die Wirkungen der älteren Phase entweder noch mehr ausprägte oder auslöschte.

Das älteste, bisher beweisbare Orogen ist die hercynische Faltenbildung, welche sich vor dem mittleren Karbon äusserte, zwischen dem Westfalen und Perm und vor der Trias. Die orogene Phase des Vormittelkarbons äusserte sich im Hervortreten älterer Gebilde, dem transgressiven Charakter des Westfalen und seiner unabhängigen Verbreitung auf den älteren Gebilden.

Für die orogene Phase zwischen dem Westfalen und Perm erbringt den Beweis der Mangel an Entwicklung des oberen Karbons und das völlige Hervortreten der paläozoischen Gebilde, nach welchem es zur festländischen Sedimentation des Perms kam.

Die Diskordanz zwischen dem Perm (Verucano) und Trias in den Gemeriden ist nicht genügend klar, so dass sich hier keine Beweise für eine grössere orogenetische Phase finden, schon darum nicht, weil die untere Trias hier nicht mit einem basalen Schichtenkomplex beginnt, sondern mit buntem Schiefer, welchen man an vielen Stellen schwer vom Schiefer des Verucano unterscheiden kann.

Während des hercynischen Orogens kam es zur Faltenbildung der paläozoischen Gebilde und zur epizonalen Metamorphose der Gesteine der vorpermischen Gebilde. Das Verucano blieb von der hercynischen Metamorphose sozusagen unberührt, ausser der lokalen Zusammendrückung und Verschieferung, welche sich freilich auch während der alpinen Faltenbildung abspielen konnte. Wir setzen voraus, dass es in diesem Zeitabschnitte auch zur Entstehung länglicher Brüche tieferen Charakters kam. Diese Linien dienen zumeist als Aufsteigswege der Erzlösungen.

Während des alpinischen Orogens kam es zur Überfaltung des Paläozoikums, zur Auslöschung der tektonischen Strukturen der hercynischen Faltenbildung und zur Ausprägung der Schieferung seiner Gebilde. Diese Faltenbildung äusserte sich weiterhin in der Faltung und in der lokalen mässigen Aufschiebung des Mesozoikums. Die Entwicklung des Gemeriden-Mesozoikums weist auf seine Sedimentation in einer einheitlichen Synklinale hin.

Zu den Ausklängen der alpinen Faltenbildung gehört die lokale, mässige Rückaufschiebung der Gemeriden-Elemente und die Rückaufschiebung der Veporiden auf die Gemeriden (z. B. die Umgebung von Pusté Pole), als auch die Entstehung von Querbrüchen.

Das Zips-Gömörer Erzgebirge zeichnet sich durch zonalen Bau aus, welcher nur in den Gebieten zwischen Štítník und Dobšiná unterbrochen ist. Die paläozoischen und mesozoischen Gebilde formen Streifen, welche bogenförmig von Westen nach Osten verlaufen. Im Westen haben sie im ganzen südwestlich-nordöstliche Richtung, im mittleren Teil westöstliche und im Ostteil drehen sie sich gegen Südosten. Die Richtung

der Schieferung stimmt mit dem Verlauf der einzelnen Streifen — mit überwiegend südlichem Einfallen — überein. Einfallen gegen Norden kommen weniger häufig vor. Die Schieferung ist stellenweise mit der Schichtung übereinstimmend, aber es kommen ausserdem häufige Fälle vor, wo die Schieferung mit der Schichtung nicht übereinstimmt, wobei neben der Schieferung auch die ursprüngliche Schichtung erhalten ist.

Die Gemeriden zeichnen sich durch assymetrischen Bau aus. Im zentralen Teil tritt die Drnava- und Uhorná-Serie auf, während in der Richtung gegen den Rand des Gebirges jüngere Gebilde auftreten. Nördlich vom zentralen Teil in ganzer Länge ist die Phyllit-Diabas Serie entwickelt, welche im Südteil zumeist fehlt und nur in Fragmenten in der Umgebung von Roštár und Ochtiná entwickelt ist.

Der mittlere Karbon ist in ganzer Länge des Zips-Gömörer Erzgebirges entwickelt und zwar an seinen beiden Rändern. Im Nordteil bildet er eine Synklinale, welche hauptsächlich in die Phyllit-Diabas Serie gefaltet ist oder aber zwischen der Phyllit-Diabas Serie und dem Verucano liegt. Im Ostteil ist er überwiegend in tektonischer Berührung mit der Zone der Čierna hora-Berge.

Im Südteil liegt der mittlere Karbon meistens monoklinal unmittelbar auf der Drnava- oder Uhorná-Serie. Den assymetrischen Bau der Gemeriden betont ferner das Verucano, welches im Nordteil des Zips-Gömörer Erzgebirges in ganzer Länge entwickelt ist. Es liegt auf dem mittleren Karbon und auf der Phyllit-Diabas Serie, oder ist lokal mit ihnen in tektonischer Berührung und tritt in ihrem Liegenden auf. Im Süden zwischen Jelšava und Košice ist das Verucano nicht bekannt. Im Gebiete von Rybník treten zwar Konglomerate von Verucano-Typus auf, aber es ist nicht erwiesen, ob sie eventuell nicht der unteren Trias angehören.

Am Nord- und Südrande des Gebirges, über den paläozoischen Gebilden, liegt symmetrisch das Mesozoikum.

Die Gemeriden grenzen im Westteil an das neovulkanische Slowakische Mittelgebirge ferner an die Veporiden, mit welchen sie in tektonischer Berührung sind und auf welche sie aufgeschoben wurden. Im Norden transgrediert auf die Gemeriden das Paläogen. Im Nordosten sind sie in tektonischer Berührung mit der Zone der Čierna hora, auf welche sie ebenfalls aufgeschoben sind. Im Süden liegt auf den Gemeriden das Oligozän, und zum grössten Teil das Neogen.

*Slowakisches Geologisches Zentralinstitut  
in Bratislava*

## Erläuterungen zu den Tafeln XXII—XXIX

- Tafel XXII. Ansicht des Gebirgsrückens zwischen Kohút und Hrádok. Photo K u t h a n.
- Tafel XXIII. Ansicht des Radzim von Kobeliarovo. Links im Hintergrunde die Kráľova hoľa. Photo K u t h a n.
- Tafel XXIV. Ansicht der Berggruppe in der Umgebung von Dobšiná (Gugel, Vajcáková, Buchwald, Trešník und Stolica). Photo K u t h a n.
- Tafel XXV. Ansicht auf den Hnilec und Grainar von Suľová. Photo K u t h a n.
- Tafel XXVI. Ansicht des Tales des Štítnický potok von Norden. Im Hintergrunde die Plešivec Ebene und der Koniart. Photo K u t h a n.
- Tafel XXVII. Gefaltetes Paläogen bei der Eishöhle von Dobšina. Konglomeratenbänke mit abwechselnden Lagen roter Schiefer. Photo K a m e n i c k ý.

Tafel XXVIII. Abb. 1. Permischer Quarzporphyr aus der südlichen Umgebung von Krompachy. Quarz (k) der intratellurischen Generation mit häufigen Einbuchtungen der magmatischen Korrosion, hell bis dunkel. Porphyrischer Feldspat (ž), vollkommen verdrängt durch ein schuppenförmiges Sericit-Aggregat. Haematit (h), (schwarz). Quarz und Feldspat hältige Basis (zk) mit sericitisiertem Feldspat. Nikole +. 12fache Vergr. Photo Kamenický.

Abb. 2. Quarzporphyr der Uhorná-Serie aus dem Grellenseifen-Tal, südlich von Gelnica. Porphyrischer Quarz (k), hell, ungetrübt, schwacher, unduloser Auslöschung, Orthoklas (o) mit zerknetetem Albit, häufig albitisch umsäumt. Quarz-Feldspathältige Basis (zh) mit sporadischem Sericit. Nikole +. 12fache Vergr. Photo Kamenický.

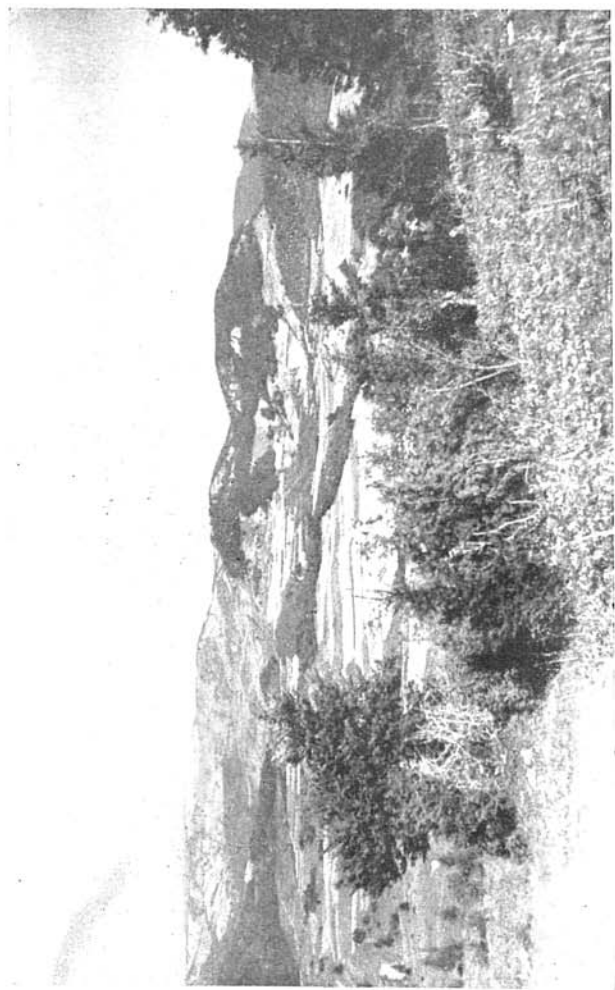
Tafel XXIX. Abb. 1. Gemerider Granit, aus dem Hummel-Tal nördlich von V. Medzev. Orthoklas (o) pertitisch nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Albit (a), relativ stärker sericitisiert, wie der Orthoklas. Quarz (k) häufig kataklastisch unduloser Auslöschung. Biotit (b) dunkel bis schwarz, schuppenförmig mit beginnender Chlorisation. Nikole +. 10fache Vergr. Photo Kamenický.

Abb. 2. Metamorphierter Diabas aus dem Hnilec-Tal bei Gelnica mit relikter offitischer Struktur. Plagioklas (pl), Leisten, hell, häufig albitisch umsäumt. Augit (ag) dunkel, stark chloritisiert. Quarz (k), unregelmässige Körnchen unduloser Auslöschung. Nikole +. 14fache Vergr. Photo Kamenický.

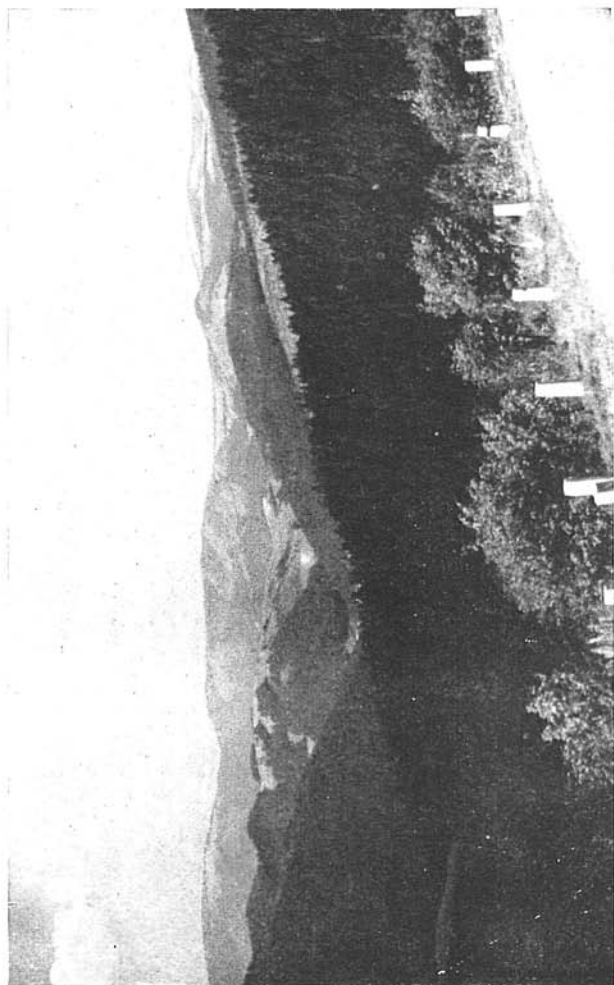


Pohľad na horský chrbát medzi Kohútom a Hrádkom.

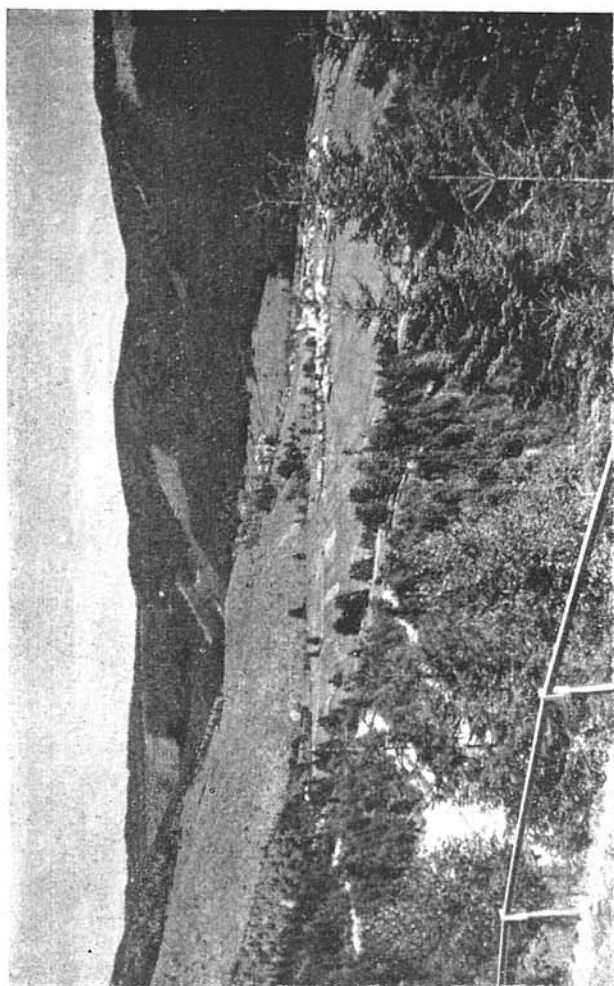
Foto K u t h a n.



Pohľad na Radzim od Kobeliarova. Vľavo v pozadí Kráľova hoľa.  
Foto K u t h a n.

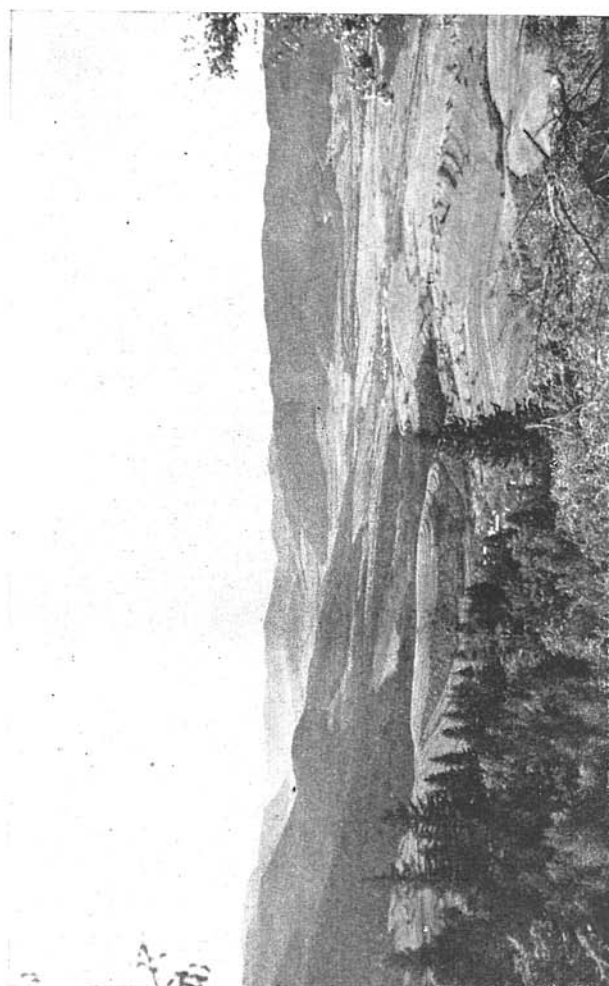


Pohl'ad na horskú skupinu Dobšinej (Gugel, Vajcaková, Buchwald, Trešník a Stolica).  
Foto K u t h a n.



Pohľad na Hnilec a Grainar zo Súľovej.

Foto K u t h a n.

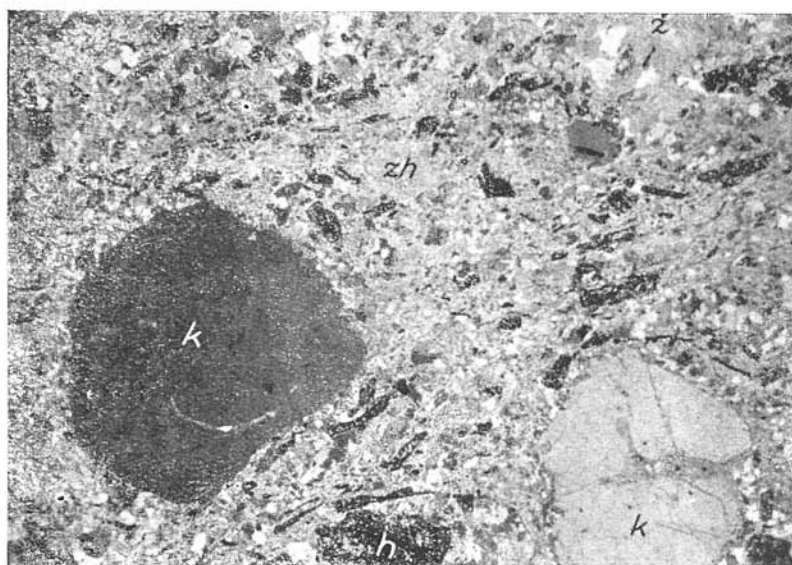


Pohľad na údolie Štítnického potoka od severu. V pozadí Plešivecká planina a Koniart.  
Foto K u t h a n.

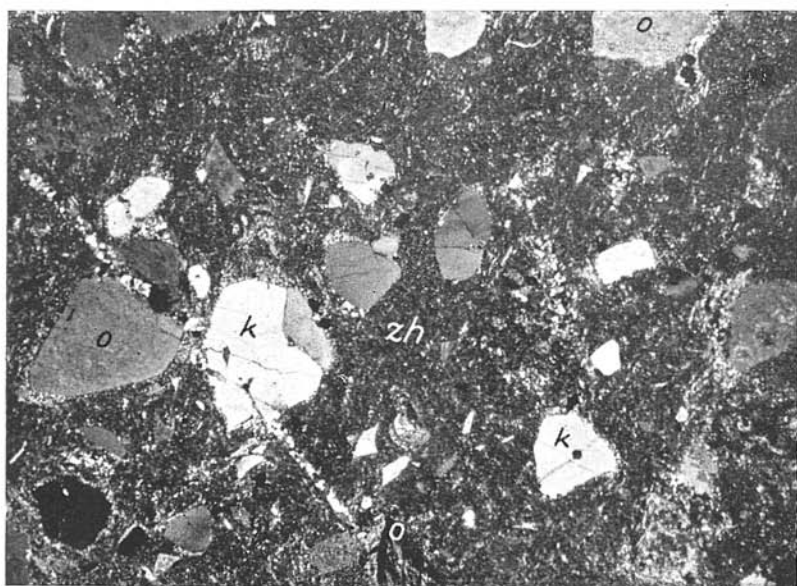


Zvrásnený paleogén pri Ladovej jaskyni. Lavice slepencov striedajúce sa s polohami červených bridlíc.

Foto Kamenický.

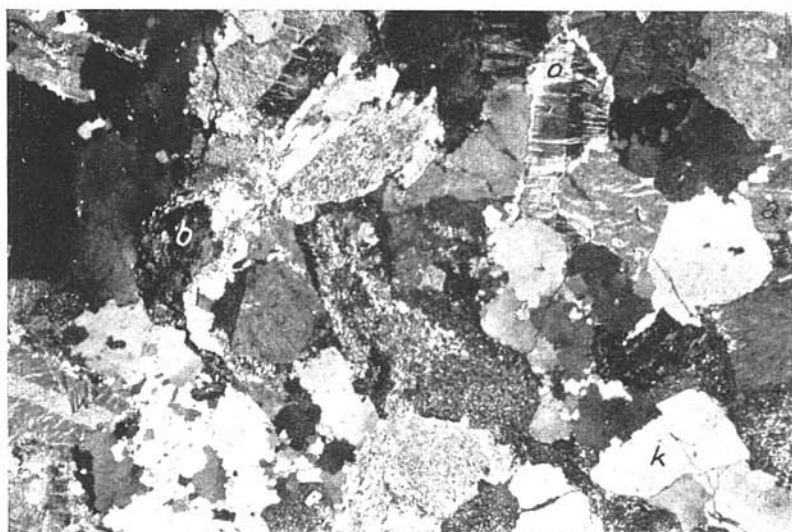


Obr. 1. Permský kremitý porfýr z južného okolia Krompách. Kremeň (k) intratelurickej generácie s časťami zálivmi magmatickej korózie, svetlý až tmavý. Porfyrický živec (ž) dokonale zatlačený šupinkovitým agregátom sericitu. Hematit (h) čierny. Základná kremito-živcová hmota (zh) so sericitizovanými živcami. Zv. 12 $\times$ , + nikoly. Foto Kamenický.

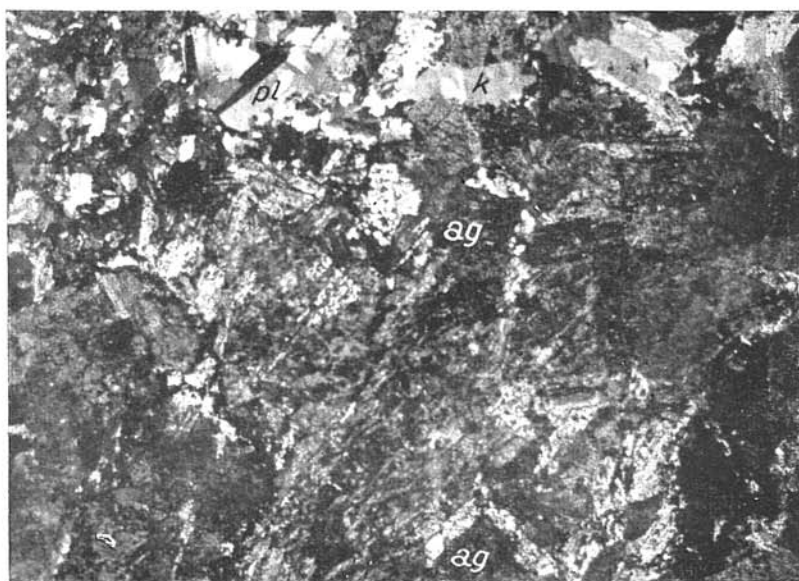


Obr. 2. Kremitý porfýr uhorňanskej série z doliny Grellenseifen, južne od Gelnice. Porfyrický kremeň (k) svetlý, nezakalený, slabého undulózneho zhášania. Ortoklas (o) s odmiešeným albitom často albiticky lemovaným. Základná kremito-živcová hmota (zh) so sporadickým sericitom. + nikoly, zv. 12 $\times$ .

Foto Kamenický.



Obr. 1. Gemeridná žula z dol. Hummel severne od V. Medzeva. Ortoklas (o) pertitický, srastený podľa karlovarskeho zákona. Albit (a) relatívne silnejšie sericitizovaný ako ortoklas. Kremeň (k) často kataklazovaný, undulózneho zhášania. Biotit (b) tmavý až čierny, šupinkovitý s počiatočnou chloritizáciou. Nikoly +, zv. 10 $\times$ .  
Foto Kamenický.



Obr. 2. Metamorfovaný diabáz z dolného Hnilca pri Gelnici s reliktnou ofitickou štruktúrou. Plagioklas (pl) lištovitý, svetlý, často albiticky lemovaný. Augit (ag) tmavý, silne chloritizovaný. Kremeň (k), nepravidelné zrná undulózneho zhášania. + nikoly, zv. 14 $\times$ .  
Foto Kamenický.