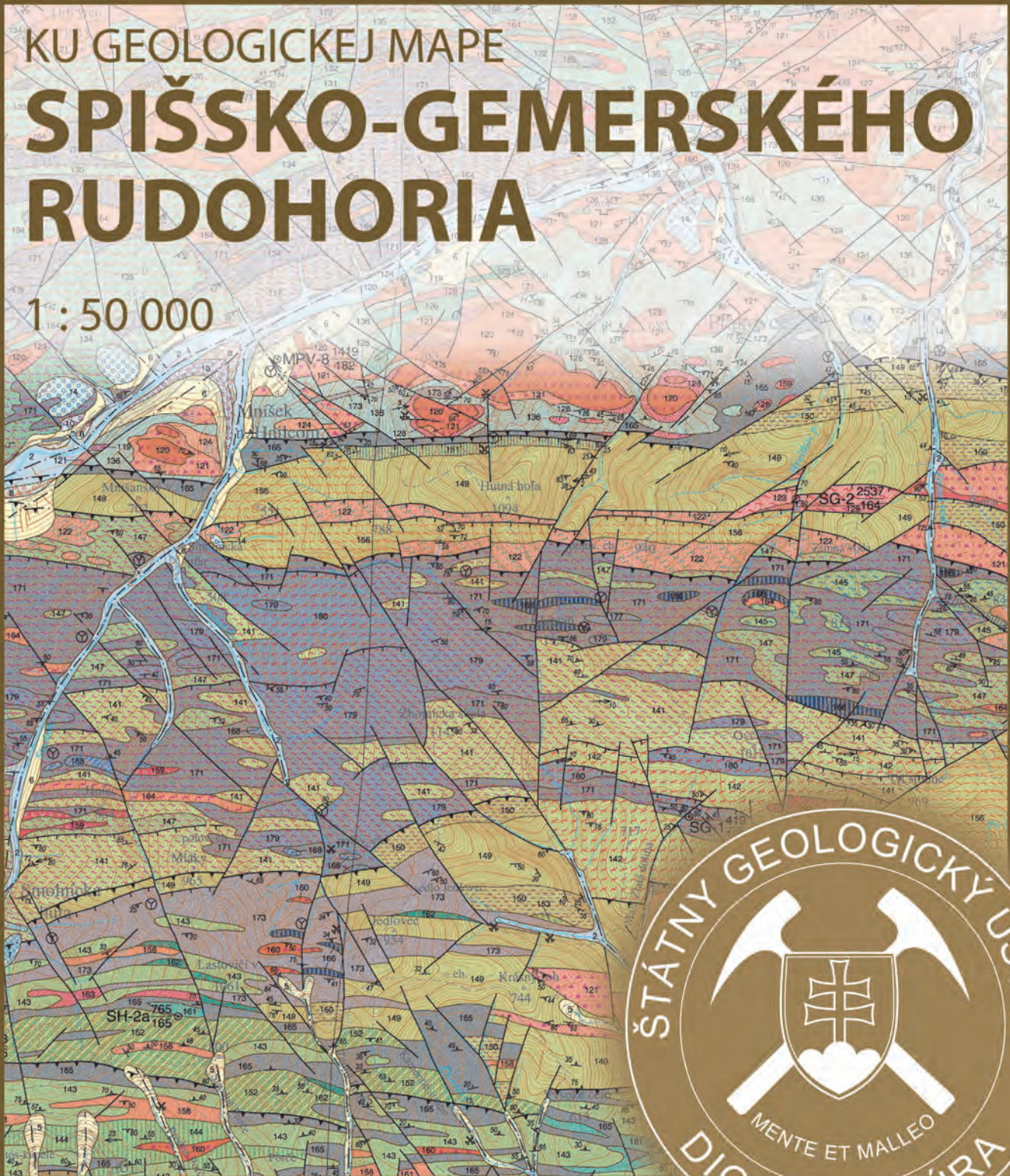


VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

1 : 50 000



ZOSTAVILI: PAVOL GRECLA a JÁN KOBULSKÝ

**VYSVETLIVKY
KU GEOLOGICKEJ MAPE
SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA
1 : 50 000**

Recenzenti:

prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc.

prof. Ing. Tibor Sasvári, CSc.

Predseda vydavateľskej rady:

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor:

RNDr. Milan Polák, CSc.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Vladimír Bezák, CSc., RNDr. Michal Elečko, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Ján Mello, CSc., RNDr. Michal Potfaj, CSc., RNDr. Ján Pristaš, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.

PAVOL GRECLA, JÁN KOBULSKÝ, ĽUBOMÍR GAZDAČKO, ZOLTÁN NÉMETH,
ĽUBOMÍR HRAŠKO, LADISLAV NOVOTNÝ, JURAJ MAGLAY, SILVESTER PRAMUKA,
MARTIN RADVANEC, ĽUDOVÍT KUCHARIČ, PETER BAJTOŠ, ĽUBICA ZÁHOROVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

1 : 50 000



ZOSTAVILI: PAVOL GRECLA a JÁN KOBULSKÝ

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

ISBN 978-80-89343-52-2

OBSAH

ABSTRAKT (P. Grecula)	9
ÚVOD (P. Grecula a J. Kobulský)	11
GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA A REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD (J. Kobulský)	13
PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC (P. Grecula a J. Kobulský)	15
OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (P. Grecula a J. Kobulský)	19
CHARAKTERISTIKA VYČLENIENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	31
VEPORIKUM	31
Veporikum vo východnom ohraničení gemerika (Ľ. Gazdačko a P. Grecula)	31
Kryštalinikum	31
Lodinský komplex	31
Bujanovský komplex	32
Mladšie paleozoikum a mezozoikum veporika Čiernej hory	33
Perm – spodný trias	34
Brusnianske súvrstvie	34
Lúžňanské súvrstvie	34
Stredný trias – jura	34
Veporikum v západnom ohraničení gemerika (Ľ. Hraško, Z. Németh a J. Kobulský)	35
Kryštalinikum	35
Mladšie paleozoikum	40
REVÚCKA SKUPINA	40
Slatvinské súvrstvie	41
Rimavské súvrstvie	44
FÓDERATSKÁ SKUPINA	45
Trias	45
GEMERIKUM	48
VOLOVSKÁ SUPERSKUPINA	48
Nečlenené a nezačlenené horninové komplexy gemerika (P. Grecula a S. Pramuka)	48
GELNICKÁ SKUPINA (P. Grecula, J. Kobulský, S. Pramuka a M. Radvanec)	52
Staršie paleozoikum	52
Betliarske súvrstvie	52
Smolnícke súvrstvie	59
Hnilecké súvrstvie	75
RAKOVECKÁ SKUPINA (P. Grecula a S. Pramuka)	82
Betliarske súvrstvie	82
Smolnícke súvrstvie	83
Hnilecké súvrstvie	86
ŠTÓSKA SKUPINA (P. Grecula)	93
Vrchný devón (?) – spodný karbón (?)	93
ČRMELSKÁ SKUPINA (P. Grecula)	93
Spodný (?) a vrchný karbón	93
Kopaninské súvrstvie	94
Bankovské súvrstvie	95
Zlatopotocké súvrstvie	96
OCHTINSKÁ SKUPINA (Z. Németh a Ľ. Gazdačko)	98
Spodný karbón	98

Hrádocké súvrstvie	99
Lubenické súvrstvie	101
DOBŠINSKÁ SKUPINA	102
Vrchný karbón	102
Hámorské súvrstvie	102
Rudnianske súvrstvie	104
Zlatnícke súvrstvie	107
KROMPAŠSKÁ SKUPINA (L. Novotný)	109
Perm	109
Knolské súvrstvie	109
Petrovohorské súvrstvie	110
Novoveské súvrstvie	112
GOČALTOVSKÁ SKUPINA (L. Gazdačko a P. Grecula)	115
Vrchný karbón – ?spodný trias	115
Čiernomoldavské súvrstvie	115
Rožňavské súvrstvie	116
Štítnické súvrstvie	118
MEZOZOICKÉ SEKVENCIE (J. Kobulský)	119
Spodný trias	121
Stredný trias	123
Vrchný trias	127
MELIATIKUM (L. Gazdačko, Z. Németh a J. Kobulský)	127
Spodný trias – spodný malm	127
Bôrčanský príkrov (príkrov Bôrky)	127
Karbón? – trias?	127
Jaklovska sekvencia	133
Meliatikum s. s.	137
Trias – spodný malm	137
SILICIKUM (J. Kobulský)	138
Trias	138
TERCIÉR (J. Kobulský)	139
Paleogén	139
PODTATRANSKÁ SKUPINA	139
Neogén	139
Miocén	139
Klčovské súvrstvie	139
Kochanovské súvrstvie	140
Poltárske súvrstvie	140
Pliocén	141
KVARTÉR (J. Maglay)	141
Pleistocén	141
Pleistocén – holocén	145
Holocén	145
TEKTONIKA (P. Grecula a Z. Németh)	147
TEKTONODEFORMAČNÉ EPOCHY	147
Variská epocha	147
Alpínska epocha	151
Názory a diskusia o tektonickej stavbe gemerika	159
GEOLOGICKÝ A GEOTEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA	161
PREDALPÍNSKY GEOLOGICKÝ VÝVOJ VEPORIKA (Z. Németh)	161
PALEOGEOGRAFICKÁ A PALEOTEKTONICKÁ REKONŠTRUKCIA SEDIMENTAČNÝCH OBLASTÍ GEMERIKA STARŠIEHO PALEOZOIKA (P. Grecula)	161
Prvá etapa riftingu (prvý geotektonický megacyklus)	161
Druhá etapa riftingu (druhý geotektonický megacyklus)	163
Tretia etapa riftingu (tretí geotektonický megacyklus)	164

INTERPRETÁCIA FACIÁLNEHO A GEOTEKTONICKÉHO PROSTREDIA KARBÓNSKÝCH SEKVENCIÍ GEMERIKA (P. Grecula)	165
FACIÁLNA A GEOTEKTONICKÁ INTERPRETÁCIA PERMSKÝCH SÚVRSTVÍ GEMERIKA (P. Grecula)	166
GEOLOGICKÝ VÝVOJ OBALOVÝCH SEKVENCIÍ MEZOZOIKA (J. Kobulský)	167
GEOLOGICKÝ VÝVOJ V TERCIÉRI A KVARTÉRI (J. Kobulský a J. Maglay)	169
GEOTEKTONICKÝ MODEL VÝVOJA GEMERIKA (P. Grecula a M. Radvanec)	170
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (Ľ. Kucharič)	177
REGIONÁLNE GEOFYZIKÁLNE PRÁCE	177
DETAILNÉ GEOFYZIKÁLNE PRÁCE – KOMPLEXNÉ METÓDY	178
DETAILNÉ MERANIA – GRAVIMETRIA	182
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (P. Bajtoš)	185
Hydrogeologická preskúmanosť	185
Prírodné pomery vo vzťahu k hydrogeológii	185
Hydraulické parametre hornín	186
Obeh a režim podzemnej vody	190
Chemické zloženie a kvalita podzemnej vody	193
Minerálna a termálna voda	196
Banská voda	197
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (Ľ. Záhorová)	203
GEOPOTENCIÁLY	203
GEOBARIÉRY	204
CHRÁNENÉ ÚZEMIA PRÍRODY	206
NERASTNÉ SUROVINY (J. Kobulský, Ľ. Gazdačko a P. Grecula)	209
RUDNÉ SUROVINY	210
Magmatogénna mineralizácia	210
Cínovo-volfrámové rudy	210
Molybdénovo-volfrámové rudy	211
Metamorfno-hydrotermálna žilná mineralizácia	212
Cu rudy	212
Fe-Cu, Co a Ni rudy	213
Fe, Cu, Hg, Ag (tzv. komplexné rudy)	214
Sb, Au a Ag rudy	245
Stratiformná mineralizácia	250
Submarinné exhaláčnosedimentárne ložiská	250
Hydrotermálnometasomatické ložiská	260
Zvetraninové, rozsypové a ostatné typy mineralizácie	266
NERUDNÉ SUROVINY	266
Magmatické ložiská	266
Živcové suroviny	266
Stavebné suroviny	267
Hydrotermálne ložiská a výskyty	268
Ložiská žilného kremeňa	268
Ložiská baritu	269
Ložiská spekularitu	271
Ložiská azbestu	272
Sedimentárne ložiská a výskyty	273
Sadrovec a anhydrit	273
Vápenec na výrobu cementu, vápna a kameniva	274
Ílovité tehliarske suroviny	275
Keramický íl	275
Turmalínovce – technicky použiteľné kryštály nerastov	276

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (J. Kobulský, P. Grecula, Ľ. Gazdačko a Z. Németh)	277
ZÁVER (P. Grecula a J. Kobulský)	285
LITERATÚRA (J. Kobulský a P. Grecula)	287
SUMMARY (P. Grecula)	305
PRÍLOHA 1 ZOZNAM LOŽÍSK A VÝSKYTOV RUDNÝCH A NERUDNÝCH SUROVÍN V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ (J. Kobulský)	
PRÍLOHA 2 MAPA LOŽÍSK A VÝSKYTOV RUDNÝCH A NERUDNÝCH SUROVÍN V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ 1 : 50 000 (CD) (J. Kobulský, red.; Ľ. Gazdačko a P. Grecula)	

ABSTRAKT

Spišsko-gemerské rudohorie je orograficky zhodné s oficiálnym orografickým názvom Volovské vrchy. Názov Spišsko-gemerské rudohorie je zaužívaný najmä v geologickej literatúre a dosť často sa stotožňuje s tektonickým termínom gemerikum, a to najmä ak sa ním nahrádza dlhší názov Spišsko-gemerské rudohorie.

Na geologickej stavbe regiónu sa v jeho okrajových častiach okrem gemerika zúčastňuje aj veporikum, meliatikum a silicikum a ako pokrývne útvary sedimenty paleogénu, neogénu a kvartéru.

Silicikum sa vyskytuje iba na malej ploche v okrajových častiach regiónu ako superficiálny príkrov tvorený triasovými horninami. Vyčlenenie silicika nie je jednoznačné, najmä v severnej časti regiónu, kde sa karbonáty triasu vo väčšine prípadov plynulo vyvíjajú z permských horninových komplexov a prisudzuje sa im obalový charakter. Silicikum ako príkrov je jednoznačne určený tam, kde je v podloží bôrčanský príkrov (príkrov Bôrky).

Meliatikum reprezentujú izolované výskyty v západnej, južnej a severovýchodnej časti regiónu s klasticko-karbonátovým obsahom a so stratigrafickým rozsahom karbón až trias. Vysokotlakovo metamorfované komplexy meliatika obsahuje bôrčanský príkrov.

Veporikum na geologickej mape v západnej časti regiónu je tvorené kryštalinikom kohútskej zóny (komplex Ostrej so svormi a amfibolitmi; klenovecký komplex s pararulami a ortorulami; sinecký komplex s nízkometamorfovanými pelitmi, karbonátmi a bázikami, lovinobanský komplex s fylitmi, metapieskovcami a metavulkanitmi). Niektorí autori považujú komplex hornín s karbonátmi (magnezitmi) za ekvivalent ochtinskej skupiny, ktorej priradenie do gemerika alebo veporika nie je dostatočne preukázané. Vo východnom úseku geologickej mapy je veporikum reprezentované bujanovským (magmatity tonalitovo-granodioritovej skupiny s dvojsludovými rulami a amfibolitmi), miklušovským (diafťorizované dvojsludové ruly, biotitické ruly, amfibolity, oftalmitické migmatity) a lodinským komplexom (diafťorizované ruly, amfibolity, migmatity, svory, fylonity). Obalovými jednotkami veporika sú klastické sedimenty karbónu až jury.

Tektonická jednotka *gemerikum*, skladajúca sa z predkarbónskych horninových sekvencií a mlado-paleozoicko-triasových obalových jednotiek, prezentuje alpínsky megapríkrov obsahujúci variské príkrovové a prešmykové jednotky s charakteristickým tektonickým štýlom a drobnoštruktúrnym inventárom, ktorých časť sa v alpínskej orogénnej epoche rejuvenizovala, resp. tektonickým prepisom zvýraznila. V alpínskej epoche vznikol aj nový tektonickoštruktúrny záznam vrátane vrásovoprešmykových elementov a vtedy sa sformovalo gemerikum ako alpínsky megapríkrov. Ten potom deštruovali strižné zóny, ktoré v rozhodujúcej miere prispeli k vytvoreniu oblúkovitej stavby Spišsko-gemerského rudohoria, a napokon aj extenzná tektonika s odstrešovaním a vznikom zlomovoblokovej stavby, ktorú dotvára neotektonická aktivita.

Staršie paleozoikum gemerika reprezentuje volovská superskupina (zložená z gelnickej a rakoveckej skupiny). Obsahuje horniny riftogénneho sedimentačného priestoru s pestrým faciálnym vývojom, ktorý odráža geotektonické etapy vývoja sedimentačného bazéna, ako aj jeho orografickú členitosť (betliarske súvrstvie s anoxickými čiernymi pelitickými sedimentmi, vo vrchnej časti s lyditmi a karbonátmi; nadložné smolnícke súvrstvie so zelenými pelitmi a psamitmi s charakteristikami turbiditného vývoja). Etapy rapidného tektonického riftingu naznačuje prítomnosť produktov pestrého bazaltovo-keratofýrového vulkanizmu v celej sedimentačnej oblasti. Stredoocéánska oblasť v pokročilom štádiu vývoja riftogénneho bazéna sa vyznačuje mohutným bazaltovým magmatizmom, pravdepodobne aj s nekompletnou ofiolitovou suitou (rakovecká skupina – sykavský bazaltový komplex). Pasívny kontinentálny okraj lemujú výlevy draselných ryolitov, a to v najvrchnejšej časti staropaleozoickej sekvencie (gelnická skupina – kojšovský a mníšsky sedimentačný priestor). Južnejšie (prakovský, humelský, jedlovecký a medzevský sedimentačný priestor) už na kontinentálnej kôre vznikali prevažne klastické sedimenty s dvomi horizontmi hornín pestrého bazaltovo-keratofýrového vulkanizmu.

Mladšie paleozoikum gemerika. Spodnokarbónske kolízne udalosti zavřšili vývoj staropaleozoického bazéna, ktorého horninové súbory sa sformovali do prešmykov a príkrovov v rámci formujúcej sa akrečnej prizmy. Na takto stále aktívnom podloží vznikali začiatkom stredného karbónu izolované depozičné centrá s charakteristickými vývojmami klastických sedimentov (ochtinský, hámsorský, dobšinský, mlynský, rudniansky, črmelský, štósky, rožňavský v rámci ochtinskej, dobšinskej, črmelskej a gočaltovskej skupiny). Pravdepodobne až vo vrchnej časti vestfálu resp. na začiatku stefanu izolované depozičné centrá splynuli do jednotného sedimentačného prostredia s vývojom zlatnickeho súvrstvia na severe gemerika (dobšinská skupina; podobné

komplexy vznikali aj v ostatných častiach karbónskeho sedimentačného priestoru) s charakteristickými zelenými psamitmi (redepozity staropaleozoických komplexov).

Jednotlivé tektonické (deformačné) etapy variskej orogenézy formovali tektonické jednotky nielen v karbone, ale pokračovali aj v perm s výraznou aktivitou na hranici karbón – perm a spôsobili, že väčšina karbónskeho sedimentačného priestoru skončila svoj vývoj a sedimenty karbónu sa stali súčasťou dotvárajúcich sa variských príkrovov. Pokračujúca kolízia platní a subdukcia časti staropaleozoických hornín, hlavne oceanickej proveniencie, vytvorili podmienky na formovanie ostrovného oblúka s vulkanickou aktivitou v období sedimentácie strednej časti stratigrafickej sekvencie permu. Na severe gemerika je to petrovohorské súvrstvie krompašskej skupiny, ktoré vznikalo v nadloží bazálneho knolského súvrstvia. Na juhu gemerika sú možné prejavy vulkanickej činnosti v čiernomoldavskom súvrství gočaltovskej skupiny (na ich pôvod sú rozdielne názory; časť autorov ich pokladá za redeponované zvetraniny staropaleozoických kyslých vulkanitov), ako aj v revúckej skupine. Sedimentačný priestor permu má charakter intraostrovného bazéna s vápenato-alkalickým vulkanizmom a granitoidným magmatizmom.

Vrchná časť permských súvrství má znaky sedimentácie po krátkom stratigrafickom hiáte. Vznikli pelitické horniny, postupne karbonatické, na severe gemerika s pozvoľným prechodom do karbonátovanej sedimentácie triasu (novoveské súvrstvie krompašskej skupiny a na juhu štítnické súvrstvie gočaltovskej skupiny).

V mladšom paleozoiku možno predpokladať aj prepojenie časti sedimentačného bazéna gemerika na severný okraj meliatskeho oceána s kontinuálnym vývojom v období karbón – trias.

Mezozoické súvrstvia na mape Spišsko-gemerského rudohoria sú na západe a východe v stykovej zóne gemerika a veporika. Podstatnú časť mezozoika v gemeriku zastupujú sekvencie v severnej a severovýchodnej časti regiónu. Menšie výskyty mezozoika sú v južnej a juhozápadnej časti regiónu. Začlenenie mezozoických sekvencií do litostratigrafických a tektonických jednotiek je mimoriadne variabilné. Podľa nášho náhľadu mezozoikum v severnej a severovýchodnej časti regiónu Spišsko-gemerského rudohoria zaujíma autochtónnu až paraautochtónnu pozíciu voči podložíu. Výskyty mezozoika v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a na okraji Slovenského krasu sa začleňujú do silicika a meliatika.

Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny sú reprezentované hornádkymi vrstvami (?paleocén až eocén). V spodnej časti vrstiev sú vrstvy transgresívneho balvanovitého a hrubozrnného polymiktného zlepenca, ktoré vyššie prechádzajú do strednozrnného až jemnozrnného pieskovca. Vo vrchných častiach sú prachovcové a ílovcové vložky.

Neogénne sedimenty sa v regióne zachovali len v prešovskej, moldavskej a rožňavskej kotline a na západe ojedinele aj v paleoúdoliach väčších tokov. Zastúpené je súvrstvie vrchného bádenu až spodného sarmatu – klčovské súvrstvie, vrchného sarmatu – kochanovské súvrstvie. Časť klastických sedimentov v oblasti Jasova až Šemše sa zaradila do pontského poltárskeho súvrstvia. Najmladšie vrchnopliocénne fluvioлимnické sedimenty reprezentuje štrk, miestami s polohami piesku, ktoré tvoria už len erózne zvyšky pôvodne rozsiahlych a hrubých akumulácií vклиňujúcich sa pozdĺž hlavných údolí. Podobne aj pliocénno-pleistocénny fluvialny zvetraný štrk tvorí výplň všetkých väčších dolín zasahujúcich hlboko do pohoria.

Z *kvartérnych sedimentov* z hľadiska genézy dominujú fluvialne a proluviálne akumulácie kvartérnych vodných tokov. Najmä neotektonická dynamika územia zapríčinila striedanie hĺbkovej a laterálnej erózie, teda akumuláciu fluvialných i proluviálnych sedimentov v etapách, a tak predurčila vznik systému riečnych terás, dnovej výplne dolín, nivného krytu tokov a kuželov. Najrozšírenejšie sú rôzne druhy deluviálnych sedimentov – sutín a svahovín a ich kombinácií. Kvartérne sedimenty, predovšetkým pleistocénne, sa aj na základe nových dát začlenili do gúnzu, mindelu, staršieho a mladšieho rissu a würmu.

ÚVOD

Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000 zobrazuje jedno z najpreskúmanejších a súčasne najzložitejších území Západných Karpát.

Z územia roku 1984 vyšla geologická mapa Slovenského rudohoria-východná časť v mierke 1 : 50 000 (Bajaník et al., 1984), ktorá sa zostavovala v rokoch 1968 – 1973 ešte v rámci projektu Geologicko-geofyzikálna štúdia SGR (GLŠ SGR, redaktor J. Bartalský, výkonný redaktor P. Grecula). Jej hlavným redaktorom bol L. Snopko. Po skončení projektu sa mapa vytlačila až v roku 1984. Táto mapa patrí medzi najstaršie geologické mapy vydávané v edícii geologických máp regiónov Slovenska v mierke 1 : 50 000.

V 70. až 90. rokoch 20. storočia sa vykonalo veľa geologických prác výskumného aj prieskumného charakteru, ako aj banských prác pri ťažbe nerastných surovín, ktoré obohatili geologické poznanie a v podstatnej miere spresňovali aj geologický obraz SGR. Pri porovnaní máp iných autorov s jestvujúcim zobrazením na geologickej mape nebol súlad, preto najmä zo strany prieskumných organizácií postupne rástla požiadavka aktualizovať geologickú mapu SGR. Vytvoriť novú mapu vyvolala požiadavka centrálnych orgánov v 80. a začiatkom 90. rokov na prehodnotenie perspektívy nerastných surovín územia SGR ako najdôležitejšieho regiónu z hľadiska ťažby najmä rúd, ako aj vypracovanie surovinovej politiky Slovenskej republiky.

Na splnenie tohto zámeru sa vypracoval a realizoval projekt SGR-geofyzika (Grecula et al., 1978 – 1992) a naň nadväzujúci projekt Atlas geomáp SGR (Kobulský et al., 2001). V rámci súboru geologických, geofyzikálnych a geochemických prác vznikla aj nová geologická mapa SGR, a to ako účelová mapa v mierke 1 : 10 000 (ako počítačová zmenšenina je aj v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000). Z odbornej stránky je kvalitná a veľmi detailná, no nespĺňala podmienky na aprobované mapy a tlač. Mapa vznikla na podklade podrobných geofyzikálnych a geochemických údajov z profilov, tie sa potom geologicky verifikovali v teréne a mapovali na všetkých meraných bodoch. Potom nasledovalo geologické mapovanie medzi profilmi. Vysokú odbornú úroveň geologickej mapy v mierke 1 : 25 000 pri jej oponentúre jednoznačne potvrdila aj komisia MŽP SR pre záverečné správy a všetci oponenti a jednoznačne sa odporúčala do tlače po dopracovaní v zmysle Smernice MŽP 4/1996-3.1.

Nová účelová geologická mapa SGR spracovaná v rámci úlohy Atlas geomáp SGR spresnila a v mnohých častiach priniesla aj nové litostratigrafické postavenie litologických súborov mladšieho aj staršieho paleozoika gemerika a novú tektonickú interpretáciu vývojových a deformačných etáp v paleozoiku s dosahom aj pre ostatné tektonické jednotky Západných Karpát. V zmysle smerníc na vydávanie regionálnej mapy v novej účelovej geologickej mape nebol rozčlenený kvartér, neogén, mezozoikum a kryštalinikum a neboli v nej ani ďalšie údaje o hydrogeológii, geofaktoroch životného prostredia a pod. Po doplnení požadovaných údajov sa pripravila nová geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000 a vysvetlivky k nej v zmysle smerníc. Ale tlač mapy sa ako dôsledok riešenia a akceptovania pripomienok a postojov k meritu vecí značne oneskorila.

Predložená geologická mapa je výsledkom práce širokého kolektívu ŠGÚDŠ a iných organizácií a môže sa širokospektrálne využiť nielen na odborné geologické, ale najmä praktické účely, a to ako podklad na hospodárske plánovanie administratívnych oblastí, pre potreby pôdneho, lesného a vodného hospodárstva, na výskum vzťahu geologického prostredia, ľudskej a živočíšnej populácie, na perspektívu a hodnotenie surovinového potenciálu záujmovej oblasti, v oblasti stavebníctva, pri hodnotení územia z hľadiska rozvoja regiónu, mesta a pod., pre potreby štátnej a miestnej správy, na rozličné účely v súkromnej sfére a na riešenie ďalších – doteraz nespomenutých – otázok a problémov životného prostredia.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA A REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Územie zaberá plochu 2 020 km², patrí do západnej časti Košického kraja a je súčasťou okresu Spišská Nová Ves, Gelnica, Rožňava, Košice-okolie, Košice I a Košice II. Pokrývajú ho mapové listy mierky 1 : 50 000: M-34-113-B, M-34-113-D, M-34-114-A, M-34-114-B, M-34-114-C, M-34-114-D, M-34-115-A, M-34-115-C, M-34-125-B, M-34-126-A. Jeho malá časť sa nachádza na príslušných mapových listoch, a to: M-34-113-A, M-34-113-C, M-34-114-B v západnej a severnej časti a M-34-126-B v južnej časti územia.

Podľa geomorfologického členenia Slovenskej republiky (Mazúr a Lukniš, 1986) patrí územie zobrazené na geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria do subprovincie vnútorných Západných Karpát. Jeho podstatnú plochu zastupuje východný región Slovenského rudohoria – celok Volovské vrchy, s členením na podcelky: Havranie vrchy, Knolu, Zlatý stôl, Hnilecké vrchy, Pipitku, Kojšovskú hoľu s hámorskou brázdou a Holičku. Severozápadnú časť územia tvorí Spišsko-gemerský kras (j. okraj Slovenského raja). Západnú časť regiónu tvorí malé územie Stolických vrchov (v. okraj Stolice) a Revúckej vrchoviny (sv. podcelok Hrádku, celé Dobšinské predhorie a Turecká). V južnej časti je severný okraj Rožňavskej kotliny a Slovenského krasu (s. okraj Horného vrchu, Zádielskej a Jasovskej planiny). Juhovýchodný región mapy zahŕňa aj s. okraj Lučensko-košickej zníženiiny (Košická kotlina s Medzevskou pahorkatinou) a východná časť zasahuje do Čiernej hory a zastupujú ju západné svahy Bujanovských vrchov a Pokryvov. Malú, severnú časť regiónu, tvorí Fatransko-tatranská oblasť zastúpená Hornádskou kotlinou (Hornádske podolie).

Územie je morfológicky veľmi členité a prevažuje v ňom hornatý lesný terén s nadmorskou výškou od 400, miestami aj nad 1 300 m n. m.

Región zobrazený na mape patrí do čiastkového povodia Hornádu, Bodvy a Slanej. Hlavným tokom odvodňujúcim jeho severnú a severovýchodnú časť je Hornád s významnejšími pravostrannými prítokmi. Je to Markušovský a Slovinský potok na severe a Opátka, Belá a Črnel na východe.

Najvýznamnejším pravostranným prítokom Hornádu je Hnilec, ktorý odvodňuje centrálnu časť územia. Jeho najvýznamnejšie pravostranné toky zastupuje Ráztoka a Železný potok a ľavostranné prítoky reprezentuje Surovec, Tichá voda, Stará voda, Bystrý potok, Smolník, Hrelíkov, Perlový a Kojšovský potok.

Južná časť územia patrí do povodia Bodvy s významnejšími ľavostrannými prítokmi, ako je Štóska a Piverský potok, potok Zlatná, Humel, Borzov, Zábava, Šemšiansky potok a potok Ida. Z pravostranných prítokov je najväčším Šugovský potok a Teplica.

Západná a juhozápadná časť územia je súčasťou povodia Slanej s jej najväčšími ľavostrannými prítokmi a tokmi. Je to Dobšinský potok s Tešnárkou, Vlachovský, Súlovský, Rožňavský a Krásnohorský potok.



Obr. 1. Geomorfologické členenie regiónu mapy Spišsko-gemerského rudohoria (Mazúr a Lukniš, 1986).

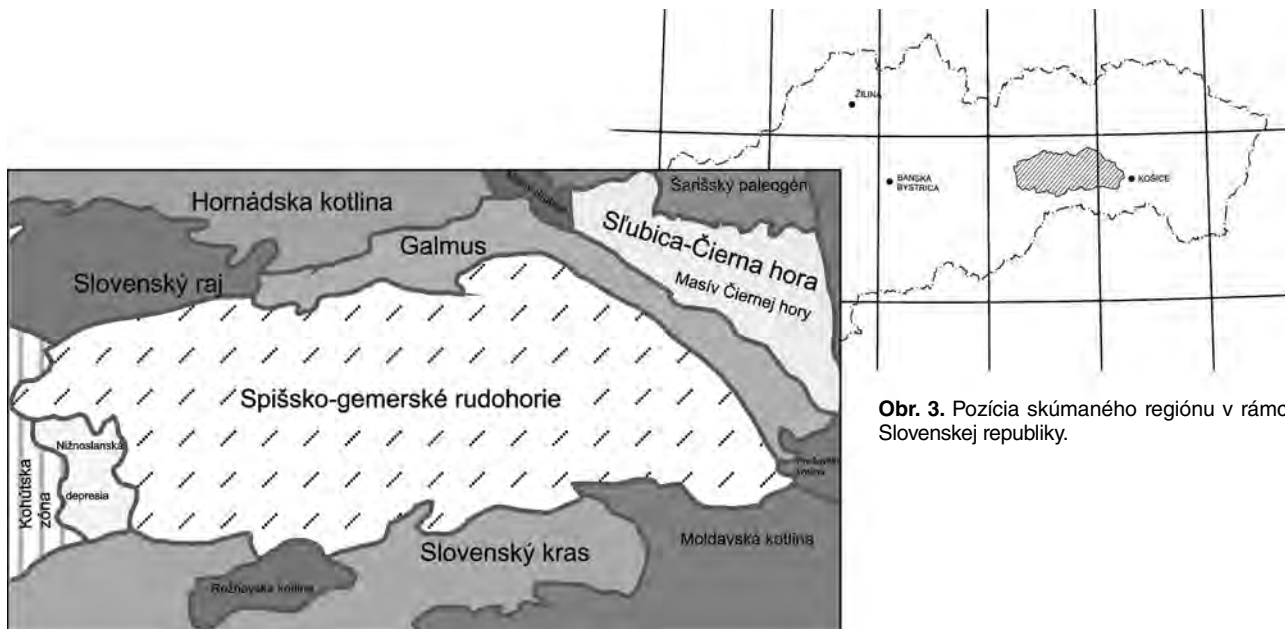
V juhozápadnej časti je najväčším ľavostranným prítokom Slanej Štítnik s ľavostranným Hankovským potokom.

Pre pestré geomorfologické členenie patrí región k rôznym typom klimatických oblastí. Veľká časť na severe, východe, v juhovýchodnej a juhozápadnej časti patrí do mierne teplej oblasti. V nej je zastúpený mierne teplý a mierne vlhký oksok s miernou zimou na pahorkatinách, mierne teplý a mierne vlhký oksok so studenou zimou v dolinách, mierne teplý a mierne vlhký oksok vo vrchovinách. Menšia časť patrí mierne teplému a vlhkému oksku s chladnou zimou v dolinách (povodie Hnilca) a mierne teplému, vlhkému vo vrchovinách (juhozápadná a východná časť územia) a mierne teplému a veľmi vlhkému oksku vo vrchovinách (západná časť územia). Veľká časť územia, prevažne najvyššie, vrcholové časti hrebeňov (v centrálnej a západnej časti) a ich úpätia patria do chladnej oblasti s mierne chladným okskom a iba malá časť na juhu a juhozápade do teplej oblasti, a to do teplého a mierne vlhkého oksku s chladnou zimou.

Z hľadiska klimatickogeografických typov je to hlavne územie s horským typom klímy. V juhozápadnej časti ide o teplý podtyp s teplotou v januári -2 až -5 a v júli $17,5$ až $19,5$ °C. V južnej a juhovýchodnej časti územia je zastúpený mierne teplý subtyp s teplotou v januári $-3,5$ až -6 , v júli 17 až $17,5$ °C. Údolia hlavných tokov – ako Hnilca a Slanej – s priľahlými svahmi majú mierne chladný subtyp s teplotou v januári -4 až -6 , v júli 16 až 17 °C. Veľká časť územia patrí do chladného subtypu s teplotou v januári -5 až $-6,5$ a v júli $13,5$ až 16 °C. Najvyššie, vrcholové časti hrebeňov s priľahlými svahmi, sa zaraďujú do studeného subtypu s teplotou v januári -6 až -7 a v júli $11,5$ až $13,5$ °C. Iba malá časť na juhu pri Rožňave, Jasove a pri Košiciach patrí do kotlinovej klímy, mierne teplého podtypu s teplotou v januári $-2,5$ až -5 a v júli 17 až $18,5$ °C.

Podľa Mazúra a Lukniša (l. c.) najvyššie zrážky v regióne bývajú v júni až auguste, najnižšie v decembri až februári. Priemerný ročný zrážkový úhrn je 600 až 1 200 mm. Snehová pokrývka leží v regióne v dlhodobom priemere 90 až 160 dní.

Z regionálnogeologického hľadiska (v zmysle Vassa et al., 1988) región buduje gemerské pásmo zastúpené predovšetkým Spišsko-gemerským rudohorím s mezozoikom Murovanej skaly a črmeľským paleozoikom, na SZ so Slovenským rajom, na S a SV regiónu s Galmusom na Z s nižnoslanskou depresiou a na J so Slovenským krasom. Západnú časť tvorí veporské pásmo s kohútiskou zónou a na východe zónu Slubice a Čiernej hory zastupuje masív Čiernej hory. Na severe zasahuje do regiónu aj vnútrokarpatský paleogén, a to Hornádska kotlina. Z vnútrohorských pánví a kotlín je v regióne zastúpená východoslovenská panva, a to na juhu Moldavskou a na východe Prešovskou kotlinou. Z vnútrohorských kotlín v jz. časti regiónu je časť Rožňavskej kotliny.



Obr. 2. Geologické členenie regiónu mapy Spišsko-gemerského rudohoria (Vass et al., 1988).

Obr. 3. Pozícia skúmaného regiónu v rámci Slovenskej republiky.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Prehľad doterajšieho geologického výskumu kryštalinika veporika je vo vysvetlivkách susedných regiónov Braniska a Čiernej hory (Polák et al., 1997) a Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny (Mello et al., 2000). Prehľad výskumu granitoidov je pri litologickej charakteristike veporických jednotiek.

Litostratigrafia staršieho paleozoika gemerika je predmetom diskusie už niekoľko desaťročí. Okrem toho, že sa vyčlenili dve veľké skupiny hornín s kyslým a bázickým vulkanizmom (porfyroidová = gelnická séria a fylitovo-diabázová = rakovecká séria; Zelenka, 1927; Andrusov a Matějka, 1931; Andrusov, 1958 a i.), ich horninová náplň sa začleňovala a naďalej začleňuje do menších litostratigrafických jednotiek nejednotne. Rozliční autori členia gelnickú skupinu takto: Kuthan (1950) – úhornianska a drnavská séria; Fusán, Máška a Zoubek (1955) – detritické, vulkanogénne a organogénne súvrstvie; Máška (1956, 1956a) – betliarsky a pačiansky komplex; Fusán a Máška (1956) – stanovenie stratigrafie gotlandu (?) v gemeridách; Snopko (1957) – vlachovské, pačianske a betliarske vrstvy (neskôr sa doplnili o drnavské); Andrusov (1958) – vlachovské, úhornianske a volovecké vrstvy; Grecula (1970a, b) – kojšovské, betliarske, hnilecké (vulkanogénne) súvrstvie; Bajanič et al. (1981) – vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bystrého potoka a drnavské; Grecula (1982) – betliarske, smolnícke a hnilecké súvrstvie. Rakovecká skupina sa členila na dve súvrstvia – detritické a vulkanické (Bajanič, 1962), ako aj na smrečinské, sýkavské a štóske (Bajanič et al., 1981). Vzťah medzi skupinami sa považoval za diskordantný a transgresívny, ale boli aj iné náhľady (napr. Andrusov, 1958 – pozvoľný prechod gelnickej série do rakoveckej; Rozložník, 1965; Grecula, 1965, 1970a – synchronne série, a i.). Medzi gelnickú a rakoveckú skupinu hornín sa kládla kaledónska orogénno-metamorfná fáza, ale v ostatných desaťročiach sa od tejto predstavy všeobecne upúšťa a názor, že ide o synchronný vývoj oboch horninových skupín v rámci staropaleozoickej sedimentačnej oblasti (Grecula, 1965, 1970a, 1973, 1982, 1992) sa postupne podopiera ďalšími údajmi z terénneho a laboratórneho výskumu. Zo starších prác vychodí, že v staršom paleozoiku nie sú dve superponované litostratigrafické jednotky, ale iba jeden súbor hornín hrubý 2 až 3 km, ktorého rozdielny faciálny vývoj závisí od pozície v sedimentačnom bazéne a od typu kôry (fundamentu) bazéna alebo čiastkových bazénov (Maheľ, 1978, 1981; Grecula, 1982).

Vek staropaleozoickej výplne bazéna sa presnejšie nepodarilo stanoviť. Podľa palynologických údajov sa súvrstvie čiernych fylitov s lyditi (betliarske súvrstvie) najčastejšie zaraďuje do vrchného silúru až spodného devónu (Čorná, 1972, 1974; Snopková, 1962, 1963; Snopková a Snopko, 1979; Snopková a Ivanička, 1981; Papšíková a Grecula, 1983; Papšíková, Grecula a Kobulský, 1988; Ivanička, Snopko a Snopková, 1986; Vozárová, Soták a Ivanička, 1998; Soták, Vozárová a Ivanička, 1999, 2000), hoci sú aj spoločenstvá sporomorfov zaberajúce vekové rozpätie kambrium – karbón. Vek zirkónov zo štyroch lokalít rylitov vo vrchnej časti staropaleozoického komplexu (hnilecké súvrstvie) zistený metódou Pb/U je okolo 350 mil. r., teda vrchný devón (Ščerbak et al., 1979, 1988). Ostatné horninové komplexy možno iba vzťahovať na takto datované horizonty podľa superpozície, a to ako mladšie alebo staršie. Spodná hranica staršieho paleozoika bola a je problematická, a to tak litologicky, ako aj stratigraficky. Izotopický vek hornín zdrojovej oblasti spodných častí paleozoických komplexov je podľa veku z klastických zirkónov z metapsamitov cca 650 mil. r., a teda sú mladšie ako udávaný vek. Vek granitov podľa Rb/Sr metódy je vrchný karbón až spodný trias (Kováč et al., 1986; Finger a Broska, 1999; Finger et al., 2003; Kohút a Stein, 2005). Vrchná časť súvrstvia staršieho paleozoika by mala byť predvrchnovisénska (Kozur et al., 1976).

Z paleogeografického hľadiska sa sekvencie gelnickej skupiny staršieho paleozoika pokladali za produkt flyšovej geosynklinály s flyšovými a flyšoidnými znakmi (Snopko, 1967; Snopko a Vozárová, 1981). Z hľadiska platňovej tektoniky sa staropaleozoické komplexy považujú za produkt zaoostrovoobľukových bazénov (Bajanič, 1981; Ivan, 1992; Ivan et al., 1993; Vozárová, 1993a) alebo za sekvencie riftogénneho bazéna (Grecula, 1982). Rakovecká skupina staršieho paleozoika sa pokladala za hlbokodnú so subakválnym bázickým vulkanizmom a novšie za produkt bazéna s oceánskym či s prechodným typom kôry (Maheľ, 1981), za produkt stredooceánskych chrbtov (Grecula, 1982), ale aj za iníciaľne štádium otvárania zaobľukového bazéna (Ivan et al., 1993). Novší litologický a sedimentologický výskum priniesol údaje potrebné na zostavenie geotektonických a sedimentologických modelov paleozoika gemerika (Grecula, 1982; M. Grecula, 1998; Grecula a M. Grecula, 2003; Grecula a Kobulský, 2004; Grecula a Radvanec, 2005, a i.)

V ostatnom čase výskum vulkanitov pokročil, ale metamorfóza vulkanitov, podobne ako aj iných hornín, značne zastiera nielen ich pôvodnú povahu a tým sťažuje aj ich zaradenie do klasifikačných schém, ale aj presnejšiu interpretáciu ich vzniku, väzbu na geotektonické udalosti a vzájomnú koreláciu aj v rámci tej istej litostratigrafickej jednotky. Príkladom môžu byť bázické horniny vo fylitovo-diabázovom komplexe

staršieho paleozoika. Hrubozrnné metabáziky v oblasti Klátova sa všeobecne považovali za intruzívne diority, gabrodiority a gabrá, postupne sa zistilo, že ide o amfibolity – metamorfity prevažne z diabázových pyroklastík (Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979, 1980; Hovorka a Spišiak, 1981; Hovorka a Ivan, 1981; Spišiak et al., 1985a; Radvanec, 1994a, b) s polohami ruly, s vložkami kryštalických karbonátov, silicitu a serpentinitu (podobný problém už skôr vyriešil Rozložník, 1965a, v oblasti Dobšinej). Ukázalo sa, že metamorfne prekrytie pôvodnej vulkanickej povahy bazických hornín je oveľa rozšírenejšie a významnejšie, ako sa očakávalo (Grecula et al., 1973; Hovorka et al., 1979; Hovorka a Spišiak, 1981; Radvanec, 1992, 1994, a i.). Rovnaký problém je aj s kyslými typmi vulkanitov a s klastickými sedimentmi v ostatných častiach gemerika, z ktorých časť sa takisto zmenila v podmienkach biotitovej a amfibolitovej fácie (Rozložník, 1912; Radvanec, 1992, 1994; Radvanec et al., 2007). Na druhej strane sa zistilo, že časť hornín nadobudla „vulkanický charakter“ naloženými metamorfnými procesmi (Grecula, 1982; Radvanec et al., 2007), najmä metasomatózou klastických hornín (Dianiška in Grecula et al., 1977). Jemnozrnné keratofýry a ich pyroklastiká sa predtým neidentifikovali a hrubozrnné diabázy (dolerity) v porfyroidovom komplexe staršieho paleozoika sa chápali ako „prívodné kanály mladšej rakoveckej série“. Časť vulkanitov je hydrotermálne premenená, a preto je ich petrografický a petrochemický obraz zreteľne odlišný. Uvedené, ako aj ďalšie príčiny (napr. malá hodnovernosť starších chemických analýz vulkanitov, najmä s ohľadom na ich často problematické určenie) dosť významne ovplyvňujú petrogenetické a petrometalogenetické hodnotenie vulkanitov paleozoika. Preto sa v ostatnom čase pozornosť sústredila na spätosť geologického a petrologického výskumu, ktorý reprezentujú najmä práce Rozložníka (1965a), Bajaníka (1976, 1978; Bajaník et al. (1981); Hovorku et al. (1979); Hovorku a Spišiaka (1981); Faryada (1984 – 1991); Radvanca (1994, 2007) a i.

Mladšie paleozoikum v gemeriku je paleontologicky doložené od roku 1855, keď Kiss našiel v pieskovcových a bridlicových súvrstviach pri Dobšinej faunu, ktorú Suess určil ako karbónsku (in Fusán, 1959). Na tomto základe Štúr (1869) vyčlenil na severe a na juhu gemerika pruh karbónskych hornín. Karbónsky vek neskoršími nálezmi fauny v magnezitovom karbone (Ochtiná, Jelšava, Lubeník, Košice) potvrdil Heritsh (1934), Bouček a Ulrich (1931), Fusán (1957, 1959). Najmä fauna z oblasti Dobšinej (určil ju Rakusz, 1932), ako aj flóra z Dobšinej (Němejc, 1947) a z Rudnian (Vachtl, 1938, 1938a) umožnili presnejšie stratigraficky zaradiť tieto komplexy do vestfálu (podľa fauny vestfálu B, podľa flóry na rozhranie vestfálu A a B). Bouček a Příbyl (1960) prehodnotením fauny z ochtinského karbónu, ako aj na základe nových nálezov fauny v magnezitovom karbone stanovili vek súboru hornín s magnezitom ako namúr B až C (trilobity *Phillipsia margaritifera*, ROEMER, *Paladin eichwaldi* (FISHER). Novšie na základe konodontov z karbonátov v Ochtinej Kozur et al. (1976) určili vek týchto hornín ako vrchný visén (*Paragnathodus commutatus*; BRANSON & MAHL, 1957; *Paragnathodus nodosus*; BISCHOFF, 1957; *Gnathodus bilineatus bollandensis*). Nové nálezy fauny koralov z podložia magnezitu v ložisku Dúbrava (*Lithostrathion* aff. ROSSIANA) tiež potvrdzujú najvrchnejší visén (Koubek et al. in Čapo, 1994). Výskyt machoviek v lome magnezitu Jedlovec a ich určenie (Zágoršek a Macko, 1994) poukazuje na namúr A.

Mladšie paleozoikum leží diskordantne na staropaleozoickom podloží. Faciálny vývoj karbónu na severnom okraji gemerika je značne pestrý a to spôsobilo ťažkosti pri jeho korelácii. Vžilo sa označenie magnezitový (ochtinský) karbón, rudniansky alebo dobšinský vývoj (Andrusov, 1958). Fusán (1959) celý severogemerický karbón pomenoval ako zlepenčovo-bridličnaté súvrstvie a odlíšil v ňom bindtiansko-rudniansku príbrežnú faciú, ďalej ochtinsko-podrečiansku faciú plytkého mora (predtým označovanú ako magnezitový karbón) a prechodnú faciú, ktorú reprezentuje dobšinský karbón. Máška (1959) za karbónsku považoval iba ochtinsko-podrečiansku faciú a pomenoval ju lubeníckou sériou (do karbónu zaradil aj föderatskú sériu).

Bajaník et al. (1981, 1983) súbor hornín severogemerického karbónu nazvali dobšinskou skupinou. Skladá sa (odspodu) z ochtinského súvrstvia, v ktorom je obsiahnutý zlepenčovo-bridličnatý a magnezitový karbón. Vyššie súvrstvia sú typické najmä pre dobšinsko-rudniansky vývoj karbónu. Je to rudnianske (zlepenčovo-pieskovcový vývoj), zlatnícke (vulkanické horniny) a najvyššie hámsorské súvrstvie (zlepenčovo-pieskovcovovo-bridličnatý vývoj). Predtým ich Máška (1959) definoval ako hámsorské vrstvy. Neskôr Vozárová (in Bajaník et al., 1981) ochtinské súvrstvie vyčlenila z dobšinskej skupiny a preradila ho na úroveň skupiny s tromi súvrstviami (hrádocké, lubenícke a črmeľské). Vývoj mladšieho paleozoika v stykových zónach s veporikom považuje Grecula (1994a, b) za produkt spoločného sedimentačného priestoru s prstovitým prelínaním facií charakteristických pre gemerickú a veporickú časť mladopaleozoického sedimentačného bazéna, z ktorého sa vyvíja severná časť meliatskeho bazéna.

Vo východnej časti gemerika sa vyvinula črmeľská skupina (Bajaník et al., 1983) vymedzená Máškom (1959) ako črmeľská séria staropaleozoického veku. Neskôr ju viacerí autori zaradili do karbónu (podľa mikroflóry Snopková určila jej vek ako vrchný turnén – visén) a Bajaník a Vozárová (1983) v nej rozlíšili spodné, stredné a vrchné súvrstvie. Ich litologický obsah spresnil Sasvári (1992). M. Grecula (1998) na základe sedimentologického výskumu v črmeľskej skupine rozlíšil faciálne asociácie troch systémov

(A, B a L) a v obale veporika systém C a D. Kozur a Mock (1995) črmelskú skupinu zahrnuli do novovyčlenenej tektonickej jednotky črmelikum.

Na juhu gemerika vyčlenil Šuf (1936) rožňavsko-železnickú sériu a takmer celú ju pokladal za permskú, kým Andrusov (1953), Mišík (1953) a Fusán (1957, 1959) za karbónsku. Máška (1957b) túto sériu premenoval na železnicko-jasovskú, zaradil ju do vrchného permu a rozdelil ju na tri súvrstvia – hrádocké, zádielské a jelšavské. Podľa Fusána (1959) na juhu gemerika v spodnej časti karbónskych sekvencií je zlepenčovo-bridličnaté súvrstvie s vývojom rožňavských zlepenčov. Vyššiu časť zaberajú dúbavské vrstvy (kryštalický vápenec s polohami diabázových pyroklastík a bridlice), typicky vyvinuté pri Kobeliarove, Dúbrave, Ždiari a v Zádielskej a Šugovskej doline. Najvyššie sú bučinské vrstvy (bridlica, zlepenec s polohami ryolitov a ich pyroklastík).

Bajaník et al. (1981, 1983) a Vozárová a Vozár (1988) horninové súbory mladšieho paleozoika na juhu gemerika nazvali gočaltovskou skupinou a prisúdili jej permský až spodnotriasový vek. Reichwalder (1982) karbonátový vývoj mladšieho paleozoika so sprievodnými klastickými horninami zaradil do meliatskej skupiny. Gočaltovská skupina v spodnej časti obsahuje rožňavské súvrstvie (v podstate vývoj rožňavských zlepenčov, pieskovcov a bridlíc a bučinské vrstvy, ako ho stanovil Fusán) a vyššie štítnické súvrstvie (časť tzv. morského vývoja permu – bridlica, pieskovec, ryolitové horniny), kým podstatná časť patrí meliatskemu vývoju triasu (Kozur a Mock, 1973b).

Permské sekvencie na severe gemerika reprezentuje krompašská skupina (Bajaník et al., 1981). Člení sa na bazálne knolské (zlepenčovo-pieskovcové), petrovohorské (vulkanogénne) a novoveské súvrstvie (bridličnato-pieskovcové). Severogemerický perm podrobne rozčlenil aj Novotný a Mihál (1987).

Mezozoické členy severogemerickej synklinály sa začínajú bridličnato-pieskovcovým súvrstvom, ktorého vzťah k podložným permským sekvenciám sa vysvetľuje ako pozvoľný prechod (napr. Novotný a Mihál, 1987) alebo ako diskordantný (napr. Pecho, 1963). Karbonátové komplexy v nadloží spodného triasu siahajú stratigraficky po karn (Maheľ, 1956a, 1986). Najväčšie zastúpenie medzi nimi majú wettersteinské vápence. V oblasti Jakloviec sa vyskytuje súbor hornín označených ako jaklovecká sekvencia (Mock, 1980), zložená zo spodnotriasových bridličnato-pieskovcových vrstiev v nadloží s dolomitmi, polohami ružového vápenca, ale najmä z charakteristického komplexu zelených a červených silicítov, bazaltov a bridlíc s konodontmi ladinského veku (Ištvan, 1984). V ich nadloží sú rohovcové vápence kordevolského veku. Gaál (1984) v oblasti Jakloviec uvažoval s autochtónnym charakterom jakloveckej sekvencie, miestami presunutej na krátku vzdialenosť. Presunuté vápencové kryhy (napr. na Kurtavej skale a pri starom lome smerom na Margecany) pokladá za trias „silického“ vývoja. V ostatných rokoch nielen oblasť Jakloviec, ale aj severogemerický vývoj triasových sekvencií boli predmetom štúdia a interpretácie viacerých autorov, ktorí podľa vývoja triasových a ojedinelých výskytov jurských sedimentov mali tendenciu vyčleniť v tejto oblasti silicikum alebo aj melanž meliatika (Kozur a Mock, 1995; Havrila a Ožvoldová, 1996; Mock et al., 1998; Mello et al., 2000, a i.).

Mezozoikum v oblasti Kojšova, Opátky, Vyšného hámra pri Dobšinej a iné rudimentárne výskyt prevažne triasových súborov sa prehodnotili pri tvorbe účelových máp v rámci úlohy SGR geofyzika a Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát (Grecula a Kucharič et al., 1992; Kobulský et al., 2001; Kobulský a Grecula in Elečko et al., 2004).

Aj na juhu gemerika v siliciku či v silickom príkrove (Kozur a Mock, 1973a) je spodný trias pieskovčovo-bridličnatý. Karbonáty triasu sa začínajú v anise gutensteinskými vápencami a dolomitmi, steinalmskými vápencami a dolomitmi, potom nadašskými, schreyeralmskými a reiflinskými vápencami, v karne sú wettersteinské a tisovecké vápence, norik reprezentujú furmanecké vápence a rét vápence Bleskového prameňa. V oblasti Bleskového prameňa je aj ojedinelý výskyt jurských hierlatzských, adnetských a škvornitých vápencov a rádiolaritov (Bystrický, 1964; Mello, 1975a, b, 1993, a i.).

V tektonickom podloží silického príkrova je meliatikum (Kozur a Mock, 1973a; Andrusov, 1975; Mock in Rakús a Vozár, 1992; Mello, 1993; Mello et al., 1997). Na viacerých miestach je pozvoľným prechodom spojené s podložnými horninami gočaltovskej skupiny. Podľa údajov z viacerých lokalít má stratigrafický rozsah vrchný perm (?) až stredná – vrchná jura. Sedimentácia v meliatskom oceánskom bazéne sa pravdepodobne skončila pred barémom (Rakús, 1993). Litologický obsah meliatika je lokálne značne odlišný. V spodnej časti meliatskej sekvencie prevláda zelenkavá a piesčitá bridlica, vyššie je zelenkavý vápenec, tmavá bridlica, dolomit a rohovcový vápenec. Vrchný trias je faciálne pestrý. Typické sú bazaltové komplexy, pestré silicity a tmavé pelity s vápencovými vložkami a polohami rohovcového vápenca. Jurské členy sú prevažne flyšoidného charakteru, vo vrchnej časti s olistostrómovou formáciou.

Kenozoické útvary boli od vzniku regionálnej geologickej mapy (Bajaník et al., 1984) predmetom intenzívnejšieho výskumu iba pri tvorbe regionálnych máp. Na okraji regiónu údaje väčšinou pochádzajú z máp, ako je mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny (Kaličiak et al., 1996), Čiernej hory a Braniska (Polák a Jacko et al., 1997), Slovenského krasu (Mello et al., 1997), Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej

kotliny (Mello et al., 2000). Iba v rámci účelových máp geologického prieskumu (zakryté a odkryté mapy) sa zhodnotili prieskumné územia s vývojom terciérnych a kvartérnych sedimentov. Až začiatkom tohto desaťročia Maglay a Pristaš vytvorili autorské originály máp kvartéru (in Kobulský et al., 2001), a tak sa upresnili vývoje neogénu a kvartéru nielen na okraji regiónu, ale aj vo vnútornej časti Spišsko-gemerského rudohoria.

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria a vysvetlivky k nej, ktoré zhŕňajú výsledky veľmi veľkého kolektívu geológov za posledné desaťročia, je súhrnným dielom a jednou z najzložitejších regiónov celých Západných Karpát. Autori vysvetliviek a geologickej mapy sa na uľahčenie orientácie pri štúdiu zložitej geologickej problematiky zahŕňajúcej útvary staršieho a mladšieho paleozoika, mezozoika a kenozoika s množstvom litostratigrafických a tektonických jednotiek vyššieho a nižšieho radu rozhodli uviesť regionálny geologický prehľad územia podľa tektonického členenia a útvarov od najstaršej minulosti až po súčasnosť.

Na geologickej stavbe regiónu Spišsko-gemerského rudohoria sa zúčastňujú hlavne paleoalpínske (predvrchnokriedové) príkrovové jednotky, a to *veporikum*, *gemerikum*, *meliatikum* a *silicikum*. *Paleogénne*, *neogénne* a *kvartérne útvary* už nie sú ich súčasťou, ale ako vekovo mladšie ich v rozličnej miere pokrývajú.

Každá z vyčlenených tektonických jednotiek má samostatné litostratigrafické členenie, lebo sa vyvíjala v odlišných paleogeografických zónach sedimentačného bazéna. Tektonické jednotky sa do terajšej podoby individualizovali ako výsledok variských a alpínskych procesov.

Litostratigrafické jednotky veporika

Litostratigrafické jednotky veporika sú zahrnuté do geologickej mapy len okrajovo v jej západnej časti kryštalinikom kohútskej zóny s vrchnopaleozoickými, prípadne sporadicky mezozoickými horninovými súbormi. Podrobné informácie o ich členení uvádza Bezák (1994).

V hercýnskej stavbe veporika sa za pozíčne najspodnejší považuje *komplex Ostrej* (v zmysle Bezáka, 1982; Bezák et al., 1997). Horninové súbory tohto komplexu – granatické svory lokálne s polohami grafitických metakvarcitov a amfibolitov (hybridný komplex) – zasahujú až do okrajových častí veporika, ktoré sme zobrazili. S komplexom Ostrej vekovo a metamorfne korešpondujúci *klenovecký komplex* má isté litologické osobitosti. V najväčšej miere sú zastúpené albiticko-biotitické pararuly, miestami s menšími polohami ortorúl a svetlých muskovitických bridlíc. Pararuly boli pôvodne pravdepodobne reprezentované drobnými s prímiesou vulkanoklastického materiálu.

Pre kohútsku zónu je charakteristický výskyt nízkometamorfovaných komplexov – bridlíc s metabázikami a magnezitom (*sinecký komplex*) a komplex bridlíc, metapieškovcov a metavulkanitov (*lovinobanský komplex*). Väčšinou plocho a diskordantne ležiace súbory hornín s polohami magnezitu považuje časť autorov za ekvivalent spodnokarbónskej ochtinskej skupiny (napr. Bezák, ed., 1999; Németh et al., 2004).

Podľa Jacka st. a Zacharova (in Polák et al., 1997) zaberá veporické kryštalinikum podstatnú časť chrbta Čiernej hory a patrí medzi alpínsky najintenzívnejšie tektonicky metamorfované úseky kryštalinika Západných Karpát.

Podľa Jacka (1985) sa veporické kryštalinikum Čiernej hory člení na tri litostratigrafické jednotky: spodnú – lodinský komplex, strednú – miklušovský komplex a vrchnú – bujanovský komplex. Styk jednotiek je tektonický a zvýrazňujú ho hrubé zóny fylonitov komplementárnych jednotiek, v ktorých sú často zakorenené aj šupiny obalových sekvencií. V regióne mapy je zastúpený iba lodinský a bujanovský komplex.

Podľa Jacka (ibid.) je pre *lodinský komplex* charakteristický nedostatok granitoidov, detailné prevrásnenie variskej vrásovej stavby a rozsiahla viacetapová diaforéza metamorfítov. Jeho štruktúru aj litologickú osnovu tvoria zóny fylonitov. Základným litotypom lodinského komplexu v celom jeho priebehu sú diafortitizované kremeno-dvojsludové ruly, ktoré sa vyskytujú vo forme šošovkovitých polôh v zónach mylonitov. V menšom rozsahu sa vyskytujú drobnozrnné amfibolity a zriedkavé sú aj granatické amfibolity, ktoré tvoria polohy v jemnozrnných amfibolitoch resp. na ich okrajoch, kde obsahujú vločky ruly.

Bujanovský komplex sa zachoval len rudimentárne pri jz. okraji veporického kryštalinika Čiernej hory a väčšinou sa na viacnásobne exponovaných zónach tektonitov priamo stýka s lodinským komplexom. Na zložení bujanovského komplexu sa zúčastňujú hlavne neskoroorogénne variské granitoidy, ako je biotitický granodiorit a autometamorfovaný granit, biotitické ruly a oftalmické migmatity s podstatným podielom substrátu.

Obalové jednotky veporika, zastúpené permom a spodným triasom, sa v zmysle Vozárovej, Jacka a Poláka začleňujú do *brusnianskeho* a *lúžňanského súvrstvia*. Mladšie mezozoické členy tvoria obalové sekvencie stredného a vrchného *triasu* a *jury*. Ich vzájomný vzťah, nielen s podložnými, ale aj s nadložnými súvrstviami príp. litostratigrafickými členmi a litotypmi, je veľmi často tektonizovaný, a preto v mnohých prípadoch bez podrobnejšieho biostratigrafického datovania veľmi neistý.

Litostratigrafické jednotky staršieho paleozoika – volovská superskupina

Základnou litostratigrafickou jednotkou staršieho paleozoika gemerika je *volovská superskupina* (pomenovanie prevzaté od názvu volovská skupina, Grecula, 1982), ktorá zahŕňa litologické sekvencie staršieho paleozoika zo všetkých príkrovových jednotiek gemerika. Pomenovanie je motivované vrchom Volovec, podľa ktorého sa Spišsko-gemerské rudohorie v geografickej terminológii volá Volovské vrchy. Obsahuje dve litostratigrafické jednotky nižšieho radu, a to *gelnickú* a *rakoveckú skupinu*.

Pôvodné členenie staršieho paleozoika gemerika na uvedené dve jednotky (Matějka a Andrusov, 1931; Andrusov, 1958) sa nechápalo iba v litologickom zmysle, ale tieto názvy sa používali aj na označenie tektonických jednotiek. V tektonických interpretáciách boli ich vzájomné vzťahy u rozličných autorov odlišné, ale litostratigraficky pokladali rakoveckú sériu za mladšiu, primárne resp. aj tektonicky ležiacu po vrásnivo metamorfnej kaledónskej fáze na gelnickej sérii.

Zistenie, že nejde o superponované, ale o synchronne litostratigrafické jednotky so spoločným základným faciálnym vývojom (Grecula, 1970a, b, 1977), ktoré sa ako výsledok rozdielneho geotektonického pozadia odlišujú iba charakterom vulkanizmu vo vrchnej časti litologického profilu staršieho paleozoika, ako aj ich už uvedená dvojnásobnosť boli hlavnými dôvodmi, pre ktoré pôvodné delenie staršieho paleozoika nezodpovedalo zisteným poznatkom. Preto Grecula (1982) navrhol obidve skupiny spojiť do jednej litostratigrafickej jednotky – volovskej skupiny – s tromi superponovanými litostratigrafickými jednotkami nižšieho radu, a to od podložia betliarske, smolnícke a hnilecké súvrstvie, ktoré sa v rovnakom superpozičnom slede vyvinuli v celom sedimentačnom priestore staršieho paleozoika gemerika.

Podrobné geologické práce v rokoch 1982 až 1992 a 1996 až 2001, 2003 až 2004 navrhnuté členenie staršieho paleozoika potvrdili, ale vyčlenili sa aj nové litostratigrafické jednotky, napr. rakovecká ofiolitová suita (Dianiška a Grecula, 1979); klátovská skupina resp. príkrov (Hovorka et al., 1984; Spišiak et al., 1985) a iné, ktoré pomenovali isté litologické súbory predtým začlenené do iných jednotiek. Niektorí autori namiesto termínu skupina použili aj termín sekvencia, komplex a sukcesia. Už dlhodobo sa nejednotne hodnotili aj fylitické komplexy v oblasti obce Štós, doliny Bodvy a Čiernej Moldavy. Zaradováni sa buď do gelnickej, ako aj do rakoveckej skupiny alebo do karbónu. Výskum v ostatných rokoch priniesol viac poznatkov potrebných na ich zaradenie do samostatnej litostratigrafickej jednotky – štóskej skupiny, ktorá je relatívne mladšia ako južná časť gelnickej skupiny (najvrchnejší devón až spodný karbón).

Vzhľadom na uvedené, ako aj preto, aby sa zachovalo vžitú pomenovanie staropaleozoických jednotiek, považujeme za vhodné ponechať názvy gelnická a rakovecká skupina, ale s iným litologickým obsahom, vekom a superpozičným postavením, ako ich definoval Bajanič et al. (1983, 1984), a zahrnúť ich do vyššej litostratigrafickej jednotky – superskupiny s geografickým názvom volovská s použitím skoršieho pomenovania vývoja staršieho paleozoika ako volovská skupina (Grecula, 1982).

Horniny volovskej superskupiny sú regionálne metamorfované prevažne vo fácií zelených bridlíc, ale na mnohých miestach metamorfóza dosahuje až úroveň fácie granatických amfibolitov (Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979; Radvanec, 1992, 1994a, 2005; Faryad, 1986 až 1995, a i.).

Spodná hranica superskupiny nie je známa a primárne podložie sa nezistilo. Spodnokarbónska orogénna fáza zavŕšila vývoj staršieho paleozoika a po časovom hiáte sa na horninách volovskej superskupiny diskordantne uložili mladopaleozoické súvrstvia. Vekové rozpätie (pre nedostatok oporných paleontologických údajov) nie je presne známe. Vrchná hranica siaha maximálne po spodný karbón, pretože najnižšie paleontologicky doložené súvrstvie karbónu z Ochtinej je vrchný visén – namúr A (Kozur et al., 1976). Podľa palynologických údajov (Planderová a Snopková, 1979) je spodná hranica skupiny od kambria po spodný silúr. Najevidentnejšie a najpočetnejšie spoločenstvo sporomorf je silúrske, a to zo súvrstvia, ktoré je superpozične najnižšie (Papšíková a Grecula, 1983; Papšíková et al. in Kobulský et al., 1988), ale najpočetnejšia skupina sporomorf je z najvrchnejšej časti betliarskeho súvrstvia. Preto je reálnejšie uvažovať o vekovom rozpätí volovskej superskupiny vrchný ordovik až najspodnejší karbón (v oblasti sedimentácie rakoveckej a štóskej skupiny), resp. pre strednú a južnú časť gelnickej skupiny s prihliadnutím na geotektonický vývoj staropaleozoického sedimentárneho bazéna iba vrchný ordovik – vrchný devón. Podľa výsledkov výskumu foraminifer a konodontov odobraných z holeckých vrstiev betliarskeho súvrstvia (Vozárová et al., 1998; Soták et al., 1999) by vek gelnickej skupiny mohol byť vrchnokambriový až spodnosilúrsky, čo by sa – podľa nás – mohlo aplikovať iba na časť betliarskeho súvrstvia. Hrúbka superskupiny sa odhaduje na 3 – 5 km.

Podrobnejší historický prehľad o litostratigrafickom členení hornín staršieho paleozoika je v rade prác (Grecula, 1965, 1970a, b, 1977, 1982, 1984; Bartalský et al., 1975; Grecula et al., 1995 až 2006, a i.).

Horniny volovskej superskupiny sa pri variských tektonických udalostiach zoskupili do príkrovových a prešmykových jednotiek a do dnešnej podoby sa dotvorili počas alpínskych fáz. Od severu je to rakovecký, kojšovský, mnišský, prakovský, humelský, jedľovecký a medzevský príkrov.

GELNICKÁ SKUPINA

Staršie paleozoikum gemerika charakterizujeme pri gelnickej skupine, pretože, ako sme už uviedli, základný faciálny vývoj bol spoločný pri gelnickej a rakoveckej skupine, najmä pokiaľ ide o spodné súvrstvia (betliarske a smolnícke). Odlišný faciálny vývoj je vo vrchnom, hnileckom súvrství, a to ako odraz geotektonického vývoja v rakoveckom sedimentačnom priestore – sedimentácie v okolí strednooceánskeho chrbta.

Betliarske súvrstvie (*synonymum súvrstvie čiernych fylitov*)

Betliarske súvrstvie má veľmi redukovanú hrúbku a nekompletný vývoj. Jeho spodná časť nie je známa, pretože nie je známe ani jeho primárne podložie. Vrchná hranica je so smolníckym súvrstvom pozvoľná.

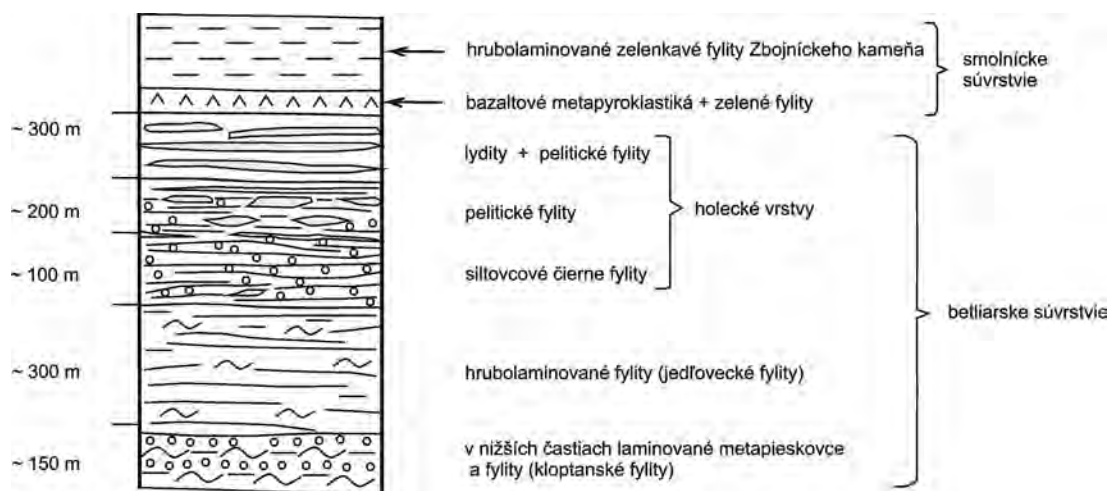
Súvrstvie je z litologického, tektonického, ložiskového, ako aj geofyzikálneho hľadiska vodiacim horizontom staršieho paleozoika. Skladá sa prevažne z čiernych metapelitov. V ich rámci sú hrubolaminované typy s prevahou psamitickej zložky typické pre oblasti rozšírenia humelského, kojšovského a rakoveckého príkrovu podobne ako tenkolaminované a pelitické členy pri ostatných tektonických jednotkách. Zastúpenie organickej substance resp. šupiniek grafitu vo vyššie metamorfovaných typoch je veľmi rozdielne, a to od 1 do 7 %, pričom obsah 12 % je veľmi zriedkavý. Tmavosivá až čierna farba je charakteristická pre všetky typy okrem silnejšie metamorfovaných súvrství, ktoré sa „vybielujú“. Hrubolaminované kremenité fylity sme pre nápadne odlišný vývoj a rozdielne geografické prostredie pomenovali ako kloptanské fylity v humelskom a belianske v kojšovskom a rakoveckom príkrove, teda v severnej časti gelnickej a v rakoveckej skupine. Pelitické typy čiernych fylitov sme označili ako jedľovecké fylity (Grecula, 1982).

V súvrství čiernych fylitov sú vložky sivých drobnozrnných metapsamitov, najmä v laminovaných typoch. Vďaka hlbokému erozívnemu zrezu sa v najspodnejších častiach súvrstvia zriedka vyskytujú aj sivé až čierne gravelity s obliakmi veľkými 3 – 5 mm. Tvoria niekoľko m až desiatky m hrubé polohy. Vo vrchnej časti súvrstvia sa na prechode do nadložného smolníckeho súvrstvia často striedajú zelenkavé aj čierne typy fylitov. Vložky sivozelenkavých fylitov sa sporadicky vyskytujú aj v nižšej časti betliarskeho súvrstvia.

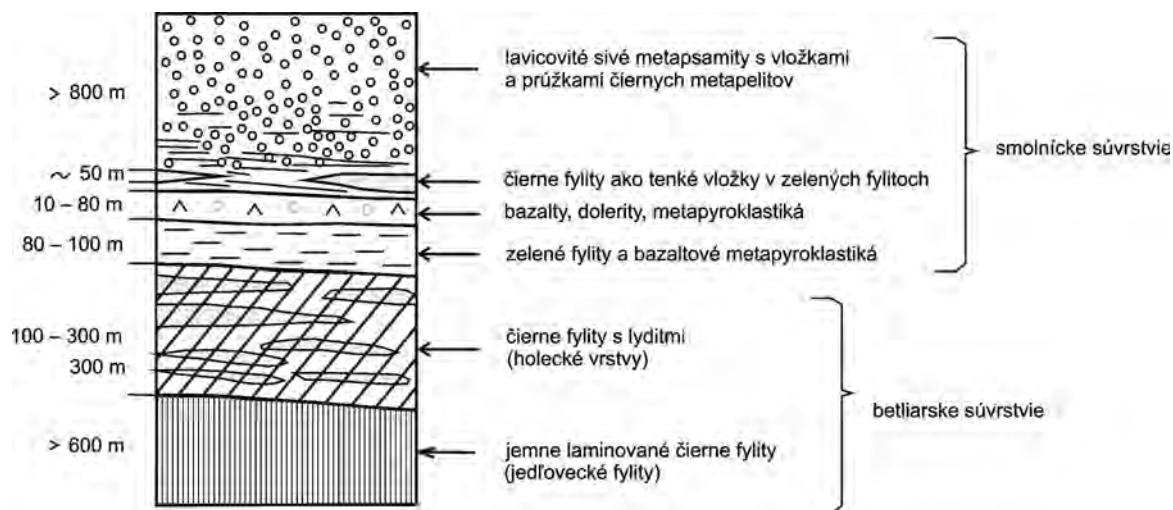
Najvyššiu časť litostratigrafického profilu betliarskeho súvrstvia tvoria holecké vrstvy a v nich dva významné horizonty, a to lyditový a karbonátový, z ktorých karbonátový je vyvinutý iba lokálne.

Lyditový horizont má v superpozičnom slede staršieho paleozoika vo všetkých čiastkových príkrovoch betliarskeho súvrstvia rovnaké postavenie. Tvoria ho pelitické čierne fylity s vrstvičkami až polohami čiernych afanitických lyditov (zriedkavejšie bielosivých lyditov). Pomer lyditov k fylitom miestne veľmi kolíše tak v prospech čiernych fylitov, ako aj lyditov. Lyditový horizont (spolu s karbonátovým) je významnejším stratigrafickým horizontom staršieho paleozoika a z neho pochádza najviac palynologických údajov o veku vrchný silúr – spodný devón. Lyditový horizont nie je všade vyvinutý a holecké vrstvy sú aj bez lyditov.

Spolu s lyditmi v čiernych fylitoch a lyditoch sa v obmedzenom množstve vyskytujú aj vulkanické produkty kyslého a intermediárneho charakteru, a to ako pyroklastiká, resp. lapily až bomby. Priestorová spätosť lyditov s vulkanitmi a striedanie obidvoch typov hornín ich umožňuje zaradiť medzi vulkanosilicity resp. hydrotermálne silicity. Podobne ako lydity ani vulkanické horniny nemajú v súvrství rovnaké zastúpenie. Celkovo je ich výskyt



Obr. 4. Litologický vývoj vrchnej časti betliarskeho súvrstvia humelského príkrovu medzi Smolníckou a Šťofovou dolinou pozdĺž profilu PF-57/163,0 – 197,0 (Grecula, orig.).



Obr. 5. Litostratigrafická kolónka lokality Jedľovec pozdĺž profilu PF-52 (Grecula, orig.).

v porovnaní s nadložným súvrstviem nepatrný a vulkanickú činnosť často reprezentuje iba rozptýlený explozívny vulkanický materiál a vulkanosilicity.

Karbonátový horizont holeckých vrstiev v betliarskom súvrství je v jeho najvrchnejšej časti a najrozšírenejší je v humelskom príkrove. Zvyčajne ho sprevádzajú bazické pyroklastiká alebo karbonáty ich obsahujú len v rozptýlenej forme a v pásikoch – pružkách.

Stanoviť hrúbku betliarskeho súvrstvia je veľmi ťažko, pretože ako plastický súbor hornín podľahol pri vrásnení a príkrovovom nasúvaní veľkým zmenám. To sa odráža aj v jeho povrchovom plošnom zastúpení, kde tvorí buď veľmi tenké (tektonicky redukované) alebo aj široké (tektonicky nakopené) pásma. Podľa geologickej mapy, rezov a technických prác usudzujeme na hrúbku 800 – 1 500 m známeho vývoja betliarskeho súvrstvia.

Vek súvrstvia podľa palynologických údajov citovaných pri opise volovskej superskupiny je pravdepodobne (? ordovik) silúr až spodný devón.

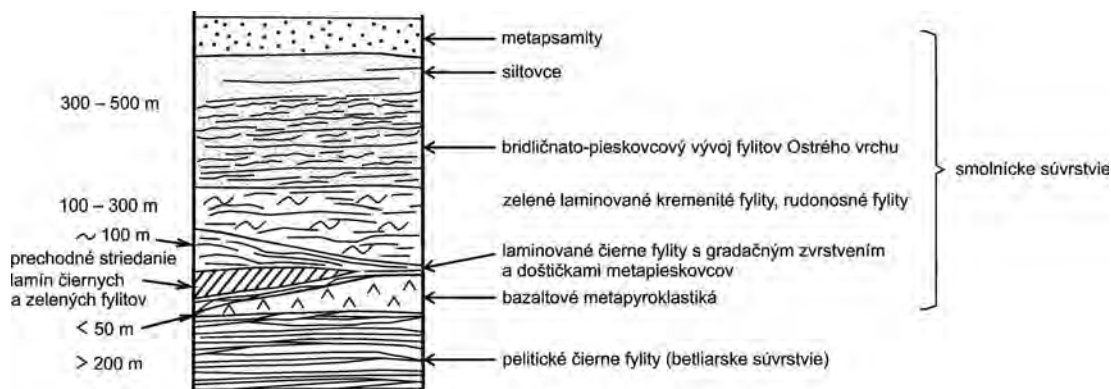
Smolnícke súvrstvie (synonymum súvrstvie zelenkavých fylitov)

Smolnícke súvrstvie nemá v doterajších schémach iných autorov rovnocenný ekvivalent. Má iba niektoré spoločné znaky s vlachovskými vrstvami resp. vlachovským súvrstviem (Snopko, 1957; Ivanička et al., 1978, 1986). Iba čiastočne zodpovedá smrečinskému súvrstviu v rakoveckej skupine (Bajaník et al., 1981).

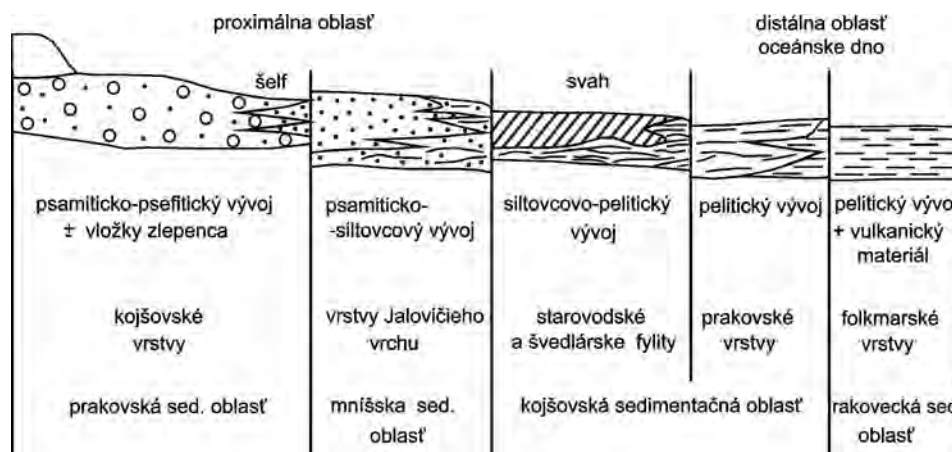
Spodná hranica súvrstvia s betliarskym je pozvoľná. Zvyčajne sa začína prechodným horizontom premenlivej hrúbky (20 – 200 m), v ktorom sa striedajú laminy, pružky a polohy čiernych a zelených fylitov alebo aj metapsamitov.

Hranica s vrchným (hnileckým) súvrstviem je opäť väčšinou pozvoľná a začína sa striedaním polôh zelenkavých fylitov a vulkanických hornín alebo komplexom vulkanických hornín hrubým stovky m.

Litologický obsah súvrstvia je veľmi rozmanitý. Jeho hlavným predstaviteľom sú zelenkavé fylity, reprezentované najčastejšie chloriticko-sericitickými fylitmi s pelitickými, laminovanými a kremenitými typmi,



Obr. 6. Vývoj smolníckeho súvrstvia medzevského príkrove v doline Porče pozdĺž profilu PF-54 (Grecula, orig.).



Obr. 7. Faciálny model smolníckeho súvrstvia v severných príkrovoch gemerika (Grecula, orig.).

ďalej tmavozelené chloritické fyllity (v podstate diabázové jemnozrnné tufity) a sericitické fyllity. V spodnej časti súvrstvia sú aj grafiticko-sericitické fyllity, a to v spodnom, prechodnom horizonte s betliarskym súvrstvom.

Fialové a olivovozelené pelitické fyllity tvoria miestami aj desiatky metrov hrubé komplexy. Zvyčajne sa striedajú so zelenými fyllitmi a diabázovými pyroklastikami a sú späté s prejavmi diabázového vulkanizmu.

Uvedené typy fyllitov sme podľa charakteristického petrografického zloženia, faciálneho vývoja a geografického rozšírenia pomenovali podľa miestnych názvov ako medzevské vrstvy (laminované fyllity), prakovské vrstvy (olivovozelené tenkolaminované pelitické fyllity), hutnodolinské fyllity (sivozelené pelitické fyllity s laminami psamitov a tufitov), vrstvy (fyllity) Jalovičieho vrchu (siltovcové fyllity s flyšovými textúrami), fyllity Ostrého vrchu (peliticko-siltovcové s vrstvičkami psamitov), smolnícko-hutianske rudonosné (spodný rudonosný horizont) a mníšske rudonosné fyllity (vrchný rudonosný horizont). Fáciu zelených pelitov v rakoveckej skupine označujeme ako folkmarské (fyllity) a žltozelenkavé kremenité fyllity ako zlatníckodolinské vrstvy (fyllity).

V súvrství zelenkavých fyllitov sú aj metapsamity vytvárajúce menšie vločky alebo aj hrubé a veľmi charakteristické flyšové komplexy. Sú bielosivé, sivé a sivozelenkavé. Lokálne zastupujú podstatnú časť smolníckeho súvrstvia. Nazývame ich kojšovské vrstvy (metapsamity). V súvrství sú aj jaspilitové kvarcity geneticky späté hlavne s diabázovým vulkanizmom, ale vyskytujú sa aj v súvrství kyslých pyroklastík.

Vulkanické horniny sú v súvrství zelenkavých fyllitov hlavne v jeho spodnej časti, a to v spodnom pestrom vulkanickom komplexe. Prevažujú bazické pyroklastiká, ale tam, kde sa vyskytujú iba ojedinele, ich zastupujú pyroklastiká kyslej povahy. Hrúbka vulkanických hornín je veľmi rozdielna (5 – 120 m), ale pre spodnú časť smolníckeho súvrstvia charakteristická. Spodný pestrý vulkanický komplex v rakoveckej skupine sme pomenovali ako nálepkovský pestrý vulkanický komplex. Vrchný pestrý vulkanický komplex nie je výrazne vyvinutý.

Litologická náplň súvrstvia v príkrovoch je rozdielna, čo tiež pomáha odlišovať príkrovy. Tieto litologické zmeny sú najmä naprieč (v smere S – J) na priebeh tektonických a litologických jednotiek (obr. 6), ale v pozdĺžnom smere po celej dĺžke gemerika si litologický charakter zachovávajú. Zjednodušene možno povedať, že južnejšie príkrovy majú psamiticejšie a severnejšie peliticejšie vývoj. Z toho vychodí, že litologicko-faciálne pomery smolníckeho súvrstvia pozdĺž príkrovov sú pomerne stabilné a sú jedným z kritérií na vyčlenenie sedimentačných zón a tektonických jednotiek.

Vek smolníckeho súvrstvia sa doteraz nepodarilo stanoviť ani približne. Leží v nadloží betliarskeho súvrstvia, je teda mladšie, azda spodný až stredný devón, pretože nad ním je ešte hnilecké súvrstvie, ktoré môže siahať maximálne po visén.

Hnilecké súvrstvie (*synonymum vulkanické súvrstvie*)

Hnilecké súvrstvie má najviac spoločných znakov s pačianskymi vrstvami (Snopko, 1957). Sykavské súvrstvie v rakoveckej skupine (Bajaník et al., 1981) je teda lokálnym vývojom podstatnej časti hnileckého súvrstvia a pomenúvame ho sykavský bazaltový (diabázový) komplex. Vyššie metamorfovaný súbor bazaltového komplexu rakoveckej skupiny v oblasti Klátova, Slovínok, Rudnianska a Dobšinej v zmysle staršieho pomenovania označujeme ako klátovský amfibolitový komplex (Dianiška a Grecula, 1979).

Hranica hnileckého súvrstvia s podložným smolníckym súvrstvom je pozvoľná (charakteristika prechodného horizontu je pri opise smolníckeho súvrstvia).



Obr. 8. Hnilecké a smolnícke súvrstvie mnišského príkrovu na z. svahu Jalovičieho vrchu pozdĺž profilu PF 53/222,8 – 205,6 (Grecula, orig.).

Vulkanické súvrstvie je litologickou náplňou podobne ako aj súvrstvie čiernych fylitov najtypickejším súborom hornín staršieho paleozoika. Skladá sa v podstate z vulkanických produktov, ale medzi nimi sú aj polohy zelenkavých fylitov, hlavne v nižšej časti súvrstvia.

Spodná časť súvrstvia (vrchný pestrý vulkanický komplex) sa pozvoľna vyvíja zo súvrstvia zelenkavých fylitov. Na báze sú najčastejšie diabázové pyroklastiká. Diabázov je menej. Hrúbka komplexu je od niekoľko do 150 m. Početné sú aj kremenité keratofýry a ich pyroklastiká. S týmto horizontom vulkanitov je priestorovo spätá aj stratiformná polymetalická sírniková formácia, napr. v oblasti Mníška n/Hnilcom.

Hlavnou horninovou náplňou hnileckého súvrstvia v gelnickej skupine sú pyroklastiká acidných a intermediárnych členov. Výlevy ryolitov sú najčastejšie medzi Mníškom n/Hnilcom a Kojšovom. V severných príkrovových jednotkách sú produkty kyslého vulkanizmu laterálne vystriedané bázickými pyroklastikami a zriedkavejšie diabázmi. Vulkanizmus v rakoveckom príkrove má charakter spilitovo-keratofýrovo-diabázovej formácie (Bajaník, 1976). Kyslé vulkanické horniny (hlavne kremenité keratofýry a ich pyroklastiká) sú v severných príkrovoch častejšie iba v pestrom vulkanickom komplexe na báze hnileckého súvrstvia. Vo vyššej úrovni sú ojedinele.

Hnilecké súvrstvie členíme na nižšie litostratigrafické jednotky, a to v gelnickej skupine na vrchný pestrý vulkanický komplex a gelnický porfyroidový komplex s helcmanovskými ryolitmi.

Vek hnileckého súvrstvia nie je presnejšie určený. Radiometricky zistených vekov (Pb/U) zo zirkónov ryolitov je málo a s rozptylom od 350 po 420 mil. rokov (Semenenko et al., 1977). Vrchnú hranicu limitujú uloženiny karbónu (vrchný visén – spodný namúr; Kozur et al., 1976) resp. štóska skupina na juhu gemerika. Predtým treba počítať ešte s deformačnou tektonickou fázou medzi starším a mladším paleozoikom. Z toho vychodí, že hnilecké súvrstvie, ktoré je superpozične nad smolníckym, azda vzniklo vo vrchnom devóne a v rakoveckej sedimentačnej oblasti pravdepodobne siaha až do najspodnejšieho karbónu.

RAKOVECKÁ SKUPINA

Betliarske súvrstvie

Betliarske súvrstvie reprezentujú hrubolaminované čiernosivé metapelity a metasiltovce, zriedkavejšie metapsamity pomenované ako belianske fylity. Vyskytujú sa tak v kojšovskom (časť gelnickej skupiny), ako aj v rakoveckom sedimentačnom priestore. Na rozdiel od betliarskeho súvrstvia v gelnickej skupine sa v rakoveckej skupine nevyvinuli hrolecké vrstvy (čiernie metapelity s lyditmi a karbonátmi). Tie by mohla predstavovať iba najvrchnejšia časť betliarskych fylitov, ktorá sa skladá z niekoľko metrov, až prvých desiatok metrov hrubých čiernych fylitov, väčšinou bez lyditov. Belianske fylity možno čiastočne porovnať so smrečinským súvrstvom (Bajaník et al., 1981).

Smolnícke súvrstvie

Mohutný spodný pestrý vulkanický komplex, ktorý je v spodnej časti súvrstvia, sme v rakoveckej skupine pomenovali ako nálepkovský pestrý vulkanický komplex.

Pelitickej vývoj sedimentov zelenkavej farby s prejavmi bázického vulkanizmu (popol) z kojšovského sedimentačného priestoru (gelnická skupina) pokračuje aj do rakoveckého priestoru, kde sú podstatne častejšie cm až dm vložky až m polohy diabázových pyroklastík vo folkmarských vrstvách (fylitoch). Folkmarské fylity sú tmavozelené, žltozelené s pozvoľnými prechodmi, resp. farebná rozdielnosť je šmuhovitá, šošovkovitá

a nepravidelná. Fylity majú často vzhľad zhúžvaných hornín so zhlukmi kremeňa a chloritu. Zastúpenie bazaltových pyroklastík aj fialových typov v pelitoch je miestne veľmi rozdielne. Fialové fylity sú zvyčajne v asociácii s bazaltovými metapyroklastikami a miestami aj s hematitovými kvarciti.

Laterálnym ekvivalentom folkmarských vrstiev (fylitov) sú žltozelenkavé a žltosivé kremenité fylity (zlatníckodolinské vrstvy) s polohami jemnovrstvičkovitých žltosivých kvarcitov (pravdepodobne vulkanosilicity). Zlatníckodolinské vrstvy sú v spodnej časti folkmarských fylitov a pravdepodobne môžu zastupovať aj spodný pestrý vulkanický komplex v gelnickej skupine. Folkmarské vrstvy možno so smrečinským súvrstvom porovnávať iba čiastočne (Bajaník et al., 1981). Metamorfóza smolníckeho súvrstvia je väčšinou vo fácií zelených bridlíc.

Hnilecké súvrstvie

Hnilecké súvrstvie v rakoveckej skupine reprezentuje sykavský bazaltový a klátovský amfibolitový komplex. Pomenovanie sme prevzali z pomenovania sykavského súvrstvia (Bajaník et al., 1981). Názov klátovské amfibolity resp. klátovský amfibolitový komplex použil Dianiška a Grecula (1979), Grecula (1982) a neskôr aj Hovorka et al. (1984) a i.

Vulkanizmus hnileckého súvrstvia v rakoveckom príkrove má charakter spilitovo-keratofýrovej formácie (Bajaník, 1976). Pyroklastický materiál výrazne prevažuje nad výlevnými formami. Ojedinele sa vyskytujú gabrá (napr. Hnilčík, Grajnár a i.). Vulkanické horniny sa často striedajú s vrstvičkami a polohami zelených a fialových fylitov. Pyroklastiká sú často karbonatické, inokedy „očkaté“, spôsobené zhlukmi živcov a chloritu, zriedka aj kremenno-živcovou alebo karbonátovou hmotou. Po zvetraní majú mandľovcovitý vzhľad.

Kremenité keratofýry a ich pyroklastiká sú v najspodnejších častiach sykavského bazaltového komplexu a sú aj súčasťou nálepkovského pestrého vulkanického komplexu, ktorý koreluje so spodným pestrým vulkanickým komplexom gelnickej skupiny.

Klátovský amfibolitový komplex obsahuje amfibolity a ruly ako samostatné polohy, ale ruly sú najčastejšie v asociácii s amfibolitmi a striedajú sa vo vrstvách alebo aj hrubších polohách. Vložky folkmarských fylitov v amfibolitoch sú zriedkavé a zvyčajne sa vyskytujú na hranici medzi betliarskym súvrstvom a klátovským amfibolitovým komplexom. Z povrchových údajov a z vrtov v oblasti Klátova a Košickej Belej sa zistilo, že medzi belianskymi fylitmi (v podloží) a amfibolitom sa vyvinul pestrý vulkanický komplex s polymetalickou mineralizáciou viažuci sa najmä na kremenité keratofýrové metapyroklastiká (kremenno-živcovú rulu) a tmavozelené kryštalické fylity, ktoré sú ojedinele karbonatizované. Hrúbka je desiatky metrov.

Hranica rulovo-amfibolitového komplexu s ostatnými horninami rakoveckej skupiny je rôzna. Ostrý, tektonický styk je severne od Dobšinej a západne od Krompách. V oblasti Klátov – Opátka – Košická Belá je hranica ostrá, iba ak je komplex v nadloží betliarskeho súvrstvia (belianske vrstvy), ale aj tu na prechode je spomenutý horizont so stratiformným zrudnením a podložné belianske fylity sú silne rekryštalizované, miestami až rulovitého charakteru. Klátovský amfibolitový komplex vo vzťahu k sykavskému bazaltovému komplexu pre postupné vyznievanie amfibolitovej fácie metamorfózy nemá jasné hranice. V celom pruhu od Opátky po Krompachy sú súvislé úseky s vyššie metamorfovanými diabázovými horninami, ktoré sa minerálnym zložením – štruktúrne približujú amfibolitom resp. rulám. Preto nepovažujeme za opodstatnené ani vyčlenenie amfibolitov a rúl do samostatnej litostratigrafickej jednotky – klátovskej skupiny (Spišiak et al., 1985a). Možno uvažovať o tektonickej štruktúre, najskôr o prešmyku resp. o násunovom elemente, napr. v oblasti Dobšinej a Krompách v rámci vyššej tektonickej jednotky – rakoveckého príkrovu, a to bez ohľadu na to, či je metamorfóza regionálna alebo oceánskeho dna, resp. na svahu stredoocéánskeho chrbtu.

Litostratigrafické jednotky mladšieho paleozoika

Charakteristika karbónskych resp. mladopaleozoických súvrství gemerika a predovšetkým ich litologická náplň a superpozičné vzťahy naznačujú dosť výrazné odlišnosti v ich priestorovom rozmiestnení. Viaceré litologické súbory vo východnej časti gemerika sú rovnaké alebo podobné tým, ktoré sa vyskytujú na západe gemerika, hoci nie sú a pravdepodobne ani v čase vzniku neboli súvisle prepojené. Horninová asociácia, v ktorej sa tieto rovnaké či podobné horninové súbory vyskytujú, je však v dnešných miestach výskytu mladopaleozoických súvrství gemerika dosť rozdielna. Naznačuje to, že faciálny vývoj mladšieho paleozoika sa zásadne odlišuje od staropaleozoického faciálneho vývoja, pretože fácie staršieho paleozoika majú regionálne (celogemerické) rozšírenie. Takéto rozdiely vo vývoji mladšieho paleozoika sú dávno známe a zvýraznil ich napr. Máška (1957), Fusán (1957, 1959), Mahel (in Mahel et al., 1967), Vozárová a Vozár (1988) a iní.

ŠTÓSKA SKUPINA

Súbor fylitov vyskytujúci sa v širšom okolí Čiernej Moldavy sa v minulosti označoval ako „štósky“ vývoj (Andrusov, 1958; Klinec, 1959), ale s neistým litostratigrafickým a tektonickým postavením. Neskôr ich Reichwalder (1969a, b) považoval za mladšie ako staropaleozoické fylity gelnickej série. Podobne aj Bajaník et al. (1981) pôvodný „južný vývoj rakoveckej série“ začlenili do štóskeho súvrstvia. Neskôr (l. c., 1984) štóske súvrstvie pokladal za samostatnú jednotku gemerika. Grecula (1965, 1965a, 1970, 1982), Grecula et al. (in Kobulský et al., 2001) ich ako štóske fylity začlenili do smolníckeho súvrstvia, ale v ostatnom čase ich považujú za mladšie, ako sú typické staropaleozoické komplexy – a to podobne ako viacerí ďalší autori (napr. Reichwalder, 1969a, b; Mello et al., 1997). Tektonický vzťah štóskych fylitov (v severnej časti styku) k medzevským a k betliarskemu súvrstviu sa na mnohých miestach v oblasti Štósu overil geofyzikálne (Grecula et al., 1981) a neskôr potvrdil aj seizmicky v okolí seizmického profilu G-1, kde Vozár et al. (1998) štóske súvrstvie pokladá za samostatnú tektonickú jednotku a prezentuje ju ako príkrov alebo šupinu. Podľa našich údajov sa vzťah „štóskych fylitov“ na iných miestach javil ako pozvoľný prechod do ostatných fylitických súborov. Ide o nevýraznú skrytú diskordanciu (napr. v oblasti Pipitky).

Fylitické súbory v oblasti Štósu sú v súčasnosti redefinované a začlenené do litostratigrafickej jednotky v paleozoiku gemerika – štóskej skupiny (vrchný devón ? – spodný karbón).

ČRMELSKÁ SKUPINA

Črmelskú skupinu vyčlenil Máška (1957b) a neskôr ju definoval Grecula (1972, 1982), Bajaník et al. (1983), Sasvári et al. (in Polák et al., 1997), M. Grecula (1998) resp. Kozur a Mock (1995). Väčšinou sa pokladá za mladšie paleozoikum – karbón. Skupinu členíme na spodné kopaninské súvrstvie, ktoré predstavuje hruboklastický vývoj, vyššie peliticko-psamitický vývoj s karbonátmi (bankovské súvrstvie). Vrchnú časť skupiny tvorí zlatopotocké súvrstvie reprezentované zelenými laminovanými fylitmi, polohami pieskovca a zeleného polymiktného zlepenca. Bajaník et al. (l. c.) ju rozčlenili na spodné, stredné a vrchné súvrstvie.

Črmelská skupina je v značne komprimovanej košicko-margecianskej tektonickej zóne s tektonicky redukovanými vývoji. Obsahuje veľa spoločných faciálnych znakov so severogemerickou a západogemerickoveporickou oblasťou. Predovšetkým je to rimavický vývoj na svahu veporickej Čiernej hory s intímnym vzťahom s karbonátovým ružínskym vývojom. Je tu aj obdoba slatvinského vývoja – čierne a zelené bridlice so zlatopotockým súvrstviem s rudnianskym vývojom – polohy zeleného zlepenca a pieskovca. Ochtinský vývoj sa podobá vývoju v bankovskom súvrství črmelskej skupiny.

OCHTINSKÁ SKUPINA

Hrádocké súvrstvie sa v rámci ochtinskej skupiny považuje za najspodnejšie. Jeho bazálnu časť tvorí tmavosivý metapieskovec s vložkami silne kremenitej bridlice s flórou turnén – visén (Planderová a Bajaník, 1985). V nadloží sa lokálne (Rochovce) vyskytuje metazlepenec. Vyššiu časť súvrstvia tvorí mocný súbor sericiticko-grafitických fylitov s vložkami metapieskovca, tenkými telesami metabazaltov. Vo vrchnej časti skupiny (lubenícke súvrstvie) sa šošovkovité telesá karbonátov miestami zmenili na magnezit (Veľká Šteň, Martin Šebok). Nad karbonátmi (prvý magnezitový horizont) sú sivé a zelené fylity s vložkami vápenca a potom hrubý (100 – 200 m) horizont metabazaltov a ich vulkanoklastík. Vrchnú časť ochtinskej skupiny tvorí hlavný magnezitový horizont s najvýznamnejšími ložiskami magnezitu gemerika. Magnezitový horizont obsahuje aj vložky čiernej bridlice, dolomitu a slieňa.

DOBŠINSKÁ SKUPINA

Dobšinská skupina je charakteristická pre severnú časť karbónu gemerika. Ochtinské súvrstvie z nej vyčlenila Vozárová (1996) ako samostatnú litostratigrafickú jednotku (ochtinská skupina), hoci podobné vývoje sú aj v novodefinovanej dobšinskej skupine a môžu byť ekvivalentom ochtinskej skupiny (napr. karbonáty severne od Dobšinej, oblasť Mlynky – Rudňany a i.). Podrobné geologické a geofyzikálne práce v rokoch 1986 – 1992 (Grecula et al., 1979, 1985, 1991, 1992, 1992a) a neskôr potvrdili základné litologické súbory dobšinskej skupiny, ale ich superpozícia v zmysle nových prác je rozdielna. Zásadný rozdiel je v tom, že zlatnícke súvrstvie je v karbónskom slede najvyššie, a teda nad hámorským súvrstviem. Rudnianske súvrstvie je vyvinuté iba lokálne, najčastejšie ako bazálne.

Hámorské súvrstvie

Hámorské súvrstvie ako hámorské vrstvy opísal Máška (1958) a podľa mikroflóry sa vekovo zaraduje do vestfálu D až spodného stefanu (Ilavská, 1965; Planderová in Bajaník et al., 1983). Súvrstvie je súborom cyklicky sa striedajúceho drobnozrnného zlepenca, pieskovca, piesčitej až pelitickej tmavej bridlice. Vyskytuje sa hlavne v Dobšinskom potoku, ale nekompletné možné ekvivalenty aj na iných miestach v severnom a severovýchodnom okraji pásma mladšieho paleozoika gemerika. Lokálne obsahuje karbonáty a slojky antracitu. Materiál hámorského súvrstvia pochádza prevažne z komplexov veporika.

Rudnianske súvrstvie

Rudnianske súvrstvie sa vyznačuje prevahou hruboklastických sedimentov. Polymiktný zlepenec je na báze súvrstvia a má veľmi rozdielnu hrúbku. V Dobšinej je to iba niekoľko m, ale s významným nálezom vestfálskych fosílií (Rakusz, 1932). Pre zlepenec je typická prítomnosť dobre opracovaných obliakov ruly, dioritu, amfibolitu a iných hornín podložia. Zlepenec vo vrchnej časti obsahuje polohy sivohrdzavého pieskovca a tmavej bridlice. Rudnianske súvrstvie je laterálnym ekvivalentom hámorského súvrstvia a priestorovo sa viaže na podložné súvrstvia volovskej superskupiny, najčastejšie na horniny rakoveckej skupiny.

Zlatnícke súvrstvie

Zlatnícke súvrstvie sa pozvoľne vyvíja z rudnianskeho resp. hámorského súvrstvia a podľa Vozárovej a Vozára (1988) predstavuje vulkanickosedimentárny súbor vyznačujúci sa výskytom metabázických hornín (bazalty a ich pyroklastiká). Vulkanické horniny sa predtým pokladali za rakoveckú sériu, až Ogurčák (1954) ich začlenil do karbónu s polohami tmavej sericitickej bridlice a s vložkami dolomitu. V súčasnosti súvrstvie interpretujeme ako redeponované horniny podložnej rakoveckej skupiny vo forme zelených pelitov, jemnozrnného až hrubozrnného pieskovca a gravelitov. Prítomnosť karbónskych bazaltov sa nepotvrdila. Značná časť súvrstvia sa predtým zaradovávala do dúbavských vrstiev (Fusán, 1959). Fauna a flóra zo spodnej časti týchto vrstiev je podľa viacerých autorov veku vestfál A až spodná časť vestfálu C (Rakusz, 1932; Bouček a Příbyl, 1960; Němejce, 1947; Tenčov, 1984; Kozur et al., 1976).

Keďže fauna a flóra sú zo spodnej časti zlatníckeho resp. z vrchnej časti rudnianskeho súvrstvia a mikroflóra z hámorského by ho zaradovávala až do vrchného vestfálu a spodného stefanu, je dôvod uvažovať o tom, že podstatná časť zlatníckeho súvrstvia sedimentovala v období stefanu.

GOČALTOVSKÁ SKUPINA

Gočaltovská skupina v južnej časti gemerika reprezentuje mladopaleozoicko-spodnotriasový vývoj ležiaci na staropaleozoickom podklade. Podľa Ivaničku a Snopka (in Bajaník et al., 1983; Ivanička et al., 1989) bezprostredným podložím gočaltovskej skupiny je drnavské súvrstvie gelnickej skupiny (vrchný silúr až spodný devón) a štóske súvrstvie. Gočaltovská skupina sa skladá z troch terigénnych súvrství – rožňavského a štítnického (Vozárová a Reichwalder in Bajaník et al., 1981) a novovyčleneného čiernomoldavského súvrstvia, ktoré leží na horninách štóskej skupiny a je veľmi pravdepodobne laterálnym vývojom rožňavského súvrstvia. Nevylučujeme ani možnosť, že v území, kde je čiernomoldavské súvrstvie vyčlenené, reprezentuje celú gočaltovskú skupinu. Najspodnejšie javorovodolinské vrstvy čiernomoldavského súvrstvia sú zo sivého a čierneho pieskovca s vložkami sivej bridlice. Vyššie chotárnodolinské vrstvy obsahujú sivozelený kremenec, pieskovec a zriedka aj zlepenec. Osadnícke vrstvy reprezentujú redeponované kyslé pyroklastiká a zelený pieskovec (redeponované staropaleozoické vulkanické horniny), často s hematitom a spekularitom. Miestami je aj zelený zlepenec. Rožňavské súvrstvie sa vyvinulo západne od výskytu čiernomoldavského a leží na rozličných členoch gelnickej skupiny a je zlepenecovo-pieskovcové. Nadložné štítnické súvrstvie je bridličnato-pieskovcové, vo vrchnej časti s vložkami dolomitického vápenca. Vek gočaltovskej skupiny by mal byť vrchnokarbónsky až spodnotriasový.

KROMPAŠSKÁ SKUPINA

Nové poznatky z regionálnych geologických prác konfrontované s detailnými prácami v severogemerickom perme (Uranpres, s. r. o.), potvrdzujú členenie hornín permu v zmysle Novotného a Mihála (1987), Bajaníka et al. (1981). Skupina sa od podložia do nadložia člení na tri oblastné litostratigrafické jednotky – knolské, petrovohorské a novoveské súvrstvie. Kompletný vývoj skupiny je v severnej časti gemerika, kým v košicko-margecianskej je tektonicky intenzívne redukovaný. Bazálne členy skupiny v území Kojšov – Folkmarská skala

pravdepodobne prekračujú až hranicu perm – spodný trias s prechodom do spodného alebo do stredného karbonatického triasu (Grecula et al., 1992).

Knolské súvrstvie

Knolské súvrstvie, s prevahou sedimentov terigénneho pôvodu, hlavne vrstiev zlepenca, pieskovca a aleurolitov, sa delí na muránske zlepenca a markušovské pieskovce. V spodnej časti markušovských pieskovcov je slivnícky horizont šošovkovitého vývoja, ktorý tvoria zelené a zelenosivé aleurity, vrstvy pieskovca a drobnozrnného zlepenca. Typickým znakom horizontu je sulfidická Cu mineralizácia so zriedkavými U minerálmi.

Petrovohorské súvrstvie

Petrovohorské súvrstvie sa vyznačuje nerovnakým, v niektorých oblastiach až prevládajúcim podielom vulkanoklastického materiálu v sedimentoch, výskytom tufu a aglomerátov (Novotný et al., 1986; Novotný a Mihál, 1987). Vulkanickosedimentárny komplex sa delí na nižšie členy (odspodu): čiernohorské zlepenca, spodné prechodné vrstvy, hutiansky vulkanický komplex, oligomiktné vrstvy, vrchné prechodné vrstvy, grúnsky vulkanickosedimentárny komplex, rybnícke a malomuránske vrstvy. Ich zastúpenie je dosť premenlivé.

Novoveské súvrstvie

Najvyšším permským súvrstvím je novoveské (novoveskohutianske) súvrstvie, ktoré pravdepodobne sedimentuje po krátkom hiáte na báze so zlepenčovými vrstvami. Tvoria ho prevažne klastogénne sedimenty terigénneho pôvodu, najmä polymiktný strážanský zlepenec a pieskovec s vložkami aleurolitov. Pre vrchnú časť súvrstvia sú typické hrubé polohy pestrej bridlice s rozličným zastúpením síranov (strážanské a bielovodské vrstvy). Najvyššie polohy sú reprezentované bunkovitými karbonátmi a kremeňovým pieskovcom, ktoré miestami môžu byť litofaciálnym prechodom do sedimentov spodného triasu (v minulosti stratenskej skupiny). Hranica s triasom je pozvoľná. Viacerí autori (Macko, Hudáček, Fabian a i.) pokladajú novoveské súvrstvie už za spodnotriasové a podľa toho by bazálnym členom triasu mali byť už spomenuté strážanské zlepenca obsahujúce obliakový materiál podložných vulkanitov. Treba uviesť, že medzi novoveským a podložným petrovohorským súvrstvím je štruktúrna nekonformita, ako aj to, že prechod novoveského súvrstvia do karbonátov stredného triasu je na viacerých miestach pozvoľný. Sasvári (2004) preukázal v oblasti Šafárky tektonickú diskordanciu medzi bielovodskými vrstvami a karbonátmi triasu, avšak prechod permu do spodného triasu je pozvoľný.

Litostratigrafické jednotky mezozoika a kenozoika

Litostratigrafické jednotky mezozoika

Mezozoické súvrstvia na mape Spišsko-gemerského rudohoria sú na západe v stykovej zóne gemerika a veporika kohútskej zóny a na východe pri styku s veporikom Čiernej hory. Veľkú časť mezozoika v gemeriku zastupujú sekvencie v severnej a severovýchodnej časti regiónu. Menšie výskyty mezozoika sú v južnej a juhozápadnej časti regiónu. Začlenenie mezozoických sekvencií do litostratigrafických a tektonických jednotiek je mimoriadne variabilné a pri ich zaraďovaní do novej geologickej mapy bolo jednoznačne akceptovať niektorú zo známych interpretácií veľmi ťažké.

Mezozoické obalové sedimenty kryštalinika južného veporika boli definované v stykovej zóne veporika a gemerika, do ktorej sa začlenili aj mezozoické sekvencie v doline Dobšinského potoka. Súvrstvie metamorfovaného pieskovca, kremenca, pelitov a karbonátov vystupujúcich od Rejdovej až po dolinu Dobšinského potoka označil v minulosti Rozložník (1935) názvom „Föderata séria“. Schönnenberg (1946) považoval „föderatské“ mezozoikum za obal tisoveckej zóny, cez ktorú sú presunuté gemerické jednotky. Neskôr Kamenický (1951) stratigrafiu mezozoických členov spresnil a Biely (1956) tektonickú stavbu mezozoika interpretoval ako vrásovú, a to na rozdiel od predchádzajúcich autorov a rovnako ako Maheľ (1953), föderatské mezozoikum považoval za okrajovú časť severogemerickej synklinály. Iní autori mezozoické súvrstvia v okolí Dobšinského potoka pokladali za obalové série veporika a oblasť Ondrejiska a Dobšinskej ľadovej jaskyne za obal gemerika (Klinec, 1976).

Pri tvorbe mapy Slovenského rudohoria-východ sa „Föderata séria“ nahradila názvom föderatská skupina (Vozár in Bajanič et al., 1983) a zaradili sa do nej vrstvy metamorfovaného pieskovca, kremenca, bridlice

a karbonáty stratigrafického rozpätia spodný až vrchný trias, ktoré v zmysle Andrusova et al. (1973) sú súčasťou veporika a voči svojmu podložíu vystupujú v autochtónnej resp. paraautochtónnej pozícii. V ostatnom čase, po skončení ložiskovo-geologického mapovania a zhodnotenia mnohých dát pozdĺž geofyzikálnych profilov, sa niektoré triasové členy föderatskej skupiny v oblasti Dobšinského potoka začlenili do obalových sekvencií v stykovej zóne severného gemerika a veporika (Grecula a Kucharič et al., 1992; Kobulský et al., 2001). Novú litostratigrafickú náplň föderatskej jednotky spresnil Madarás et al. (1995) a Madarás in Mello et al. (2000).

Na východe regiónu sa malé výskyty pruhov mladšieho paleozoika a mezozoika obalu veporika Čiernej hory študovali, redefinovala ich Vozárová, Jacko a Polák (in Polák et al., 1997) a permské sekvencie zaradili do brusnianskeho a spodnotriasové sedimenty do lúžňanského súvrstvia. Ostatné mezozoické členy sa začleňujú do stredného a vrchného triasu a jury.

Na severnom okraji gemerika sa pôvodne vyčlenila mezozoická stratenská skupina a zaradili sa do nej aj mezozoické súvrstvia v oblasti Jakloviec a Veľkého Folkmara, Kojšova a Opátky a izolované výskyty napr. pri Slovinkách, Poráči a i. (Mello in Bajaník et al., 1983). Od vyčlenenia silického príkrovu (Kozur a Mock, 1973a, b) a silicika (Mello, 1979, 1979a) sa litologická náplň stratenskej skupiny čoraz častejšie preraďovala do silicika. Podľa Mella et al. (2000) sa takmer všetky karbonatické sekvencie pôvodnej stratenskej skupiny preradili do silicika a v rámci stratenského príkrovu tvoria samostatné vývoje čiastkových príkrovov.

Osobitné postavenie mezozoika je pri Margecanoch a Jaklovciach, kde lštván (1984) nad spodnotriasovým obalom gemerika vyčlenil tzv. meliatsku skupinu. Niektoré časti mezozoika v tejto oblasti Gaál (1984) a Mahel (1986) neskôr začlenili do jaklovskej sekvencie (obal gemerika) a sekvencie Kurtavej skaly (silicikum). V ostatnom čase mnohí jaklovskú sekvenciu považujú za severnú vetvu meliatika (Polák a Jacko et al., 1996; Mock et al., 1998). Podobne je to aj so zaradením mezozoických členov v oblasti Kojšova a Opátky, ktoré Mello (in Bajaník et al., 1984) začlenil do stratenskej skupiny, ale Németh (1996) vrchnopaleozoicko-mezozoické horniny v okolí Murovanej skaly do bôrčanského príkrovu a silicika.

Po novom geologickom mapovaní a prehodnotení všetkých litologických členov mezozoika v severnej a severovýchodnej časti regiónu sme dospeli k záveru, že jednotlivé členy sú totožné alebo veľmi podobné (rozdiel je iba vo väčšom zastúpení bazického vulkanizmu v strednom triase) a zastupujú kontinuálny vývoj v sekvenciách celého triasu.

Poukazuje na to vývoj v mnohých sekvenciách, ktoré sú v týchto oblastiach: kojšovsko-opátskej (so sekvenciami Skaly, Murovanej skaly a Plichtovho diela), jaklovsko-veľkofolkmarskej (s typovou jaklovskou sekvenciou), galmuskej a hýlskych šupín, Poráča a Hnilčíka, Vyšného hámra a Vyšnej Maše (föderatskej skupiny), dokonca aj Dankovej (časť sekvencie Ondrejiska).

V súčasnosti zastávame názor, že mezozoikum v severnej a severovýchodnej časti SGR zaujíma voči podložíu autochtónnu až paraautochtónnu pozíciu.

Výskyty mezozoika v južnej časti regiónu a na okraji Slovenského krasu sa podľa Mella (in Mello et al., 1997) začleňujú do obalu gemerika a tektonických jednotiek silicika a meliatika. Litostratigrafické členenie, ktoré podrobne uvádza regionálna mapa a vysvetlivky v rámci mapy SGR, alebo preberáme, alebo prehodnocujeme v ďalšej kapitole pri charakteristike vyčlenených jednotiek.

Litostratigrafické jednotky kenozoika

Región Spišsko-gemerského rudohoria pokrývajú terciérne útvary zastúpené paleogénnymi sedimentmi podtatranskej skupiny a neogénnymi sedimentmi klčovského, kochanovského a poltárskeho súvrstvia (vrchný bádén – pont). Iba lokálne je v klčovskom súvrství redeponovaný ryolitový tuf. Najmladšie neogénne sedimenty vystupujúce pod kvartérnymi sedimentmi tvorí štrk a zvetraný piesčité štrk pliocénneho veku.

Terciér

PALEOGÉN

PODTATRANSKÁ SKUPINA

Sedimenty paleogénu v skúmanom území už úplne pokrývajú paleoalpínsku stavbu a v území ich reprezentujú hornádske vrstvy. Sedimentárny vývoj je spočiatku kontinentálny s prechodom do transgresívnomorského vývoja (mimo mapy). Podľa Fila a Siráňovej (in Mello et al., 2000) sa sedimentácia pravdepodobne skončila regresiou. Hornádske vrstvy (?paleocén – eocén) v spodnej časti vrstiev tvoria vrstvy transgresívneho balvanovitého až hrubozrnného polymiktného zlepenca, ktoré vyššie prechádzajú do vrstiev strednozrnného až jemnozrnného pieskovca. Vo vrchných častiach vrstiev sú miestami prachovcové a ílovcové vločky.

NEOGÉN

Neogénne sedimenty na východe a juhu sú v Prešovskej, Moldavskej a v Rožňavskej kotline a na západe ojedinele aj v paleoúdoliach väčších tokov. Z neogénu sú tu zastúpené súvrstvia vrchného bádenu až spodného sarmatu (klčovské súvrstvie), vrchného sarmatu (kochanovské súvrstvie) pontu (poltárske súvrstvie) a pliocénu.

Sedimenty vrchného bádenu a spodného sarmatu sú zastúpené terestrickým a sladkovodným vývojom klčovského súvrstvia. Bázou súvrstvia sú polohy transgresívneho redeponovaného ryolitového pemzového tufu (kráľovský tuf) a nad nimi je jemnozrnnejší vývoj vrchnej časti súvrstvia (Kaličiak et al., 1996). Vývoj a distribúcia sedimentov poukazuje na sedimentáciu v deltovom prostredí. Miestami je varhaňovský štrk.

Sedimentácia vrchného sarmatu na okraji paleozoického podkladu prebiehala v sladkovodnom vývoji. Kochanovské súvrstvie je v území typické peliticko-siltovcovým vývojom s lokálnymi polohami šošovkami nevytriedeného piesku a štrku.

Poltárske súvrstvie na severnom okraji Rožňavskej a Moldavskej kotliny leží diskordantne na predmezozoických horninách. Elečko (in Bezák et al., 2009) podľa pestrého litofaciálneho vývoja usudzuje, že súvrstvie vzniklo v riečnom prostredí, pričom štrk s pozitívnou gradáciou predstavuje výplň riečnych dolín a piesok s pozitívnou gradáciou a s cyklickým vývojom sedimenty agradačných valov. Piesčité íl a íl, miestami s kaolínovou akumuláciou, vznikli v občasných jazerách na riečnych nivách.

Najmladšie vrchnopliocénne fluviolimnické sedimenty reprezentuje štrk miestami s polohami piesku, ktoré tvoria už len erózne zvyšky pôvodne rozsiahlych a hrubých akumulácií vклиňujúcich sa pozdĺž hlavných údolí. Podobne aj pliocénno-pleistocénny fluviálny zvetraný štrk tvorí výplň všetkých väčších dolín zasahujúcich hlboko do pohoria.

Kvartér

Kvartérna akumulácia nastupuje na už erodované predkvartérne podložie, takže jej sedimenty sú na styku s ním uložené erózne a diskordantne.

Pomocný a kvartérny zdvih neotektonickej megaklenby celého Slovenského rudohoria podmienil hlboké zarezávanie tokov v dolinách Hnilca, Štítnika, Slanej, Bodvy, Idy a čiastočne do dolín ich väčších prítokov. Z hľadiska genézy majú dominantné postavenie fluviálne a proluviálne akumulácie kvartérnych vodných tokov, pri ktorých najmä neotektonická dynamika územia spôsobila striedanie hĺbkovej a laterálnej erózie, teda akumuláciu fluviálnych a proluviálnych sedimentov v etapách a tým predurčila vznik systému riečnych terás, dnovej výplne dolín, nivného krytu tokov a kužeľov. Najrozšírenejšie sú rozličné druhy deluviálnych sedimentov – sutín a svahovín a ich kombinácií.

CHARAKTERISTIKA VYČLEENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

VEPORIKUM

Veporikum v regióne mapy vo východnom ohraničení zastupuje úzky pruh v masíve Čiernej hory od Margecian po Košice. Západné ohraničenie je vo východnej časti Stolických vrchov a Revúckej vrchoviny a tvorí tam široké pásmo od Slavošoviec po Rejdovú.

Veporikum vo východnom ohraničení gemerika (oblasť Margecany – Košice)

Kryštalínikum

Podľa Jacka a Zacharova (in Polák et al., 1997) veporické kryštalínikum zaberá podstatnú časť hlavného chrbta Čiernej hory a svahy Sľubice. Patrí medzi alpínsky najintenzívnejšie tektonicky metamorfované úseky kryštalínika Západných Karpát. Biostratigraficky nie je datované. Jeho predpokladaný staropaleozoický vek (Jacko, 1978, 1985) vyplýva z modelového veku olova z hydrotermálne redistribuovaného galenitu v metamorfitech kryštalínika (370 – 376 mil. r.; Jacko a Baláž, 1993), z predbežných výsledkov rádiometrického datovania mladovariského presunu jeho jednotiek (330 – 312 mil. r., Ar-Ar; Dallmeyer, osobná informácia) a z prítomnosti klastov už presunutých jednotiek v mladopaleozoických obalových sekvenciách.

Veporické kryštalínikum Čiernej hory a Sľubice v zmysle Jacka (1985) členíme na tri litostratigrafické jednotky: spodnú – lodinský komplex, strednú – miklušovský komplex a vrchnú – bujanovský komplex. Styk jednotiek je tektonický a zvýraznený niekoľko desiatok až stoviek m hrubými zónami fylonitov komplementárnych jednotiek, v ktorých foliácii sú často zakorenené šupiny obalových sekvencií. Tektonity stykových zón vznikali v troch hlavných etapách redukcie priestoru kryštalínika regiónu: 1. v mladovariskej etape (Dallmeyer, l. c.), 2. v paleoalpínskej etape (obliaky tektonitov aj obalových sekvencií v bazálnych konglomerátoch vnútrokarpatského paleogénu), 3. pri postpaleogénnom formovaní regionálne významných posunových zón smeru SZ – JV (inkorporované segmenty paleogénnych súvrství). Na území mapy je iba lodinský a bujanovský komplex (resp. komplex Bujanovej; Jacko, 1985).

Lodinský komplex

Komplex zaberá axiálnu časť kryštalínika sv. od regiónu mapy, kde je mohutne vyvinutý. Na mape sú iba malé plošné pruhy sv. od Jakloviec. Podľa Jacka a Zacharova (1997) je pre komplex charakteristický nedostatok granitoidov, detailné prevrásnenie variskej vrásavej stavby v smere SZ – JV alpínskymi vrásami a rozsiahla viacetapová diaforéza metamorfítov. Jeho štruktúru aj litologickú osnovu tvoria rytmické zóny fylonitov šírky 10 – 100 m so stredným sklonom prevažne na JZ, zakladané na ramenách alebo v axiálnych úsekoch alpínskych vrás. Výsledkom interferencie variských a alpínskych štruktúr, budináže a fylonitizácie hornín komplexu sú nepriebežné šošovkovité reliktu litotypov variskej metamorfózy, ktoré sa v profile komplexu viacnásobne opakujú.

Jacko a Baláž (1993) spájajú strednodevónsky izotopový vek olova z galenitov hydrotermálnych žíl vyplňajúcich alpínske disjunktíva v metamorfitech komplexu s hydrotermálne exhalačnou aktivitou vulkanickosedimentárnej etapy formovania protolitu komplexu. T-P podmienky variskej metamorfózy komplexu neprekročili teplotu 520 – 540 °C a 300 MPa (Korikovskij et al., 1990).

217 *veporikum, nečlenené* (len v rezoch)

Veporické kryštalínikum Čiernej hory a Sľubice, ktoré sa člení na lodinský, miklušovský a bujanovský komplex, zahŕňa niekoľko petrografických členov zobrazených na geologickej mape. V geologických rezoch komplexy, ktoré sú v podloží gemerika, nečleníme.

216 *diafortizované drobnozrnné a granatické amfibolity*

Vyskytujú sa na sz. od Margecian. Podľa geochemických vzťahov (Jacko, 1984) drobnozrnné amfibolity vznikali z tholeiitických vysoko hliníkových bazaltov. Samostatné decimetrové telesá granatických amfibolitov sú zrejme metamorfovaným produktom bazaltových pyroklastík.

Drobnozrnné amfibolity majú granometablastickú štruktúru a zrnitosť 0,4 až 1,3 mm. Okrem podstatného amfibolu a plagioklasu sa vyznačujú variabilným obsahom kremeňa a akcesorickým módom apatitu, titanitu a rudných minerálov. Obsah epidotu – zoisitu, chloritu a kalcitu zvyčajne závisí od intenzity diafhoritického prepracovania horniny.

V centrálnej a západnej časti lodinského komplexu sú bežne zastúpené *granatické amfibolity*. Tvoria decimetrové, maximálne 50 cm hrubé neostro ohraničené polohy s maximálnou dĺžkou 5 m v jemnozrnných amfibolitoch alebo na ich okrajoch, kde obsahujú vložky ruly. V intenzívnejšie dynamometamorfovaných okrajových úsekoch vznikajú hrubé 1 až 3 mm intrafoliačné polohy epidotovo-zoisitových minerálov, kremeňa a kalcitu. Pri ich vyššom obsahu sa tvoria neostre polohy epidotických amfibolitov veľké cm až dm.

215 diafhoritizované kremenno-dvojsludové ruly

Hoci sú základným litotypom lodinského komplexu, v celom jeho priebehu sa vyskytujú len vo forme neostro ohraničených šošovkovitých polôh hrubých 10 – 100 m v sz. – jv. zónach mylonitov. Modálnym rastom kremeňa prechádzajú do diafhoritizovaných dvojsludovo-kremenných rúl a ich fylonitov, ktoré sú rozšírené mimo mapy (napr. sz. od Margecian Cimermanka a v oblasti Ružína – Malá Lodina) a sz. od Ťahanoviec.

Diafhoritizované kremenno-dvojsludové ruly sú drobnozrnné horniny (0,2 až 1,0 mm) so súvislým filmom slúd na foliačných plochách. Okrem kremeňa a slúd stabilne podstatný modus vykazujú plagioklasy. Obsah intenzívne chloritizovaného biotitu 1 značne varíruje. Vedľajším komponentom je sericit a kalcit. Akcesoricky je zastúpený K živec, biotit 2, magnetit, ilmenit, pyrit, granát, apatit, zirkón, xenotím, turmalín, sagenit a leukoxén.

Bujanovský komplex

Vystupuje medzi Margecanmi a Košicami, a to prevažne pri jz. okraji veporického kryštalinika regiónu. Jeho pôvodná pozícia – v nadloží miklušovského komplexu – sa zachovala len rudimentárne (Hornádske lúky, mimo mapy). Väčšinou sa na viacnásobne exponovaných zónach tektonitov priamo stýka s lodinským komplexom (Margecany – Bujanov – Ružín – Ťahanovce). Juhozápadne od Margecian sa končí na systéme klenovských zlomov smeru SV – JZ, pri Ťahanovciach na okrajových zlomoch Košickej kotliny analogického smeru. Metamorfity bujanovského komplexu zaberajú iba malú časť územia.

Na zložení komplexu sa zúčastňujú hlavne neskoroorogénne variské granitoidy, ktorých klasty sú v sedimentoch obalového karbónu a permu (Jacko, 1975; Korikovskij et al., 1989), v menšej miere (hlavne na j. svahoch Bujanova) i metamorfity. Litotypy obidvoch skupín kartograficky odlišil a charakterizoval Jacko (1975, 1978, 1985, 1992). Z granitoidov stanovil Kantor et al. (1984) rádiometrický vek K/Ar 387 – 295 mil. r. T-P parametre variskej periplutonické metamorfózy kryštalických bridlíc komplexu varírujú v rozpätí 620 až 625 °C, 400 – 450 MPa (Jacko et al., 1990).

Medzi dôležité znaky komplexu patria:

- výskyt hrubozrnných amfibolitov s restitmi dvojpyroxenických amfibolovcov a olivínu
- depozícia koncových úsekov granitoidov v kliváži osovej roviny predalpínskych vrás – terajšej bridličnatosti metamorfitov
- mimetický rast periplutonické škály metamorfitov – od rúl cez okaté ruly, oftalmické migmatity po perlové ruly a žuloruly a kontinuálne prechody posledných do hybridných granodioritov a tonalitov.

214 jemnozrnné biotické ruly a oftalmické migmatity s podstatným podielom substrátu

Tvoria malú časť severného (fylonitizovaného) pruhu bujanovského úseku komplexu, sporadicky externé zóny migmatitov s podstatným podielom metatektu alebo drobné xenolity v granitoidoch. Vyskytujú sa v okolí kóty Šľuchta.

Biotické ruly a oftalmické migmatity sú mimoriadne húževnaté bronzovohnedé horniny s nevýrazne tenkodoskovitou odlučnosťou podľa drsných a nerovných foliačných plôch. Pri orientovanej lepidogranoblastickej štruktúre zrnitosť komponentov kolíše v rozsahu 0,1 – 1,5 mm. Prechod k blastoporfyrickým štruktúram naznačujú len živce, pričom plagioklasy biotických rúl patria k dvom generáciám.

Oftalmické migmatity s podstatným podielom substrátu predstavujú vyšší, aj makroskopicky zreteľný stupeň mobilizácie pararúl. Obsahujú menej ako 50 % leukozómu. Vystupujú najmä v centrálnom pruhu metamorfitov bujanovského úseku komplexu (mimo mapy) a tvoria tam prechodnú zónu medzi pararulami a migmatitmi s podstatným podielom metatektu.

213 *biotitický granodiorit*

Je najrozšírenejším typom plutonitov vo všetkých úsekoch bujanovského komplexu. Vystupuje v oblasti Šluchy a kóty Hoľa. Izolované výskyty sú aj v oblasti Kavečian. Jeho vzťah k metamorfítom plášťa sa najlepšie zachoval v bujanovskom a ľahanovskom úseku komplexu (mimo mapy). Styk biotitických granodioritov s metamorfítmami sprostredkuje hybridný granodiorit. V miestach, kde biotitický granodiorit priamo vniká do metamorfítov plášťa, je styk obidvoch typov hornín evidentne ostrý.

V bujanovskom úseku komplexu je prevažná časť granodioritu intenzívne tlakovo metamorfovaná. Najmenej porušené blastokakiritické granodiority tvoria 10 – 100 m veľké bloky v mylonitoch sz. – jv. strižných zón. Ostatné reliktory sú veľké spravidla m – 10 m.

Biotitický granodiorit je strednozrnná sivozelená hornina s mierne plošne paralelne modifikovanými textúrami. Rovnako (blastokakiritický) je modifikovaná i primárne hypidiomorfné zrnitá štruktúra. Priemerná zrnitosť podstatných komponentov horniny varíruje od 1,5 do 3,5 mm. Menšia časť živcov má rozmery 4,0 – 5,0 mm. Modálne patria prevažne ku granodioritu.

Najhojnejším komponentom horniny sú zakalené sivozelené, zvyčajne hypidiomorfné plagioklasy (An_{31-35}). Okrem biotitu, kremeňa a apatitu ich vyplňa sericit, epidotovo-zoisitové minerály aj kompletná saussuritická paragenéza. Na styku s mierne pertitickým a sericitizovaným K živcom s inklúziami kremeňa ± biotitu ojedinele vzniká myrmekit.

Mierne chloritizovaný biotit s inklúziami apatitu, zirkónu ± rutilu spolu s kremeňom a akcesorickým muskovitom vyplňa intergranuláry medzi živcami. Sporadický allanit vyplnený kremeňom, apatitom a kostrovitým ilmenitom býva obyčajne nesúvisle lemovaný epidotovo-zoisitovými minerálmi.

Petrografický a geochemický charakter biotitického granodioritu z oblasti Šluchy a kóty Hoľa, typomorfizmus akcesorií, typologické zastúpenie zirkónov, a najmä horečnatý charakter biotitu indikujú jeho príslušnosť ku granitoidom typu I. Na druhej strane akcesorické zastúpenie monazitu spolu s allanitom, nedostatok magnetitu a prítomnosť Fe biotitov s nízkym obsahom trojmocného Fe ($Fe^{3+} \sim 5\%$) v biotitickom granodiorite ľahanovského úseku komplexu indikujú redukčnejšie podmienky v hostujúcej magme a poukazujú na jeho afinitu k typu S resp. I/S (Bónová et al., 2006, 2006a, 2010).

212 *autometamorfované granity*

Vyskytujú sa len v bujanovskom komplexe a tvoria rad drobných telies na jz. svahoch Šluchy a súvislé teleso v širšom okolí kóty Hoľa. Často vystupujú na styku metamorfítov a granitoidov, ako aj strednozrnného a hybridného granodioritu.

V netektonizovaných úsekoch kontaktov sú v obidvoch prípadoch pozorovateľné neostre difúzne hranice hornín resp. septá obidvoch typov granitoidov v autometamorfovanom granite s mikroskopicky doloženými analogicky vzťahmi ich paragenéz.

V reprezentatívnom vývoji je *autometamorfovaný granit* strednozrnná až hrubozrnná, miestami výrazne porfyrická (do 1,5 cm) hornina s masívnou textúrou. V čerstvom stave je sivozelená. Živce spolu s kremeňom sú jedinými podstatnými minerálmi. Majú priemernú zrnitosť 3,0 – 7,0 mm. Pre autometamorfovaný granit je typický výskyt dvoch generácií K živca. Na magmatický pôvod obidvoch generácií K živca poukazuje distribúcia Ba (Bónová, 2006). Biotit, muskovit, zirkón, apatit, rudný komponent a sekundárne minerály sú zastúpené akcesoricky. Nerovnomerne chloritizovaný aj baueritizovaný biotit tvorí hniezdovité agregáty s muskovitom. Sukcesívne mladšia pozícia muskovitu vyplýva z jeho rastu v štiepatelnosti plagioklasov (Jacko, 1984; Jacko a Petřík, 1987).

Mladšie paleozoikum a mezozoikum veporika Čiernej hory

Obalové jednotky veporika zastúpené permom a spodným triasom sa v zmysle Vozárovej, Jacka a Poláka (in Polák et al., 1997) začleňujú do brusnianskeho a lúžňanskeho súvrstvia. Ostatné mezozoické členy tvoria bežné litotypy obalových sekvencií stredného a vrchného triasu a jury. Ich vzájomný vzťah (s podložnými a nadložnými členmi, litotypmi) je veľmi často tektonizovaný, a preto v mnohých prípadoch bez podrobnejšieho biostratigrafického datovania veľmi neistý. Začlenenie kremencového, arkózovito-kremencového vývoja do dvoch súvrství (brusnianske a lúžňanské) podľa nášho výskumu nie je opodstatnené, pretože ide o ten istý faciálny vývoj na hranici perm – trias. Preto je problematické aj zaradenie litologického súboru č. 210 do lúžňanskeho súvrstvia. V obidvoch prípadoch je ich vzťah k spodnému triasu rovnaký. Pomenovanie litostratigrafických jednotiek síce preberáme v zmysle práce Poláka et al. (1997), ale nepovažujeme ich v tejto oblasti za priliehavé.

Perm – spodný trias

Brusnianske súvrstvie

211 *sivozelené a sivofialové arkózové metadroby, metazlepence a bridlice (?saxón)*

Vystupujú v sv. časti regiónu v okolí Kavečian a Podhradovej. Podľa Jacka a Vozárovej (in Polák et al., 1997) je v prevahe veľmi hrubozrnný a hrubozrnný pieskovec obsahujúci len *zlepencové* polohy ostrohranného alebo čiastočne opracovaného obliakového materiálu. Hrubé úlomky sú z ryolitovo-dacitových vulkanitov a vulkanoklastík, kremeňa a granitoidov. Cyklickú stavbu dokumentujú mnohonásobne sa nad sebou opakujúce malé asymetrické cykly typu *fining-upward*. V rámci vrstiev možno pozorovať gradačné, horizontálne a tabulárne, prípadne korytové šikmé zvrstvenie.

Pieskovec zložením zodpovedá arkózovým a živcovým *metadrobám*. Živce a kremeň tvoria najvýznamnejšiu časť detritu, pričom plagioklasy zväčša prevládajú nad draselnými živcami. Vo variabilnom množstve (2 – 7 %) je zastúpený vulkanoklastický detrit. Fialové a fialovočervené bridlice sú štruktúrne nezrelé a s prímiesou hrubých zrn (až okolo 30 %). Tvoria vrchné časti malých aluviálnych cyklov.

Lúžňanské súvrstvie

210 *živcové kremence, arkózy, arkózovité pieskovce až gravelity, kremeňové zlepence s vložkami kremencov a arkózovitých kremencov, vložky pestrých bridlíc (vrchný perm – spodný trias)*

Vystupujú od Malej Lodiny (tu mimo mapy) na jv. v silno rozsegmentovanom pruhu po Kavečany, ktorý je spodnou časťou mezozoického sedimentárneho cyklu. Bazálnou časťou je prevažne hrubozrnný *kremenec* až konglomeráty, často s výrazným gradačným zvrstvením. Tie zväčša prechádzajú do svetlosivého a ružového lavicovitého (10 – 100 cm) kremenca, *kremenitého pieskovca* a miestami do *arkózy*. Maximálna hrúbka súvrstvia je 70 m. Z mineralogického hľadiska je kremenec z angulárnych úlomkov kremeňa (85 – 95 %). Nestabilnú zložku zastupujú predovšetkým K živce, Ca-Na živce, muskovit alebo sericit, vybielený biotit a zriedka chlorit. Akcesorické minerály zastupuje prevažne zirkón a ojedinelý je rutil. Základná hmota je rekryštalizovaná, kremenito-sericitická, tmel je kremenitý. Vo vrchnej časti sa vo vyššej miere uplatňuje pelitická zložka vo forme *pestrých bridlíc* (Vozárová a Jacko in Polák et al., 1997).

209 *piesčité až kremenité bridlice s početnými vložkami sivých, ružových a bielosivých kremencov (spodný trias)*

Vystupuje veľmi ojedinele (napr. jv. od Kavečian – mimo mapy, sv. od Jakloviec a i.). Tvorí spodnú časť mezozoického sedimentárneho cyklu. Bazálnu časť tvorí prevažne hrubozrnný *kremenec* a zriedka aj droбноobliakový *zlepenc*, často s výrazným gradačným zvrstvením. Ten zväčša prechádza do svetlosivého a ružovkastého kremenca, kremenitého pieskovca. Z mineralogického hľadiska je kremenec z angulárnych úlomkov kremeňa (85 – 95 %). Nestabilnou zložkou sú K živce, ako aj Ca-Na živce, muskovit resp. sericit.

Litologicky ho tvoria predovšetkým pestré (červené, fialové a sivé) ílovité, ílovito-piesčité *bridlice*. Obsahuje pomerne časté vložky, vrstvičky červeného veľmi jemnozrnného kremenca a kremenitého pieskovca. Fusán (1954) mimo územia pri Veľkej Lodine zistil v bridliciach drobnú polohu sadrovca. Hrúbka súvrstvia je cca 20 m.

Z petrografického hľadiska bridlice tvorí prevažne illit s výrazne dispergovanými koloidmi Fe a k nemu pristupuje sericit a aleuritické úlomky kremeňa. Kremenec je na 70 – 85 % z úlomkov angulárnych zrn kremeňa prevažne frakcie pod 1,5 mm. Nestabilným komponentom sú ojedinelé K živce, a najmä Ca-Na živce. Pomerne vysoké zastúpenie má sericit a biotit. Základná hmota je ílovito-sericitická a tmel kremenitý (Polák et al., 1997).

Stredný trias – jura

208 *sivé lavicovité dolomity (stredný až vrchný trias)*

Dolomity vystupujú izolovane na niekoľkých miestach v okolí Podhradovej. Litologicky ide o sivé, tmavosivé hrubolavicovité, často masívne *dolomity*. Sú celistvé, jemnokryštalické až cukrovité, často brekciovité. Miestami sú silno pórovité.

Ich stratigrafické postavenie sa pre nedostatok paleontologického materiálu a neprítomnosť súvislého vývoja triasových litostratigrafických členov v podloží alebo v nadloží, ktoré by mohli pomôcť pri ich zaradení, sa stanovuje veľmi ťažko. Preto ich v tomto prípade zaradujeme do stredného – vrchného triasu.

207 sivé a čierne slienité bridlice a metamorfované vápence

Vyskytujú sa asi 2,5 km na JV od Veľkého Folkmara v nadloží kryštalinika Čiernej hory. Na ich báze je rudimentárne vyvinutý horizont sivého hrubozrnného pieskovca.

Litologicky je to súbor tmavosivých až čiernych slabo *slienitých bridlíc*, ktoré sú rovnoplocho štiepatelné až lístkovité, miestami doštičkovité. *Vápenec* je často silno rekryštalizovaný a často deformovaný. Organické zvyšky zachované len vo fantómoch sú z úlomkov krinoidových článkov. Zriedka sa zachovali ihlice húb a silno rekryštalizovaných rádiolárií. Všetky stavebné prvky sú výrazne usmernené. Klastická prímes je vo forme angulárnych zrn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Na plochách deformácií sa zachovali novotvorené minerály, predovšetkým šupinky sericitu a ojedinele zrná plagioklasov (Polák a Jacko in Polák et al., 1997). Predpokladaná hrúbka súvrstvia je 10 – 20 m.

206 ružové, zelenkavé, biele, sivé až čierne metamorfované vápence s prúžkami sivých a zelených ílovitých a slienitých bridlíc

Tieto vápence vystupujú v pásme v izolovaných segmentoch pri východnom ohraničení predkladanej mapy až po Kavečany. Litologicky ide o svetlý, ružový, často slabo zelenkavý až biely laminovaný *vápenec*, ktorý sporadicky obsahuje hľuzy zelených a čiernych silicítov (?). Obsahujú prúžky a vrstvičky sivej a zelenej bridlice. Mikrofaciálne ide o biosparity resp. pseudosparity. Pôvodnú štruktúru zotrela metamorfóza prejavujúca sa výrazným zvrásnením a usmernením stavebných komponentov a ich rekryštalizáciou. Z organických zvyškov sa vo forme fantómov zachovali rádioláriá. Súvrstvie dosahuje hrúbku 25 – 50 m (Polák a Jacko in Polák et al., 1997). Tento súbor vápencov sa vyskytuje aj vo vrte SGR-V-10 v Črmeľskom údolí. Tam sa považujú za mladopaleozoické (Grecula et al., 1977).

205 sivé a čierne doskovité až lavicovité vápence s vložkami čiernych bridlíc

Vyskytujú sa najmä medzi Vysokým a Spáleným vrchom (mimo mapy) a pri sútoku riečky Belá s Hornádom. Bazálne časti tvorí tmavosivý až čierny piesčity, zriedka krinoidový *vápenec* s hľuzami silicítov.

Laminované a tenkodoskovité zbridličnatené ílovité *vápence* sú s centimetrovými slieňovcovými vložkami a mm až cm vložkami *čiernej ílovej bridlice*. V zložení ílovitých vápencov prevláda sparitická štruktúra (0,04 – 0,06 mm) nad šmuhovitými akumuláciami ílových minerálov s obsahom rudného, miestami aj bituminózneho komponentu. Akcesorický klastogénny, miestami rekryštalizovaný kremeň a autigénny albit (An_{03-06}) majú priemernú zrnitosť 0,05 mm. Miestami sa vyskytujú cca 0,2 mm rekryštalizované prierezy fosílií, pravdepodobne krinoidov. S pribúdaním ílovitého komponentu prechádza ílovitý *vápenec* do slieňovca. Prachovité a ílovité bridlice okrem ílových minerálov a podstatne zastúpeného jemne dispergovaného bituminózneho komponentu obsahujú zrná i nepravidelné akumulácie pyritu. V aleuritickom detrite prevláda kremeň (Polák a Jacko in Polák et al., 1997).

Podobné súvrstvie zachytil vrt SGR-V-10 v Črmeľskom údolí s asociáciou karbónskych sporomorf (nepublikovaný údaj Planderovej).

204 biele, svetlosivé a zelenkavé doskovité vápence s vložkami zelených bridlíc

Vystupujú v pruhu dlhom 2 – 4 km na JV od Malej Lodiny. V spodnej časti sú to vrstvy zelenkavého a svetlosivého doskovitého (10 – 15 cm) silno kremenitého *vápenca* s *vložkami zelenej bridlice* a s polohami a hľuzami rádiolaritov. Súvrstvie je veľmi intenzívne zvrásnené.

Mikrofaciálne ide hlavne o biomikrosparity s prevládajúcou rádioláriovou mikrofáciou. Rádioláriá sú veľa ráz len vo forme fantómov. Často sú silicifikované a veľmi často tlakovo deformované a lineárne usmernené. Hornina je intenzívne zvrásnená, čo sa prejavuje aj tvorbou mikrovrás veľkých až niekoľko mm. Pomerne frekventovanou zložkou sú úlomky klastického kremeňa angulárneho tvaru aleuritovej kategórie. Hojné sú Fe koloidné minerály viažuce sa hlavne na plochy stylolitizácie a kliváže. Súvrstvie dosahuje hrúbku 50 – 80 m.

Veporikum v západnom ohraničení gemerika (oblasť Slavošovce – Rejdová)**Kryštalinikum**

V geologickej stavbe na západnom konci mapy dominujú rozličné typy granitoidných hornín. Vyčleňujeme ich na základe vzájomnej pozície, genetických vzťahov a vzťahov k mladopaleozoickému obalu veporika. V najvýchodnejších výstupoch majú granitoidné horniny analogické alpinske deformačné štruktúry ako

blízke obalové jednotky. Dominujú štruktúrne prvky indikujúce v oblasti vrchnokriedovú extenziu, kde majú foliačné prvky prevažne smer S – J so sklonom na V a minerálne lineácie so sklonom na V. Ďalším výrazným alpínskym prvkom je tvorba mylonitových až ultramylonitových sinistrálnych strižných zón, často značného rozsahu (širšia oblasť horného toku Slanej), pričom takáto zóna najvýraznejšie smeruje na vrch Kyprov (k. 1 391 m n. m.), kde sú v západnejšej časti jej súčasťou relikty granatických svorov s polohami amfibolitov a čiernych metakvarcov. Veľmi intenzívne premeny granitoidných hornín, ktoré sú súčasťou týchto zón, viedli v minulosti k mylnému záveru o výskyte permských arkóz medzi severnou časťou doliny Slanej a vrchom Kyprov (Klinec, 1976). V týchto zónach sú časté aj horniny obalu (čierne fylity, metapiesskovec, metaarkózy, metakvarcity a metakarbonáty). Všetky tieto alpínske štruktúry porušujú dominantnú hercýnsku stavbu, ktorá je dobre dešifrovateľná v centrálnych častiach masívu Kohúta a Stolice a je pozorovateľná v Lehotskom potoku, doline Štítnického potoka a na sz. svahoch masívu.

Hercýnska stavba sa vyvíjala najmenej v dvoch etapách. Hlavnou hercýnskou stavebnou črtou je subhorizontálna stavba masívu, v ktorej dominuje subhorizontálna časť lakolitu masívnych porfyrických granitov kohútskeho typu. Tie smerom nadol prechádzajú do šľírových (hybridných) granodioritov alebo do blastoporfyrických ortorúl. Najspodnejším stavebným prvkom je komplex migmatitov a migmatitizovaných rúl.

Prírodné subvertikálne centrum masívneho porfyrického granitu tvorí lineárnu štruktúru smeru V – Z ohraničenú z J v priestore severne od Hladomornej doliny (mimo mapy) alpínskou strižnou zónou (štruktúra Dachovho dielu), ktorá obsahuje metasedimenty mladopaleozoického obalu (revúcka skupina). Na J od tejto štruktúry v alpínskej tektonickej pozícii vystupuje komplex silne alpínsky rekryštalizovaných spodnokarbónskych granodioritov krokavsko-hladomornodolinského typu (Hraško, 2005; Hraško et al., 2005). Priestor tohto tektonického styku je veľmi intenzívne intrudovaný mladšími aplitickými a živcovými granitmi. Vek týchto aplitických granitov nie je známy. Intrudujú do vrchnokarbónskych metapiesskovcov a v Zlatnej doline pri Slavošovciach (Hraško, 2005) sú pravdepodobne príčinou tvorby granátu v metazlepencoch rimavského súvrstvia. Môžu byť 1. stredopermského až vrchnopermského veku (tak by boli analógmi granitov gemerika) alebo 2. staršie alpínske (staršie ako rochovský granit).

V reliktoch je súvrstvie svetlosivého metapiesskovca, ktorého zaradenie do slatvinského súvrstvia je vzhľadom na silné kontaktnotermitické účinky nejasné. Pestrejšou cyklickou stavbou sa odlišujú od intenzívnejšie metamorfovaného a monotónnejšieho komplexu migmatitov.

Poznámka k tektonickej pozícii a veku rochovského granitu

Hoci sa rochovský granit na geologickej mape ani na geologických profiloch nevyskytuje, a teda nie je ani v legende k mape, zaslúži si samostatnú zmienku. Nemožno ho jednoznačne začleniť ani do veporika, ani do gemerika. Vyskytuje sa v strižnej zóne a je mladší ako táto zóna. Podľa Határa et al. (1989) granit intrudoval do pláňa v dvoch fázach. V prvej intruzívnej fáze kryštalizoval hlavne monzogranit, v menšom množstve granodiorit a syenogranit. Prevláda biotitický porfyrický granit. Druhá intruzívna fáza sa prejavila iba sporadickými žilami jemnozrnitého ružového granitu s prejavmi Mo mineralizácie. Radvanec (1994) tento granit považuje za anatektický, vznikajúci v podmienkach strižnej zóny pri tlaku 9 kbar a teplote 650 °C v hĺbke asi 27 km. Predpokladá, že je variského veku so silným alpínskym prepracovaním, ktoré naznačujú aj K/Ar údaje (Burchart et al., 1987). Novšie geologické a rádiometrické zistenia potvrdzujú jeho samostatnú geologickú pozíciu v strižnej zóne medzi gemerikom a veporikom, ako aj alpínsky vek intrúzie 82 mil. rokov (Hraško et al., 1998) resp. 76 mil. rokov (Poller et al., 2002) a najnovšie z Mo (ústna informácia Hraška), ktoré sú veľmi blízke veku 82 mil. rokov.

203 migmatity a migmatitizované ruly

Typickým predstaviteľom sú páskované *migmatizované* biotitické *pararuly*, ale aj jemnozrné biotitické ruly tmavosivej až čiernosivej farby, niekedy aj s náznakmi istej diferenciacie v podobe svetlých pásikov kremenno-živcového zloženia. Tie pozvoľne prechádzajú do duktilne deformovaných pásikovaných, stromatitických (až typicky ptygmatiticky zvrásnených) *migmatitov* vystupujúcich aj v asociácii s telesami pásikovaných amfibolitov. V tomto území vystupujú v najspodnejších častiach hercýnskej stavby a tiež ako ojedinelé xenolity v porfyrických granitoidoch. Horniny majú pomerne jednoduché minerálne zloženie – kremeň, biotit, plagioklas ± muskovit, zriedka granát, alkalické živce, chlorit a amfibol so zastúpením akcesorických minerálov.

Typickou črtou migmatitov sú nepravidelne sa striedajúce mm – dm hrubé polohy leukosómu (trondhjemitovo-granodioritového zloženia) v drobnozrnnom pararulovom materiáli. Súčasťou pararulového (metasedimentárneho) materiálu prevažne drobového zloženia sú aj polohy bázických metatufitov zmenených na telieska amfibolitov.

202 **hybridné granodiority, miestami očkáté ruly a ortoruly, často diatexity, hybridné granitoidy, mierne až silne deformované**

Základným typom sú hybridné (šlírovité), miestami slaboporfyrické biotitické granodiority. Ich stavbu určuje charakter stavby okolitých metamorfovaných hornín, čo sa odráža v rovnakých štruktúrnych smeroch (foliačné prvky).

Hlavným znakom hybridných granitoidov je ich usmernená textúra, ktorú tvoria šmuhy biotitu (anizotropné granitoidy Siegla, 1982). Častý je výskyt rulových xenolitov s prechodom do páskovaných typov migmatitov. Podľa Siegla (l. c.) ide o málo mobilnú autochtónnu granitoidnú magmu. Základným typom je biotitický tonalit (trondhemit) až granodiorit, sekundárnym granit. Miestami sú aj veľmi kyslé a felzické deriváty s prevahou Na živcov nad K živcami, ktoré reprezentujú počiatkové fázy tavenia protolitu. Z textúrneho hľadiska sú *hybridné granitoidy* štvoraké.

Prevládajúcou skupinou sú *masívne nevýrazne usmernené typy* s prechodom do všesmerných relatívne rovnomerne zrnitých masívnych granitoidov s monotónnym zložením (kremeň – plagioklas – K živec – biotit, ojedinele muskovit). Plagioklasy (albit – oligoklas), v centrách niekedy až andezínového zloženia, majú často väčšie zastúpenie ako kremeň. Tvoria hypidiomorfné až alotriomorfné, niekedy zonálne zrná s polysyntetickým lamelovaním veľké 3,5 – 4 mm. Akcesorický je monazit, ilmenit, apatit a zirkón.

Mierne usmernené – deformované hybridné granitoidy sú reprezentované sivými alebo svetlosivými silne deformovanými a rekryštalizovanými, viac alebo menej textúrne usmernenými šlírovitými varietami granodioritického až tonalitického zloženia, najčastejšie s granoblastickou až lepidogranoblastickou, ale aj hypidiomorfnou zrnitou štruktúrou.

Hybridné granitoidy v „perlovom“ až porfyrickom vývoji majú identické zloženie ako predchádzajúca skupina (aj makroskopicky obsahujú šlíry a enklávy kryštalického plášťa). Odlišujú sa iba existenciou porfyrických výrastlíc, ktoré tvorí plagioklas veľký do cca 6 mm. Možno ich označiť ako metagranitoidy D-R štádia 2-4 resp. v prípade mylonitov až D-R 5 (v zmysle Vránu, 1966).

Silne alpínsky deformované – fóliované hybridné granitoidy sú zastúpené blízko zdychavskej línie, kde vystupuje od horných častí doliny Slanej cez pramenné oblasti Zdychavského potoka spolu s predchádzajúcim typom. Vo východnej časti masívu Stolice sa pre silné alpínske deformácie (sinistrálne transpresné zóny a foliácie späté s extenznou tektonikou) od typických porfyrických granitoidov, ktoré v predalpínskom období tvorili lakolitové formy, odlišujú veľmi ťažko.

Ide o zelenkavé horniny bohaté na chlorit, kde vystupujú očká bielych deformovaných rotovaných albitizovaných K živcov. Textúra je väčšinou usmernená.

Intenzita deformácie a rekryštalizácie je variabilná. Alpínska metamorfná rekryštalizácia prebehla v podmienkach chloritovej až biotitovej zóny fácie zelených bridlíc. Pritom sa vyskytujú štruktúry prevažne blastomylonitického charakteru s nerovnakým stupňom zachovania predalpínskych minerálnych asociácií, a to až po ich úplné zotretie.

201 **masívne porfyrické biotitické granity až granodiority (kohútsky typ)**

200 **masívne až slabo šlírové porfyrické biotitické granity až granodiority – okrajová hybridná fácia (kohútsky typ)**

Ide o granitoidy záverečnej etapy spodnokarbónskeho granitoidného magmatizmu – porfyrické granity lakolitových intrúzií. Skupina má osobitné charakteristiky a spôsob umiestňovania. Granitoidy tohto typu ležia v nadloží komplexu migmatizovaných rúl a šlírovitých hybridných granitov. V masíve Kohúta a Stolice tvoria lakolitové formy s lineárne umiestneným prírodným kanálom ležiacim na S od strižnej zóny prechádzajúcej kótou Dachov diel (932 m n. m.). Hrúbka lakolitových subhorizontálnych častí je len desiatky až prvé stovky metrov. Pre rigidnejší charakter tvoria v geologickej mape rozsiahle plochy. Majú zloženie typicky porfyrických monzogranitov s postupným pribúdaním kontaminačnej rulovej zložky k spodnej časti lakolitov. Z hľadiska spôsobu umiestňovania sú analogické veporskému typu porfyrického granitu s lakolitovými formami vystupovania (Lexa a Bezák, 1996).

Z hľadiska genézy sa ukazuje, že vznikali pri vyšších teplotných podmienkach ako predchádzajúce granity (vyššie teplotne a magmaticky dobre obmedzené typy zirkónov, lepšie vyvinuté znaky postupnej magmatickej kryštalizácie) v podmienkach čiastočnej nestability biotitu, ktorý sa význačnejšie zúčastňoval na taviacich reakciách (Hraško, 2005). O takomto spôsobe genézy svedčia aj časté xenolity biotitovcov, ktoré možno pokladať za restitové fázy po tavení metadrobovej asociácie kremeň – plagioklas – biotit ± muskovit.

V subhorizontálnych častiach lakolitov sú časté subhorizontálne uložené enklávy rúl a biotitové šlíry, v centrálnejšej časti lakolitov sa prejavujú štruktúry magmatického toku, kde sa skôr vykryštalizované porfyrické

K živce tektonicky segmentujú a deformujú spolu s rulovými xenolitmi a neresorbovanými biotitovými glomeroblastmi (restity). Sem zaradujeme granitoidy kohútskeho typu a korimovského typu. V menšej miere je zastúpený rochovský typ (Hraško, 2005).

199 svetlé masívne porfyrické granitoidy v masíve Kohúta a Stolice (kohútsky typ)

Zistili sa v centrálnej zóne granitoidného masívu Kohúta a Stolice na V od Revúčky, prevažne na S a SV od usmernených biotitických neporfyrických granitoidov. Časté sú hlavne na S od strižnej zóny v širšom okolí kóty Dachov diel (932 m n. m.). Alpínska strižná zóna tu súčasne tvorí južnú hranicu výskytu porfyrických granitov.

V ich bezprostrednom podloží veľa rás vystupujú porfyrické deformované variety s hojným biotitom, ktoré možno označiť za blastoporfyrické ruly. Vyznačujú sa prítomnosťou bielych zdvojitých K živcov veľkých do 1 – 3 cm, ktoré sú rotované v matrici bohatom na biotit. V jv. ohrazení masívu Kohúta vystupujú aj tmavšie šlírovité hybridné granitoidy, ktoré majú miestami vyšší obsah K_2O . Označujeme ich podľa kóty Rochová na SV od Čiernej Lehoty (kartograficky sú vyjadrené na geologickej mape).

Na mnohých miestach (napr. na JZ od Karafovej) sa potvrdila ich primárna pozícia nad hybridným komplexom. Súvisí to s umiestňovaním magmatických telies vo forme lakolitov, ktorých prírodné kanály ležia v hybridnom komplexe. Na sz. svahoch masívu Kohúta možno pozorovať pomerne náhle prechody do podložných šlírovitých granodioritov a rulovo-migmatitových litológií. V takom prípade sa v porfyrickom granite tvoria lištovité Kfs veľké až do 1 x 7 cm, ktoré rástli v režime umiestňovania lakolitu.

Porfyrické granity sú leukokratné – subleukokratné hrubozrnné všesmerné až usmernené svetlosivé s bielymi až sivými idiomorfnými porfyrickými K živcami veľkými do 1 – 3 cm, ktoré často uzatvárajú orientované plagioklasy, čo poukazuje na to, že porfyrické K živce kryštalizovali z taveniny.

V týchto horninách sú miestami zachovanejšie partie s granitickou štruktúrou. Pozorovateľné sú aj alpínske deformačno-rekryštalizačné procesy.

Z akcesórií je zastúpený apatit, zirkón, allanit (po okraji epidotizovaný). Morfológia zirkónu sa vyznačuje dobre obmedzenými kryštálovými plochami typom S_{12} a S_{14} .

198 šlírovité hybridné granitoidy rochovského typu

Vystupujú hlavne na J od porfyrických granitov kohútskeho typu. Sú masívne až šlírovité. Geneticky sú späté s porfyrickými granitmi, ale v priemere majú vyšší obsah biotitu. Prítomné sú aj variety bohaté na K živce. Z genetického hľadiska predstavovali vyššietepnú porciu magmy, ktorá bola bohatšia na restitovú zložku, a je pravdepodobné, že sú samostatným magmatickým spodnokarbónskym pulzom a ich vývoj možno odvodiť od intenzívnejšieho tavenia zvyškového protolitu.

197 blastoporfyrické ortoruly

Tvoria podložie lakolitu porfyrického granitu. Vystupujú v dolinových častiach Lehotského, Štítnického potoka a doliny Slanej. Tvorí ich usmernená hmota bohatá na biotit. Typické sú výrastlice rotovaných zdvojitých K živcov veľké do 2 – 3 cm. Je zrejmé, že sa hornina deformovala už pred spodnokarbónskymi granitizačnými procesmi alebo v súvislosti s nimi. Preniká nimi magma spodnokarbónskych granitoidov už po ich hercýnskej deformácii. V teréne sa tento typ od alpínsky deformovaných porfyrických granitov odlišuje ťažko.

EMPA (CHIME) datovanie monazitu (chemické mikrosondové datovanie) a izotopové charakteristiky

Na chemické datovanie monazitu sa vybrali vzorky z viacerých typov granitoidov (Hraško, 2005) – hybridný granodiorit s čiastočne porfyrickým vývojom K živca poskytol vek 358 ± 4 mil. r., masívny porfyrický granit kohútskeho typu – 362 ± 12 mil. r. a neporfyrický granodiorit rochovského typu – 355 ± 10 mil. rokov. Meraný vek sa teda pohybuje v rozsahu 355 – 362 mil. rokov, čo potvrdzuje ich príslušnosť do spodnokarbónskej kolíznej udalosti.

Vzorka porfyrického granitu 9738/1 odobratá neďaleko kóty Solisko (na SV od Revúcej) je zahrnutá v sade vzoriek Kohúta et al. (1999) (V9738). Izotopový iniciálny $^{87}Sr/^{86}Sr$ pomer je 0,706343. $^{143}Nd/^{144}Nd(350)$ iniciálne izotopové pomery s hodnotou 0,512086, $\epsilon_{Nd(350)} = -1,97$ a so zdanlivým krustálnym rezidentným vekom $T(DM) = 1\,172$ mil. rokov indikujú prítomnosť predkambrického kôrového zdroja v protolite granitoidnej magmy.

196 svetlé masívne, drobnozrnné až strednozrnné aplity a aplitické granitoidy

Aplitické variety granitoidov vystupujúce na povrch sú vzhľadom na svoju pozíciu jednoznačne najmladšie. Možno ich nájsť v okrajových častiach starších granitoidných typov (od granitov až po tonality), ale aj vo vnútri týchto masívov. Tvoria malé pne a žily. Iba tento typ granitoidov možno nájsť v metasedimentoch, ktoré majú zachované primárne sedimentárne minerálne znaky (slatvinské súvrstvie), a rovnako aj v metakonglomerátoch a metaarkózach rimavského súvrstvia v oblasti Slavošoviec, ako aj metakvarcitech považovaných za spodný trias. Väčšinou sa vyskytujú mimo mapy, kde sa podrobne charakterizovali. Tieto litotypy v menšom plošnom rozsahu pokračujú aj na územie Slavošoviec a Čiernej Lehoty.

Petrograficky možno vyčleniť

1. aplity a aplitické granitoidy kremeň – plagioklas – K živec, 2. aplity a aplitické granitoidy kremeň – plagioklas – K živec – muskovitové a 3. aplity a aplitické granitoidy kremeň – plagioklas – muskovitické (albitizované variety)

1. Aplity a aplitické granitoidy kremeň – plagioklas – K živec

Sú menej časté. Vystupujú vo forme žíl v starších typoch granitoidov alebo v okrajových častiach telies granitoidov na styku so slatvinským súvrstvom. Horniny majú zvyčajne panxenomorfnú štruktúru, len pri aplitických granitoch sú jadrá plagioklasov hypidiomorfné. Minerálne súčasti kryštalizovali naraz alebo postupne po krátkom čase.

Plagioklasy majú albitové zloženie a miestami uzatvárajú idiomorfné granáty (alpínske – metamorfné). K živce sú miestami uzatvorené plagioklasmi. Kremeň je mierne undulózny až rekryštalizovaný. V malom množstve vystupuje biotit, muskovit a klinozoisit, vzáčne zirkón, apatit a monazit. Častá je aj písmenková štruktúra, poukazujúca na rovnovážne podmienky a saturáciu vodou.

2. Aplity a aplitické granitoidy kremeň – plagioklas – K živec – muskovitické

Mimo územia mapy v oblasti na S od Ratkovského Bystrého až po kótu Hlaviny (na JZ od Revúcej) vystupujú ako mladšie žily. V oblasti Bielej skaly (882 m n. m.), tesne na okraji mapy (na S až SSZ od Chyžného), tvoria okrajové partie granitoidného masívu. Tvoria aj žilné telesá subhorizontálne uložené v usmernenom porfyrickom type granitoidov v masíve Kohúta a Stolice.

Horniny majú panxenomorfnú zrnitú stavbu. V masíve Sinca sa ich intrúzie viažu na styk ortorulového pásma a nižšie metamorfovaného komplexu vrstiev metapieskovca (slatvinské súvrstvie). Spravidla sú postihnuté muskovitizáciou ako premenou, alebo je muskovit aj primárny resp. subsolidový. Metamorfóza postihla hlavne horniny medzi Ratkovským Bystrým a Lubeníkom. Častý je však výskyt variet bez známk deformácie a premeny. Majú pomerne vysoký obsah modálneho K živca v nemetamorfovaných a slabo metamorfovaných varieties.

3. Aplity a aplitické granitoidy kremeň – plagioklas – muskovitické

Ide o albitizované a muskovitizované granodioritové až granitové aplity. Hojne vystupujú v oblasti Šteповého vrchu (pri Hnúšti) až južne od Krokavy (západnejšie od predmetného územia). Horniny sú slabo deformované alebo vôbec nedeformované so vzácnym granátom. V oblasti masívu Kohúta sú aplity tohto typu zvyčajne deformované a rekryštalizované.

V geochemických klasifikáciách majú aplity monzogranitové zloženie alebo zloženie albitického granitu. Podľa obsahu Ms majú variabilnú peraluminóznosť. Pomer Rb/Sr je zvyčajne pod 0,5, čím sa odlišujú od klenoveckého typu granitov (Hraško et al., 1997, 2002), ktorý je v kohútskej zóne veporika časovým aj látkovým ekvivalentom permských granitoidov gemerika. Len ojedinele sa vyskytujú vzorky s pomerom Rb/Sr do 3. V obsahu vzácných zemín je pomer LREE/HREE nízky.

195 leukokratné hrubozrnné živcové granity

V západnej časti regiónu s aplitmi vystupujú aj masívne leukokratné živcové granity – stredne až hrubšie zrnité, masívne variety granitu bohatého na živce, s ojedinelým drobným biotitom a miestami s porfyrickým vývojom. Majú väčšiu priestorovú afinitu k aplitickým granitom ako k podložnému porfyrickému granitu kohútskeho typu. Budujú hlavne oblasť Čiernej Lehoty na V od Lehotského potoka a oblasť kóty Príslop, Pavlova hora, Grúň a Biela skala a tam sa prstovite striedajú so staršími. Na styku s metamorfným plášťom prechádzajú do aplitoidných variet. Charakteristické sú kataklasticko-rekryštalizačné až mylonitovo-rekryštalizačné štruktúry.

Plagioklasy sú hypidiomorfné až xenomorfné (ak v magmatickom štádiu ako prvý kryštalizoval kremeň). Pôvodne išlo o kyslé plagioklasy. Sú často alpínsky deformované, s ohnutými lamelami, saussuritizované a ojedinele uzatvárajú granát. K živce sú súčasné s plagioklasom a v rozličnom stupni albitizované. V kataklázovanom K živci sa ojedinele našiel aj akcesorický turmalín. Kremeň je undulózny až úplne rekryštalizovaný. V niektorých prípadoch sa vyskytuje iba primárny, hrubšie lupenitý biotit, a vtedy kataklastické pukliny v plagioklasoch vypĺňa stilpnomelán. Niekde je zastúpený magmatický aj metamorfný biotit. Tento typ je potenciálnou surovinou (Broska a Hraško in Hraško et al., 2005).

Granitoidy tohto typu (č. 196, 195) sú jedinou skupinou s výrazným kontaktom k metasedimentárnemu obalu južného veporika, a to hlavne k jeho spodnej časti – slatvinskému súvrstviu. Ich nedostatočné kartografické odčlenenie od ostatných, starších granitoidov a metagranitoidov, viedlo v minulosti k nedorozumeniam a nejasnostiam o veku granitoidov tzv. rimavických (resp. sineckých) granitoidov. Ide o aplitické typy prevažne bez muskovitu a biotitu dobre pozorovateľné v lineárnej štruktúre smerujúcej približne od kóty Biela skala (na S od Slavošoviec) cez južné okolie Čiernej Lehoty smerom do lineárnej štruktúry Dachovho dielu (932 m n. m.), kde vystupujú ako samostatné žily aplitov intrudujúce nízkometamorfované metapsamity a bridlice slatvinského súvrstvia, ako aj staršie, prevažne porfyrické granitoidy. Intrudujú do strižnej zóny oddeľujúcej staršie spodnokarbónske porfyrické granity kohútskeho typu na S a silne metamorfované, tiež spodnokarbónske granodiority so silnými deformáciami, lineáciami a usmernením rulových enkláv v pevnom stave v smere V – Z na juhu.

Mladšie aplitické a živcové granity sú tak súčasťou výraznej transpresnej zóny ležiacej na S od lubeníckej línie, ktorá geofyzikálne nemá nijaký vplyv, pretože vystupuje v látkovo podobných granitoidoch. Jej smer V – Z je totožný so severným okrajom magnetickej anomálie vyvolanej rochovským telesom.

Pri výskume spodnokarbónskych granitoidov možno potvrdiť, že maximálna intenzita ich alpínskeho metamorfného prepracovania sa zhoduje s výskytom aplitických žíl. Štruktúrne charakteristiky aplitových žíl poukazujú na žilné telesá so sklonom na J a s premenlivou veľkosťou sklonu. Smer V – Z týchto žíl je totožný so smerom alpínskych lineácií v starších spodnokarbónskych metagranitoidoch. Tieto aplitické telesá zároveň bývajú často alpínsky deformované. Možno uvažovať aj o tom, že predstavujú syntecktonické alpínske intrúzie. Hraško a Kráľ (2005) na základe vysokého iníciaľneho pomeru Sr izotopov preukazujú skôr ich podobnosť s permskými granitmi gemerika, a podľa dvojbodových izochrón muskovit – apatit pri väčšine z nich permský vek.

Mladšie paleozoikum

REVÚCKA SKUPINA

Mladopaleozoické, silne tektonicky redukované sedimenty revúckej skupiny vystupujú v priestore alpínskeho tektonického styku severného gemerika a južného veporika. To je príčina nekompletnosti vrstvových sledov, ich značnej tektonickej deformácie a zmenšenia ich pôvodnej hrúbky. Stupeň zachovania primárnych znakov na vrstvových plochách navyše narušila intrúzia alpínskych granitoidov a ich kontaktnotermitické účinky. Súbor metasedimentov revúckej skupiny definovala Vozárová a Vozár (1982) ako mladopaleozoickú časť obalu juhoveporického kryštalinického fundamentu. V rámci neho sa v smere od podložia po nadložie vyčlenili dve, terénne veľmi dobre rozlíšiteľné litostratigrafické jednotky – slatvinské a rimavské súvrstvie.

Súbor metasedimentov *slatvinského súvrstvia* je v teréne dobre rozlíšiteľný hlavne podľa jeho sivej, tmavosivej až čiernej, ale aj zelenkastej farby v jeho vrchnej časti aj napriek pomerne zložitému metamorfnému vývoju s relatívne dobre zachovanou litologickou stavbou. Maximálna hrúbka sedimentov slatvinského súvrstvia je okolo 800 m. Charakter výstupu tohto súvrstvia v tektonicky silne exponovanej zóne spôsobil lokálne stlačenie vrstiev do izoklinálnych vrás malej amplitúdy, ktoré sú dobre vyvinuté hlavne v jemnozrnnejších sedimentoch. V týchto miestach sa dobre vyvinula krenulačná kliváž, alebo sa uplatňuje až čiastočná tektonická redukcia vrstiev. Spoločenstvá mikroflóry poukázali na vek stefan C – D (Planderová a Vozárová, 1982). Podľa spoločenstva sporomorf, ktoré sa našli v Uhliarskej a Revúckej doline a tiež medzi Hrachovom a Poltárom (ibid.), sa slatvinské súvrstvie zaradilo do stefanu C (gžel – podľa časovej škály Gradsteina et al., 2004). Určujúce rody a druhy sú *Potonieisporites* BHARDW. 1957, *Illinites* Kos. 1950, *Stratosaccites jizba*, *Florinites* S. W. & B. 1944, a *Thymospora thiessenii* (Kos.) WILS. & WENK.

Významným litologickým členom slatvinského súvrstvia sú čierne grafitické bridlice s lesklými a hladkými foliačnými plochami. Jednotlivé polohy dosahujú hrúbku až 30 – 50 m. Významnejšia poloha je najmä v bazálnej časti druhého veľkého cyklu. V grafitických bridliciach sa identifikoval hojný zuhoľnatý rastlinný detrit (Planderová a Vozárová, 1978).

Synsedimentárna vulkanická aktivita sa prejavuje zväčša iba niekoľko metrov hrubými polohami vulkanoklastík, zriedka výlevných telies dacitovo-andezitového až bazaltového zloženia (napr. výskyty v Uhliarskej, Revúckej a Bystrej doline).

Slatvinským súvrstvím prenikajú žilné telesá jemnozrnných aplitických granitoidov. Staršie z nich sú syntektonicky plasticky deformované a mladšie predstavujú jednoduché, postdeformačné prieniky.

Pozícia *rimavského súvrstvia* v priamom tektonickom podloží príkrovu severného gémrika podmienila silnú kataklastickú deformáciu a nerovnomernú tektonickú redukciu jeho jednotlivých litologických členov. Rimavské súvrstvie, ktorého maximálna hrúbka dosahuje okolo 500 m, sa skladá z klastických metasedimentov, najmä z hrubozrnného metapieskovca. V ňom sú metazlepenčové polohy, ale tvoria iba dva regionálne nesúvislé horizonty. Podobne iba sprievodnou zložkou sú pôvodne jemnozrnné sedimenty – piesčité fylity, jemnozrnný metapieskovec. Vek rimavského súvrstvia sa podarilo biostratigraficky doložiť iba na dvoch lokalitách mimo územia komentovanej mapy (pri Kocihe a v Revúckej doline na SZ od Sirku), kde Planderová (in Planderová a Vozárová, 1982) zaradila nájdené druhy spór rodu *Lueckisporites* do spodného permu, rozpätia vrchný autun – saxón.

Metasedimenty rimavského súvrstvia nemajú výrazne cyklickú stavbu. Pokiaľ sa dali sedimentárne cykly nízkeho radu rozlíšiť, majú usporiadanie typické pre aluviálne sedimentačné prostredie. Obsahujú hrubé, progresívne gradačne zvrstvené lavice metapieskovca, piesčitého metazlepenca s erozívnymi znakmi voči podložíu. Na báze lavíc hrubozrnného metapieskovca bývajú často sústredené obliaky s reliktnými znakmi dobrého opracovania. Sú stredne veľké a tvorí ich kremeň alebo granitoidy.

Metapieskovce sú prevládajúcim horninovým typom rimavského súvrstvia a petrografickým zložením zodpovedajú arkózovým a živcovým metadrobám. Štruktúra je blastopsamitová. Hlavnou minerálnou zložkou sú zrná kremeňa, plagioklasov a draselných živcov (ortoklas, mikrokín). Len vzácné sa zistili klastické zrná silne rozloženého biotitu. Hrubozrnejšie variety metapieskovca obsahujú aj úlomky granitoidov.

Prejavy kontaktnotermických účinkov sú v metasedimentoch rimavského súvrstvia podstatne menej rozšírené ako v metasedimentoch slatvinského súvrstvia. V štruktúre sa prejavujú vznikom všesmerne orientovaných porfyroblastov zoisitu, chloritu, biotitu a zriedka i granátu. V rimavskom súvrství sa sporadicky zistili postdeformačné žilné telesá (spravidla hrúbky v decimetroch) svetlých aplitov (oblasť na S od Sirku a Hrachova – mimo mapy).

Slatvinské súvrstvie

194 metamorfované arkózy a arkózovité pieskovce, lokálne s vložkami hrubozrnného detritu

Novovyčlenený súbor hornín na báze slatvinského súvrstvia reprezentuje primárny zvetraninový plášť kryštalinických súborov – metamorfných produktov z mezohercýnskeho štádia (devón – spodný karbón; sensu Bezák, 2004). Tento primárny obal sa generoval po vyznení hlavnej spodnokarbónskej metamorfnej udalosti, pričom detritický materiál pochádzal zo zdvihnutého bloku kryštalinika v bezprostrednom podloží. Pre materiálové spodobňovanie zdrojových hornín a klastických sedimentov ich bezprostredného obalu s absenciou výraznejšieho vytriedenia detritu (absencia transportu resp. jeho krátka vzdialenosť) je vzájomný prechod týchto dvoch generácií hornín často ťažko odlíšiteľný. V súbore arkózovitých sedimentov alebo na ich báze sa na rozhraní s kryštalinikom lokálne nachádzajú vložky sivého pieskovca a sivej, čiernej, lokálne zelenkastej siltovcovej a pelitickej bridlice, čo potvrdzuje asociáciu pelitických aj psamitických sedimentov v rámci obalového slatvinského súvrstvia. Najvýraznejšie vystupovanie *arkóz* a *arkózovitých pieskovcov* sa zistilo v zóne od údolia Slanej (3 km na SZ od Rejdovej) v súvislom leme smerom na J a JZ do oblasti Čiernej Lehoty.

Metamorfované arkózy bezprostredného obalu sa vyznačujú variabilným zachovaním klastických zrn kremeňa, plagioklasu, K živca a vulkanoklastov. Matrix medzi reliktnými klastickými zrnami je z agregátu kremeň + muskovit + chlorit ± albit; ± epidot/zoisit. Vzácné je zastúpený chloritoid. Relikty klastických zrn bývajú vo foliačných plochách deformované a rekryštalizované. Kremeň tvorí dynamicky rekryštalizované polykryštalické agregáty, plagioklasy sa vyznačujú tvorbou deformačných lamiel a K živce bývajú v centrách sericitizované.

Všesmerne orientované blasty hnedého biotitu a drobné kryštály granátu ako produkty naloženej vyššieteploťnej asociácie späté s výstupom telies permských aplitov sa v horninách vyskytujú variantne v závislosti od stupňa termického prestupu, a tým aj od metamorfnej rekryštalizácie. Biotit a granát bývajú po okrajoch a pozdĺž puklín chloritizované. Biotit je orientovaný konformne, ale aj priečne voči plochám staršej foliácie. Porozovala sa aj syndeformačná rotácia porfyroblastov granátu s uzavreninami kremeňa, sericitu a chloritu.

Vložky piesčitého a fylitického materiálu majú minerálne zloženie korešpondujúce s týmito arkózami bezprostredného obalu, čo tento typ arkóz asociuje so slatvinským súvrstvom. Takouto prechodnou vzorkou

je *piesčitý fylit* (jemnozrná metaarkóza). Relikty klastických zŕn reprezentuje hlavne kremeň a sú deformované v plochách foliácie. Plagioklas a K živce sú po okrajoch lemované novotvarmi a v centrálnych častiach sú v istej miere sericitizované. Novotvoreným metamorfným minerálom je muskovit + chlorit + kremeň, a to v podobe výrazne usmernených jemnokryštalických agregátov. V malom množstve vystupuje albit, epidot a ilmenit, v centrálnych častiach zmenený na rutil. Akcesoricky je zastúpený zirkón. V štruktúre sú nepravidelne rozmiestnené priečne orientované postdeformačné blasty svetlohnedého biotitu (Vozárová in Hraško et al., 2005).

193 *sivé pieskovce*

Sivé pieskovce spolu so sivými a čiernymi siltovcovými a pelitickými bridlicami sú bazálnym členom slatvinského súvrstvia vystupujúcim v súčasnom erozívnom zreze. Typický vývoj tejto litofácie bol zmapovaný v severojužnom pruhu cca 300 m na V od hrebeňa s kótou Biela skala (2,5 km na Z od Hankovej).

Hodnotený litotyp petrograficky spracovala Vozárová (in Hraško et al., 2005). Klastické zrná v hornine reprezentuje kremeň, plagioklas, K živce a svetlá sluda. Sivú farbu pieskovca spôsobuje prítomnosťou organickej substancie a lokálne drobných kryštálov grafitu. Časť klastických zŕn je rekryštalizovaná, deformovaná a lineárne usmernená v plochách foliácie a časť je v štruktúre neusporiadaná. Lokálne sú zastúpené aj úlomky plasticky deformovaných jemnozrných litoklastov.

Relikty pôvodnej sedimentárnej stavby metapieskovcov (až chloriticko-muskovitických bridlíc pri výrazne fóliovaných varietách) sú reprezentované 1. reliktnými hrubými zŕnami kremeňa klastogénneho pôvodu (2 – 3 mm) deformovanými v plochách foliácie alebo 2. planárne situovanými prúžkami alebo šošovkami kremeňa s prejavmi dynamickej rekryštalizácie. Prúžky, ktoré boli pôvodne bohaté na pelitový materiál, tvoria dominantne usmernený agregát svetlej sludy asociovaný s malým množstvom kremeňa a rutilu. Sporadicky sa zistili xenoblasty albitu. Časť reliktného klastického muskovitu je orientovaná pod vysokým uhlom na hlavnú foliáciu.

Fácia sivého pieskovca bola v závislosti od prestupu permských magmatických telies kontaktne metamorfovaná (biotitová, granátová a cordieritová zóna).

V kontaktne metamorfovanom pieskovci sa v biotitovej zóne vo výrazne usmernených mikroštruktúrach zachovali relikty klastických zŕn kremeňa, dvojčatne lamelovaného plagioklastu, K živca, mikropertitu a litoklastov (mikrokryštalický kremeň + veľmi jemný chlorit). V závislosti od reologických vlastností týchto minerálov sa časť z nich deformovala v plochách foliácie a časť sa orientovala všesmerne. Z novotvarových minerálov sa v biotitovej zóne zistil kremeň + biotit + chlorit ± svetlá sluda ± albit ± zoisit ± biotit ± epidot ± turmalín ± rutil ± klinozoisit ± apatit. Jemné kryštály biotitu a epidotu sa lokálne koncentrujú pozdĺž nepravidelných puklín. Biotit býva v plochách foliácie prerastaný chloritom a muskovitom alebo vystupuje v podobe väčších hnedých novotvarových jedincov šikmo voči foliácii alebo paralelne s krenulačnou klivážou. Lokálne je úplne chloritizovaný a s odmiešaninami rutilu.

Vyšším prejavom kontaktnej metamorfozy sivého pieskovca je vznik chloritovo-muskovitových piesčitých bridlíc s porfyroblastmi granátu a biotitu. Dominantnú časť štruktúry týchto hornín tvorí drobnokryštalický agregát kremeňa + muskovitu + chloritu + albitu ± turmalínu ± opakované minerály. Porfyroblasty biotitu sú miestami chloritizované s odmiešaninami rutilu. Porfyroblasty granátu sú pozdĺž puklín chloritizované.

Stavba je výrazne usmernená aj v prípade granátovo-biotitového rohovca. Relikty klastických zŕn (maximálne veľké spravidla do 0,4 mm) sú mierne deformované a sploštené v plochách foliácie. Reprezentuje ich kremeň, dvojčatne lamelovaný plagioklas, K živce, miestami mikropertitický. Vzácné sa vyskytujú relikty litoklastov (vulkanoklasty?) zložené z mikrokryštalického agregátu kremeňa.

Asociáciu metamorfných minerálov tvorí kremeň + biotit + granát ± chlorit ± plagioklas ± muskovit ± K živce ± epidot ± zoisit ± turmalín + apatit a opakované minerály. Podstatná časť biotitu je lineárne usmernená a vystupuje v plochách foliácie. Malá časť v podobe glomeroblastov vystupuje v medzifoliačných priestoroch, je orientovaná priečne na foliáciu a pri kryštalizácii využíva oslabené a lokálne extenzné zóny mikrostrihov. Granát býva po okrajoch resorbovaný biotitom, obsahuje uzavreniny kremeňa, zoisitu a opakovaných minerálov.

V prípade kontaktného teplotného postihu vo fácií cordieritovo-biotitovo-muskovitových bridlíc sa prúžky s reliktnými psamitovej štruktúry skladajú z kremeňa a reliktov deformovaných zŕn klastických plagioklastov. Prúžky, pôvodne bohaté na ílový materiál, sú predovšetkým z usmerneného jemnozrného agregátu slúd. Prevažuje muskovit asociovaný s opakovanými minerálmi a kremeňom ± albit ± biotit ± plagioklas ± titanit. Zastúpené sú priečne aj paralelne orientované kryštály mladšieho svetlohnedého biotitu a okrem toho aj oválne poikiloblasty cordieritu (veľké 1 – 6 mm, spravidla slabo sekundárne premenené a tvoria dvojčatné zrasty) s extrémnym množstvom uzavrenín kremeňa, slúd (sericit, biotit), epidotu/zoisitu a opakovaných minerálov. Ostatnú časť štruktúry tvorí hlavne jemnošupinkatý sludnatý agregát zložený z muskovitu, biotitu a asociovaných zŕn kremeňa, albitu a opakovaných minerálov. Tento sludnatý agregát sa vyvinul v syntektonickej foliácii a na plochách krenulačnej kliváže.

192 sivé a čierne siltovcové a pelitické bridlice s obsahom organickej substancie

Sivé a čierne, spravidla laminované *siltovcové* a *pelitické bridlice* slatvinského súvrstvia vystupujú medzi horizontom telies sivého pieskovca a zelenkastej siltovcovej bridlice.

Na báze sivých *pieskovcov* a *bridlíc* v dôsledku lokalizácie strižného napätia nastalo odtrhnutie od podložia, vznikli prešmyky a tektonicky sa zopakovali vyššie členy slatvinského a rimavského súvrstvia. Až trojnásobné tektonické opakovanie vrstvomého sledu sa zistilo v oblasti na Z od Rejdovej, kde boli spodné členy slatvinského súvrstvia nasunuté až na úroveň horizontu afanitických kvarcitov.

V prípade siltovcových bridlíc sú relikty blastopsamitovej štruktúry reprezentované deformovanými klastickými zrnami plagioklasu, K živca, vzácne klastickou sludou. Asociáciou regionálne metamorfných minerálov je kremeň + muskovit ± albit ± opakové minerály, apatit, organická substancia, a sporadický je novotvorený biotit. Pri pelitických bridliciach je dominantný lineárne usmernený agregát muskovitu asociovaný s kremeňom a s malým množstvom chloritu, rutilu, turmalínu a organickej substancie – ?grafitu.

Pri vyššom termickom postihu je dominantná metamorfná minerálna asociácia kremeň + svetlohnedý biotit ± plagioklas ± granát ± muskovit a akcesoricky sa vyskytujú opakové minerály, epidot, rutil a zirkón. Granáty sú po okrajoch lemované jemnými šupinkami biotitu alebo mierne rotované s prítomnosťou uzavrenín kremeňa a biotitu (granátovo-biotitický fylit – kontaktný rohovec). Relikty klastických zrn sú v takom prípade reprezentované drobnými klastmi plagioklasov a rekryštalizovanými šošovkami kremeňa.

Pri vyššom termickom prepise a generovaní novotvarov biotitu (chloriticko-muskovitický fylit s biotitom) sú nesúvislé laminy blastopsamitovej štruktúry z deformovaných zrn klastického kremeňa, okolo ktorých vznikajú štruktúry „obtekania“ zložené z jemnozrnného agregátu kremeňa + muskovitu + chloritu. Základnú (regionálnu resp. orogénnu) metamorfnú asociáciu Qtz + Mus + Chl + Ab sprevádzajú drobné opakové minerály. Naloženú kontaktnotermickú minerálnu asociáciu reprezentuje hlavne svetlohnedý až hnedý biotit orientovaný priečne aj pozdĺžne s plochami foliácie. Ak sa vyskytnú porfyroblasty granátu, v smere od okrajov a pozdĺž puklín ich zatláča šupinkatý agregát biotitu alebo úplne zatláča všesmerne orientovaný agregát biotitu.

V prípade Bt-Cdr rohovca (metapelitu) sa šošovkovité silne pretiahnuté poikiloblasty cordieritu viažu na pôvodné laminy (ílový materiál). Obsahujú hojné uzavreniny kremeňa, biotitu, opakových minerálov a relikty takmer úplne resorbovaných granátov lemovaných jemnými šupinkami biotitu. Ostatná časť štruktúry sa skladá hlavne z agregátu kremeňa + biotitu ± muskovitu a z reliktov granátov po okrajoch zatláčaných biotitom.

191 sivozelené piesčité bridlice a pieskovce

Sivozelené piesčité bridlice a *pieskovce* reprezentujú najvyšší horizont slatvinského súvrstvia. V zóne s kontinuálnym priebehom od Rejdovej do oblasti Rochoviec a Slavošoviec plynule prechádzajú do arkózovitých pieskovcov, arkóz až arkózovitých zlepencov rimavského súvrstvia. Tento prechod indikujú aj sivé živcové preplástky, ktoré sa postupne objavujú vo vrchných častiach horizontu sivozelených piesčitých bridlíc a pieskovca.

V ostatnom čase tieto horniny podrobne petrograficky zhodnotila Vozárová (in Hraško et al., 2005). Relikty klastických zrn sú reprezentované prúžkami a šošovkami granoblastického kremeňa, klastickými plagioklasmi a alkalickými živcami. Asociáciu regionálne (orogénne) metamorfných minerálov zastupuje kremeň ± muskovit ± albit ± chlorit ± epidot ± rutil ± klinozoisit. Prvé štyri minerály asociácie často vystupujú v drobnozrnnom usmernenom agregáte spolu s drobnými opakovými zrnami bez kryštalografického obmedzenia. Chloritizované porfyroblasty svetlohnedého biotitu sú orientované paralelne a šikmo na foliáciu. Pri horninách s nižším termickým postihom sa sporadicky identifikovali aj ihličkovité kryštály aktinolitu a epidot/zoisit. Akcesóriou bol apatit a opakové minerály. Tmavé tabuľkovité kryštály reprezentuje ?allanit.

Výrazné zastúpenie aktinolitu a podstatné chloritu a epidotu-zoisitu v asociácii metamorfných minerálov aktinolit + chlorit + epidot-zoisit + albit ± kremeň tieto horniny lokálne zaraďujú do fácie albitovo-chloritovo-epidotovo-aktinolitických bridlíc.

Aj v prípade granátovo-chloritovo-biotitovej bridlice sa zistilo usmernenie minerálnych jedincov a výrazná sekundárna foliácia. Takéto bridlice vykazovali metamorfnú asociáciu kremeň + biotit + chlorit + granát ± plagioklas.

Pri biotitovo-cordieritovom rohovci sú v štruktúre dominantné poikiloblasty cordieritu uzatvárajúce hojné množstvo uzavrenín kremeňa, biotitu, tiež rutil a muskovit. Sú len veľmi slabo pinitizované. Ostatná časť štruktúry sa skladá z polykryštalického kremeňa a biotitu. S nimi je asociovaný rutil, muskovit a apatit.

190 bážické magmatické horniny (amfibolity, gabrá, bazalty)

V oblasti Rochovce – Chyžné je v slatvinskom súvrství medzi biotiticko-chloritickými fylitmi väčšie množstvo menších východov intruzívnych bážických hornín. Ich reprezentantom je na území, ktoré hodnotíme, ojedinelá šošovka zistená v prostredí sivých bridlíc a pieskovcov na JZ od Slavošoviec.

Ivanov (1981, 1983), ktorý v minulosti tieto horniny intenzívne študoval, zaradil tieto intruzívne horniny do skupiny amfibolických gabrodioritov, amfibolických gabier a hornblenditov a (l. c.) vyslovil predpoklad, že spomenuté východy bázických hornín by mohli byť dajkami hlbšej bázickej magmatickej intrúzie karbónskeho veku.

Petrografické štúdium Vozárovej (in Hraško et al., 2005) potvrdilo prítomnosť fibrolitického agregátu aktinolitu v malom množstve albitu a titanitu a okrem toho veľmi jemnozrnný šupinkovitý agregát – zmes sludy a jemných zrn ?karbonátu resp. ?saussurit. Vzácnne bol aktinolit fľaškovozelenej farby zatláčaný hnedým biotitom.

Horniny sú spravidla metamorfované vo fácii *epidotovo-albitovo-aktinolitických bridlíc*. Štruktúru horniny tvoria prúžky bohaté na albit + epidot/zoisit + aktinolitický amfibol a z prúžkov zložených z granoblastického agregátu kremeňa, v ktorom sú len ojedinele rozptýlené kryštály amfibolu, epidotu alebo albitu. Aktinolitický amfibol má hojné uzavreniny kremeňa, epidotu/zoisitu a sporadicky titanitu.

V prípade *metabazaltov* sa zachovali reliktý tenkoprizmatických plagioklasov v pôvodnej magmatickej štruktúre. Sú saussuritizované, albitizované, lokálne s reliktnými dvojčatnými zrastov. Okrem toho sa v štruktúre zachovali hojné kryštálky hnedého prizmatického amfibolu lemované po okrajoch sporadicky zeleným amfibolom.

Semikvantitatívne mikrosondové analýzy apatitu (Ivanov, 1983) indikovali, že ide o dajky bázickej intrúzie pochádzajúcej z hlbšej časti zemskej kôry.

Z hľadiska obsahu prvkov vzácných zemín sú amfibolické *gabrá* až hornblendity s Ni-Co(Cu) zrudnením likvačno-magmatického charakteru (vrt KV-3 Rochovce; Ivanov, 1994) v porovnaní s bázickými horninami tatroveporika pozoruhodné pre extrémne vysoký obsah TR + Y. Veľkú koncentráciu majú najmä ľahké lantanoidy Ce, Nd, Sm a Eu. Na základe vyššieho obsahu nióbu Ivanov (l. c.) vysvetľuje generovanie taveniny v podmienkach selektívneho tavenia plášťa, pričom sa ľahko tavitelný niób (Nb_2O_5) na rozdiel od tantalu akumuluje v špecificky ľahších nadložných magmatických produktoch. Prostredie generovania materskej magmy teda Ivanov, l. c. kladie na rozhranie zemskeho plášťa a kôry.

Rimavské súvrstvie

189 *arkózovité zlepence (kilhovský typ)*

Arkózovité zlepence rimavského súvrstvia na hodnotenom území vystupujú v dvoch generálne severojužných zónach (v zóne Bielej skaly a Kilhova), ktoré sú spolu s podložnými sedimentmi slatvinského súvrstvia v tektonickej superpozícii. *Arkózovité zlepence* sú v oboch zónach asociované s arkózami a arkózovitými pieskovcami a na tento súbor nasadajú kremenné pieskovce a kvarcity triasu föderatskej skupiny. I keď zaradenie pruhu kremenných pieskovcov až afanitických kvarcitov do triasu föderatskej skupiny bolo pomerne jednoznačné, polohy arkózovitých hornín v ich podloží v zóne Bielej skaly sa zaraďovali do rimavského súvrstvia (Vozárová a Vozár, 1988) alebo do föderatskej (struženíckej) skupiny (Plašienka, 1984; Kováč a Madarás in Madarás et al., 1995). Podobná situácia nastala aj v kilhovskej zóne. Jej arkózovité zlepence sa jednotne zaraďovali do rimavského súvrstvia, ale nadložné kvarcity do föderatskej skupiny (Vozárová a Vozár, 1988; Plašienka, 1984) alebo do rimavského súvrstvia (Ivanička a Madarás in Madarás et al., 1995). V oboch zónach sme v zmysle klasickej definície permské arkózové sedimenty zaradili do rimavského súvrstvia a nadložné triasové (kremenné pieskovce a kvarcity) do föderatskej skupiny.

Hruboklastické *arkózovité zlepence* sú typicky vyvinuté v oblasti kóty Kilhov s takmer kontinuálnym južným pokračovaním až do oblasti Markušky. Arkózovité zlepence sú všeobecne svetlé až sivé a v kilhovskej zóne a v niektorých výskytoch pruhu Bielej skaly (napr. na S od Mlynnej doliny na Z od Rejdovej) majú charakteristickú zelenkastú farbu (tzv. kilhovský typ zlepenčov).

Fácia arkózovitých zlepenčov je z petrografického hľadiska pomerne monotónna. Klasy veľké od 0,4 až 5 cm tvorí predovšetkým kremeň, plagioklas a sporadické reliktý svetlej sludy. V plochách foliácie sú deformované a tvoria porfyroklastové systémy. Základnou hmotou zlepenčov je piesčitá fácia rovnakých minerálov a lokálne sú výrazné živcové preplástky.

188 *arkózovité pieskovce a zlepence, nečlenené*

Fácia *arkózovitých zlepenčov* má v zóne cca 2,5 km na Z od Ochtinej lokálne vyvinuté vložky *arkózovitého pieskovca*. Psefitická a psamitická fácia sa makroskopicky spodobuje aj v dôsledku silného tektonického pretvorenia (dôsledok deformačného štádia AD₁ a AD₂; pozri kapitolu o tektonickej stavbe). Na petrografickú charakteristiku sa použili vzorky arkózovitých hornín daného pruhu, ktorý je mierne mimo mapy znázornenej oblasti (1 km na VJV od Kopráša; vzorky petrograficky zhodnotila Vozárová in Hraško et al., 2005).

Relikty zrn klastického kremeňa sú v plochách foliácie silne deformované. Plagioklasy sa zachovali iba v reliktoch alebo v podobe zhlukov epidotu a albitu. Pôvodne boli asi intermediárneho alebo až bázického charakteru. Asociáciu metamorfných minerálov tvorí kremeň + muskovit + epidot ± albit + rutil + apatit + turmalín. Časť novotvorenej svetlej sludy sa asociovala s pôvodným klastickým muskovitom. Bežnou akcesóriou je zirkón.

Kompozične pestrejšia a menej deformovaná vzorka má relikty klastických zrn deformované len v plochách foliácie, ale generálne nie sú usporiadané. V tlakovom tieni dorastajú agregátom kremeňa a sludy. Početne sú zastúpené klasty živcov, medzi ktorými prevládajú magmatické plagioklasy. V menšej miere sú zastúpené K živce. Zistili sa aj relikty litoklastov (vulkanoklasty?). Ojedinele sú živce bohaté na uzavreniny ?grafitu. Asociáciu metamorfných minerálov reprezentuje kremeň + muskovit + chlorit ± biotit ± epidot ± albit, turmalín a apatit a pozdĺž nepravidelných puklín sú zhluky pennínu a aktinolitu.

187 arkózy

Arkózy reprezentujú najvrchnejšiu časť horizontu arkózových (živcových) hornín rimavského súvrstvia. Sú odrazom postupného zjemňovania klastogénneho komponentu od kremenno-živcových zlepcov kilhovského typu smerom ku kvarcitom föderatskej skupiny. *Arkózy* v území reprezentovali sivé, bielosivé až žltkastosivé bridličnaté psamity spravidla so sericitovým povlakom na plochách bridličnatosti. Ako reologicky priaznivý horizont akomodoval podstatnú časť strižnej deformácie v súvislosti s alpínskym postkolíznym odstrešovaním (tektonodeformačná fáza AD₂) za vzniku kremenno-živcových mylonitov.

Zásluhou prínosu tepla od granitov sa v arkózach lokálne zistila sekundárna biotitizácia (v štruktúre horniny sú nepravidelne rozmiestnené „hniezda“ všesmerne orientovaného hnedého biotitu). Relikty z blastopsamitovej štruktúry arkóz sa zachovali v podobe deformovaných klastov kremeňa, plagioklasu a K živca. Agregát skladajúci sa zo silne usmernených jemnozrnných metamorfných minerálov (kremeň + jemnozrnný biotit ± chlorit, albit, opakované minerály) tvorí okolo reliktov klastických zrn štruktúry „obtekania“.

Pri vyššom stupni pretvorenia sa relikty silne deformovaných klastických zrn zachovali na plochách foliácie v podobe dynamicky rekryštalizovaného kremeňa a krehkoplásticky deformovaných plagioklasov, zachovaných iba v reliktoch s lemom či s dorastaním albitu, bielej sludy, kremeňa a epidotu. Podľa povahy reliktných plagioklasov možno usudzovať o pôvodne bázickejšom charaktere klastogénnych plagioklasov. V tlakovom tieni pri reliktoch kremeňových klastov dorastá jemný agregát kremeňa a sludy. Asociáciu metamorfných minerálov reprezentuje kremeň + muskovit ± chlorit ± biotit ± epidot/zoisit ± albit + rutil + apatit + turmalín. Časť novotvorenej bielej sludy sa asociova s reliktmi pôvodného detritického muskovitu. Bežnou akcesóriou je zirkón. Veľmi sporadicky sa identifikovali porfyroblasty granátu úplne zatlačené chloritom.

Pri menej pretvorených arkózach sa zistilo (Vozárová in Hraško et al., 2005), že v detritickom komponente prevládajú magmatické plagioklasy a skromnejšie sú zastúpené K živce. Časť plagioklasov má bázickejší charakter. Ojedinele sa odlišili relikty litoklastov (vulkanoklasty?). Pozdĺž nepravidelných puklín sa našli zhluky pennínu a aktinolitu.

V prípade hrubozrnných metamorfovaných arkóz vzniknutých pri nižšej teplote deformácie alebo pri vyššej deformačnej rýchlosti sa zistila prevažujúca kataklastická deformácia hrubých klastických zrn. Prejavovala sa segmentáciou klastov, ich drvením a rekryštalizáciou. Zistila sa aj silná karbonatizácia horniny s množstvom kalcitu korozívne zatlačujúceho susedné minerály.

186 sivé kontaktne metamorfované metapieskovce, lokálne s laminami bridlíc

V území vystupujú len tesne na kontakte s aplitickými a živcovými granitoidmi. Ich príslušnosť k revúckej skupine je veľmi pravdepodobná (pozri legendu ku geologickej mape), ale k bazálnemu slatvinskému súvrstviu pre silné termické prepracovanie nie jednoznačná. Sivý *kontaktne metamorfovaný metapieskovec* je drobnozrnný a často sa v ňom striedajú svetlé a tmavé laminy až vložky bohatšie na biotit. Metapieskovce tvorí hlavne kremeň, albit, biotit a sporadicky granát.

FÖDERATSKÁ SKUPINA

Trias

Triasové obalové metasedimenty kryštalinika južného veporika sa vyčlenili a definovali hlavne v doline Dobšinského potoka a na stykovej zóne veporika a gemerika. Podrobne ich charakterizoval Madarás et al. (1995) a Madarás (in Mello et al., 2000). Predtým sa föderatskej jednotke venoval najmä Plašienka (1980,

1993, 1999). Komplex metamorfovaných pieskovcov, kremencov, pelitov a karbonátov vystupujúcich v doline Dobšinského potoka až po Rejdovú označil Rozlozsnik (1935) „Föderata séria“ Schönnerberg (1946) pokladal „föderatské“ mezozoikum za obal tisoveckej zóny, cez ktorú sú presunuté gemerické jednotky. Stratigrafiu jednotlivých mezozoických členov spresnil Kamenický (1951). Biely (1956) tektonickú stavbu mezozoika interpretoval ako vrásovú a na rozdiel od predchádzajúcich autorov, rovnako ako Maheľ (1953), považoval toto mezozoikum za okrajovú časť severogemerickéj synklinály.

Podľa Plašienku (1981) struženica jednotka a najmä jej južnejšie vývoje z paleogeografického hľadiska naznačujú skôr afinitu k vývojom meliatskej skupiny. Podľa Mocka (1980) konodonty získané z föderatskej série patria do dinarickej provincie. Plašienka (1981) v nadloží struženíckej jednotky vyčlenil príkrovovú jednotku prvého radu – príkrov Markušky. Alpínskou metamorfózou obalovej sekvencie sa zaoberal Plašienka et al. (1989) a Korikovskij et al. (1992). Kinematický model deformačného vývoja föderatskej jednotky podal Plašienka (1993). Štruktúrno-tektonickým štúdiom styčnej zóny s dôrazom na extenznú tektoniku sa zaoberal Hók et al. (1993) a geologickú mapu styčnej zóny gemerika s veporikom s dôrazom na litostratigrafickú náplň föderatskej jednotky podal Madarás et al. (1995).

Pri tvorbe novej mapy Slovenského rudohoria-východ sa názov *Föderata séria* nahradil názvom föderatská skupina (Vozár in Bajaník et al., 1983) a zaradili sa do nej vrstvy metamorfovaného pieskovca, kremenca, bridlice a karbonáty stratigrafického rozpätia spodný až stredný trias, ktoré sú súčasťou veporika (sensu Andrusov et al., 1973) a voči svojmu podložiu vystupujú v autochtónnej alebo paraautochtónnej pozícii.

Nález konodontov vo vrchných členoch skupiny na SZ od Vyšného hámra (Straka, 1981) umožnili zaradiť hornú časť sekvencie až do karnu. V ostatnom čase – po skončení geologického mapovania a zhodnotenia mnohých dát pozdĺž geofyzikálnych profilov v rámci úloh SGR-geofyzika (Grecula a Kucharič et al., 1992) a Atlasu geomáp SGR (Kobulský et al., 2001) – sa uvažovalo o zaradení triasových sedimentov najmä z oblasti Dobšinského potoka aj do obalových jednotiek stykovej zóny severného gemerika a veporika.

185h zlepenca, pieskovce s vložkami kremencov (skýt)

185g bridličnaté kremence, ojedinele zlepenca s polohami sericitických bridlíc (skýt)

Plošne pomerne rozsiahly horninový súbor tvorí prerušované pásmo lemujúce sz. a z. časť stykovej zóny veporika s gemerikom, a to od Dobšinského potoka po Rejdovú až Hankovú. Hrúbka vrstiev dosahuje najviac niekoľko dekametrov. Prechod medzi podložnými permskými arkózami (rimavské súvrstvie) a kremencami je pozvoľný. Vrstvy kremenca sú normálnym pokračovaním vrstvom sledu a považujeme ich za najspodnejší člen spodnotriasovej sedimentárnej sekvencie.

V prevahe je strednozrnný lavicovitý *kremenec* sivej, sivozelenkastej, zelenkastej a krémovej farby (185g). Bazálne časti lavíc sú hrubozrnnéjšie a dosahujú zrnitosť *zlepenca* (185h), vrchné v rámci cyklickej a rytmickej sedimentácie prechádzajú do pieskovca, sludnatej piesčitej a tenkolaminovanej sericitickej *bridlice* skýtu.

Kremenec až kvarcitu sú masívne, svetlosivé a vodovosivé. Prevládajú miestami laminované jemnozrnné až afanitické typy kvarcitu. Mikroskopicky majú granoblastické štruktúry a tvorí ich kremeň (95 – 98 %) a sericit (5 – 2 %). Kremeň tvorí výrazne undulózne alotriomorfné zrnká pretiahnutého tvaru. Zrná kremeňa sú veľké 0,2 – 0,4 mm a pretkané drobnými šupinkami sericitu. Ojedinele sa vyskytujú alotriomorfné zrnká pyritu. Pomerne bežné sú polohy zelenkastých chloriticko-sericitických bridlíc a tmavých *sericitických bridlíc* uprostred kvarcitov.

Pieskovce je žltosivý tenkodoskovitý, miestami bielosivý sludnatý a výrazne laminovaný. Je z kremeňa (40 – 60 %), plagioklasu (0 – 10 %) a sericitu (55 – 45 %). Pozorovateľné sú polohy rozličného minerálneho zloženia. Sú to a) polohy kvarcitu (už charakterizované), b) polohy oválnych zrníek kremeňa a plagioklasu (albit) veľké 0,2 – 0,3 mm obtekané drobnými šupinkami sericitu príp. muskovitu (podiel sericitu v polohách je 10 – 25 %) a c) takmer monominerálne polohy sericitu resp. drobnošupinkatého muskovitu veľkého 0,05 až 0,2 mm s malým podielom kremeňa (do 10 %).

Polohy sú paralelné a ich hrúbka kolíše (mm až cm). Akcesoricky sú v nich zastúpené zrnká rudných minerálov. Uprostred pieskovcových vrstiev sú pomerne zriedkavé polohy zelenkastej bridlice prestúpenej početnými kremeňovými žilkami.

185f pestré sericitické bridlice s vložkami bridličnatých kremencov (skýt)

V oblasti Vyšnej Maše a Vyšného hámra tvoria nadložie zlepencových, kremencových a pieskovcových vrstiev. *Bridlice* sú zelené, sivozelené, sivé, miestami s fialovým a červenkastým odtieňom, zriedka hnedé a hnedožlté. Sú laminované až tenkovrstvovité a miestami sú v nich tenké vložky bridličnatého *kremenca*. V ich stratigrafickom nadloží sú aniské rauvaky. *Bridlice* sú tektonizované a najintenzívnejšie na styku

s kryštalínikom, ale slabšie smerom na gemerikum. Vystupujú v autochtónnej resp. paraautochtónnej pozícii. Metamorfóza hornín dosahuje stupeň fácie zelených bridlíc (Plašienka et al., 1989; Korikovskij et al., 1992) – kremeň, chlorit, albit a sericit. Mazzoli et al. (1992) na základe b_0 hodnôt z muskovitu uvádzajú tlak do 12 kb.

185e raubaky a raubakizované vápence a dolomity

Raubaky, raubakizované dolomity a vápence sú zvyčajne žltohnedé, hnedé a s typickou vyvetranou bunkovitou textúrou. Na povrchu miestami tvoria bloky do 0,5 m a sú masívnejšie. Najčastejšie obsahujú ostrohranné úlomky sivého až tmavosivého dolomitu a ostrohranné úlomky až závalky bridlice a vápenca veľké do 1 cm, iba zriedka aj väčšie.

Vystupujú v tesnom nadloží kvarcítov a spolu s bridličnatým komplexom a anhydritmi (vrt G-37) tvoria bázu karbonátového komplexu. Pod vplyvom intenzívnych tektonických procesov sú polohy karbonátov v hrúbke niekoľko prvých desiatok metrov silne raubakizované, deformované a metamorfované. Horniny sú tektonicky redukované, a tak vedľa seba často vystupujú rozličné litotypy a je ťažko rozhodnúť, do ktorého stratigrafického sledu patria.

185d sivé dolomity (anis)

Dolomity sú typickým reprezentantom aniskej sedimentácie v tejto oblasti. Sivé sú takmer vždy v nadloží raubakov alebo sericitických bridlíc skýtskej sedimentácie.

Farba dolomitu je premenlivá. Miestami je až svetlosivý, svetlohnedastý s ružovkastým odtieňom. Zriedka sú v ňom vložky a polohy tmavosivého dolomitu. Prechod do nadložia je často cez sivohnedé, žltohnedé vápnité dolomity striedajúce sa s vložkami sivého dolomitického vápenca. Dolomit je prevažne jemnozrnný a typicky ostrohranne rozpadový. Tvorí lavice a dosky nepravidelnej hrúbky. Podľa pozície možno dolomit začleniť do anisu.

185c tmavosivé vápence s vložkami tmavých bridlíc (anis)

V sekvencii Vyšnej Maše sa v nadloží kremencov a raubakov sporadicky vyskytujú vrstvy *tmavosivého vápenca s vložkami tmavej bridlice*. Vrána (1966) ich označil ako „karbonatické fylity až svory“. Ich genézu a deformačný postih opísal Plašienka (1981). Nadložný stredotriasový komplex hornín je charakteristický rôznorodosťou a evidentným metamorfným postihom. Skladá sa z tmavých a tmavosivých lavicovitých lokálne masívnych *vápencov* (gutensteinského typu), miestami dolomitizovaných, s bielymi kalcitovými žilkami. Hrúbka lavíc je 15 – 30 cm, ojedinele aj väčšia. Niekedy prechádzajú do polôh doskovitého, miestami silne zbridličnateného vápenca s charakteristickými lesklými foliačnými plochami sivej až tmavosivej farby. Vyskytujú sa na oboch stranách doliny Dobšinského potoka.

185b svetlé vápence (anis – ladin)

Svetlé vápence sa vyskytujú v doline Dobšinského potoka a na SZ od Rejdovej. Podľa Madarása (in Mello et al., 2000) sú v nadloží tmavých karbonátov gutensteinskej fácie. Svetlé *vápence* sú masívne, ojedinele lavicovité. Svetlosivý vápenec je intenzívnejšie metamorfovaný a strieda sa s polohami sivšieho vápenca. Pomerné zastúpenie vápencových typov sa často mení. Terajšie rozdiely v vzhľade vápencov sú výsledkom metamorfózy, ktorá pravdepodobne bola príčinou ich vybielenia. Výrazný alpínsky metamorfný postih karbonátov föderatskej skupiny dokumentujú údaje zo štúdia kryštalinity illitu (Plašienka et al., 1989) a nepriamo tak možno usudzovať z prítomnosti granátov v rozpustnom zvyšku vápencov (Straka, 1978). Sú charakteristické nerovnakým stupňom rekryštalizácie, vysokou čistotou a neprítomnosťou sedimentárnych textúrnych a štruktúrnych znakov. Aj vzhľadom na metamorfný postih nie je ich vek jednoznačne paleontologicky dokázaný. Podľa pozície predpokladáme, že ide o anis až ladin.

185a tmavosivé a čierne rohvcové vápence (ladin)

V dobšinskom polokne vystupujú v nadloží svetlých, ružových a sivobielych vápencov. Smerom do nadložia sa v nich postupne objavujú polohy bridlíc. Tmavosivý až čierny *rohvcový vápenec* je silne rekryštalizovaný, laminovaný, plasticky deformovaný a prevrásnený. Okrem rohvcov sa v ňom často vyskytuje klastický a autigénny kremeň. Zriedka sú vo vápencoch vložky sivozelených, svetlozelených ílovitých a slienitých bridlíc. Vápence sú doskovité, miestami zbridličnaté, so šupinkami sludy a s okrovohnedou patinou.

Charakteristickým znakom sú sivé, tmavosivé a čierne, zriedka svetlosivé zaoblené rohovce veľké do niekoľko cm. Vekovo ich korelujeme s vrchnoaniskými a ladinskými vrstvami kojšovsko-opátskej oblasti.

185 čierne a sivé vápnité bridlice s polohami tmavých vápencov (karn)

V západnej časti územia sú rozšírené v sekvencii Vyšnej Maše pri Dobšinej (Biely, 1956). Čierne a sivé vápnité bridlice s polohami tmavého vápenca sú jediné stratigraficky datované vrstvy mezozoickej sekvencie föderatskej skupiny v tejto oblasti. Vek je na základe konodontovej fauny z vápenca nachádzajúceho sa uprostred bridlíc určený na karn (Straka, 1978, 1981). Vrchnotriasové drobnorozpadavé vápnité a piesčité bridlice vyvetrávajú do okrova a sú v nich často zachované sedimentárne štruktúry so znakmi rytmickej sedimentácie. V bridliciach sú aj tenké pieskovcové polohy vyvetrávajúce do hrdzavohneda. Bridlice miestami vystupujú v podobe niekoľko dm až m hrubých polôh aj v tmavých bridličnatých vápencoch. Flyšoidným vývojom vrstvy pripomínajú reingrabenské bridlice. Vrstvy sú najhrubšie na ľavej strane doliny Dobšinského potoka.

GEMERIKUM

VOLOVSKÁ SUPERSKUPINA

V ostatnom čase sa pri tvorbe regionálnej mapy Spišsko-gemerského rudohoria prehodnotilo litostratigrafické členenie staršieho paleozoika (v zmysle Greculu, 1982, volovskej skupiny) v rámci jednotlivých príkrovových jednotiek a po všestrannej úvahe to do istej miery viedlo k návratu k starším zaužívaným názvom, a to gelnická a rakovecká skupina (pozri predchádzajúcu kapitolu).

Volovskú superskupinu charakterizujú tri superponované horninové súbory (čierne a sivé metapelity a lydity, zelené metapelity a metapsamity a vulkanické horniny); prevládajúca metamorfóza vo fácií zelených bridlíc s prechodom až do amfibolitovej fácie lokálne vysokotlakovej metamorfózy; výrazné pásmové usporiadanie litologických a tektonických jednotiek; vrásovoprešmyková a príkrovová variská stavba s alpínskym tektonickým dopracovaním; početné a výrazné alpínske strižné a transpresné zóny; najväčšie sústredenie žilných a stratiformných ložísk nerastných surovín. Vek superskupiny je vrchný ordovik (?) až spodný karbón. Spodná hranica superskupiny je neznáma, vrchnú hranicu diskordantne prekrývajú horniny mladšieho paleozoika. Jej hrúbka sa odhaduje na 3 – 5 km.

Gelnická a rakovecká skupina sa odlišujú iba rozdielnymi vulkanickými horninami vo vrchnom litologickom súbore (hnílecké súvrstvie). Rakovecká skupina obsahuje bazaltové (diabázové) horniny bez kyslých vulkanitov (okrem diferenciátov bázičkej magmy) a gelnická je charakteristická ryolitovým vulkanizmom, ale bázičné horniny v nej nie sú zriedkavé. Dve nižšie litostratigrafické jednotky sú litologicky rovnaké, resp. ak sú medzi nimi mierne odlišnosti, odrážajú geotektonické a paleogeografické prostredie ich vzniku v spoločnom sedimentačnom bazéne staršieho paleozoika. Rozdiely tohto druhu sú aj v rámci gelnickej skupiny a sú charakteristické pre isté tektonické jednotky – príkrovy. Smolnícke súvrstvie má v pozdĺžnom smere stabilný faciálny vývoj, ale v priečnom sú rozdiely v zrnitosti, farbe, sedimentárnych textúrach, hrúbke ako aj v obsahu vulkanického materiálu najmä smerom na rakoveckú sedimentačnú oblasť. Základný charakter faciálneho vývoja je rovnaký. Podložné betliarske súvrstvie reprezentuje faciálne vývoje iniciálneho štádia vývoja sedimentačného priestoru celej volovskej superskupiny s členitou paleogeografiou. Sedimentovali v ňom dva hlavné súbory anoxických sedimentov, ktoré sa vyskytujú vo viacerých príkrovoch resp. v obidvoch skupinách (napr. belianske hrubolaminované metapelity charakteristické pre kojšovskú [gelnická skupina] aj pre rakoveckú sedimentačnú oblasť). Hlavné litologické členy gelnickej a rakoveckej skupiny sa charakterizujú ďalej.

Nečlenené a nezačlenené horninové komplexy gemerika

184 zvetrané a limonitizované paleozoické horniny, nečlenené

V podloží triasových karbonátov sa na viacerých miestach pri severnom okraji gemerika vyskytujú predtriasové (Folkmarská skala, Drienske na S od Kojšova – na mape pre malé rozšírenie nevyznačené) zvetrané a limonitizované väčšinou staropaleozoické horniny (j. okraj slovinskej Skaly až po Suchý vrch pri Rudňanoch), ktoré však nemožno jednoznačne označiť ako kôru zvetrávania.

Rozličné typy fylitov a diabázových hornín rakoveckej skupiny v podloží karbonátov sú veľmi drobné, drobnouólomkovité až štrkovité a potiahnuté červenavou a žltosivou patinou, často s limonitovým povlakom. Intenzívnejšia limonitizácia je v hlbších častiach (3 – 5 m) od povrchu, kde je hornina kompaktnjšia a kde sa vyskytujú aj žilky oxidov Fe a Mn. Hĺbka zvetrávania je veľmi rozdielna. Miestami je iba naznačená

v erozívnych zvyškoch na horninách rakoveckej skupiny, inde (údaje podľa šachtíc; Grecula et al., 1977) je viac ako 15 m. V kompletnejších profiloch kôry zvetrávania (Drienske, Folkmarská skala) v ich vrchnej časti okrem silného rozdrobenia horniny pribúdajú opracované úlomky kremeňa a iných hornín a hornina má charakter limonitizovaného štrku s postupným prechodom do pieskovca a zlepenca s hematitovým tmelom alebo až do hematitových polôh (Zorkovský a Kubišta, 1955). V oblasti Slovinskej a Folkmarskej skaly možno kôru zvetrávania priestorovo spájať s permsko-spodnotriasovými komplexmi.

183 ultrabázické horniny

Okrem ultrabázických hornín opísaných v meliatiku sa tieto horniny jednoznačne vyskytujú aj v prostredí paleozoických komplexov, ale to neznamená, že ich možno pokladať za paleozoické.

Ultrabázické horniny zistené v banských priestoroch *Rudnian* (Mandáková et al., 1971) na povrch nevychádzajú. Sú to malé šošovkovité intenzívne hydrotermálne zmenené telesá (listvenitizácia) vyskytujúce sa v tektonickej zóne medzi rulovo-amfibolitovým komplexom a karbónskymi horninami. Tvorí ich antigorit, chlorit, talk, karbonát a fuchsit.

Listvenitizované ultrabázické horniny sú súčasťou rulovo-amfibolitového komplexu na 16. obzore v Rudňanoch (Rozložník a Sasvári in Cambel a Jarkovský, red., 1985). Amfibolity sú súvislejšie odkryté pozdĺž Severnej žily, najmä v jej nadloží, a na 16. obzore Zlatníckej žily prevládajú rulové horniny zastúpené najmä biotiticko-plagioklasovou pararulou. Rula je bohatá aj na uzavreniny zaobleného tvaru s priemerom až 30 cm a tvorí ich talk a karbonáty (dolomit, kalcit, siderit), ale aj bronzit + fuchsit + kremeň + rudné minerály.

V podobnej tektonickej pozícii sú aj dva malé výskyty pri *Dobšinej-Tešárke* v násunovej zóne medzi amfibolitovým komplexom a nižšiemetamorfovanými horninami rakoveckej skupiny. Prevládajúcim minerálom ultramafitu je antigorit a podradnejšie zastúpenie má talk, chlorit, fuchsit a karbonát (Hovorka a Ivan, 1981).

Medzi významnejšie výskyty ultrabázických hornín znázornených na geologickej mape patrí Vyšný Klátov a Bukovec (Dianiška a Hurný in Grecula et al., 1977). Na vyšnoklátovskej lokalite tvorí *antigoritický serpentinit* sústavu šošovkovitých telies v úzkom pruhu (10 – 60 m) dlhom cca 1,2 km v prostredí klátovského rulovo-amfibolitového komplexu staropaleozoického veku (rakovecká skupina). Teleso je intenzívne tektonicky porušené a na okraji má vyvinutú *black wall* zónu. Hlavným minerálom serpentinitu je antigorit a k nemu pristupuje chlorit, talk, tremolit, chryzolit, chromit, magnetit a hematit. Okolité amfibolity sa zmenili na albiticko-chloritické a chloritické bridlice, v ktorých sú aj polohy talkovo-chloritických bridlíc a metasomatických kvarcítov so žilkami karbonátov (tie sa vyskytujú aj v serpentinitovom telese) veľké 2 až 5 cm. Šírka premenených zón je 2 až 30 m. *Black wall* zóna na okraji serpentinitu je hrubá 5 cm a s jasnými znakmi intenzívneho tektonického namáhania. Skladá sa z aktinolitu, talku, chloritu, biotitu, turmalínu a kremeňa.

Bukovské serpentinitové teleso (cca 2 km na JV od obce Bukovec) má rozlohu cca 150 x 250 m a ohraničujú ho zlomy. Geologické prostredie a minerálne zloženie sú podobné, ako má klátovské teleso (Dianiška a Hurný, ibid.).

V gelnickej skupine sa miestami vyskytujú malé telesá bazaltov s časťami majúcimi charakter ultrabázických hornín. Príkladom je výskyt na Strážnom vrchu na S od Medzeva (číslo litotypu 162) ohraničený ryhami v dĺžke 60 m. Hrúbka nie je overená, ale predpokladá sa iba niekoľko m. V serpentinite je okrem antigoritu aj talk, chlorit a magnetit (Rozložník a Varga, 1965).

182 granit

Na povrchu sa vyskytuje v oblasti Hnilec – Delava – Peklisko, v oblasti Zlatej Idky, Poproč, v závere doliny potoka Humel a v oblasti Betliara. V hĺbke sa zistil v mnohých vrtoch a v banských dielach (napr. v Dlhej a Krátkej doline pri Podsúľovej, v Čučme, pri Mníšku nad Hnilcom a i.). Pre početné výskyty na povrchu ho charakterizujeme podľa oblastí a typu.

Hnilec

Hrubokryštalický muskoviticko-biotitický granit

Dominantnou minerálnou fázou v tomto type granitu je alotriomorfný pertitický K živec často poikiliticky uzatvárajúci hypidiomorfné kryštály plagioklasu albitového zloženia alebo plagioklas symplektiticky prerastaný kremeňom. Z ďalších minerálov horninu tvorí alotriomorfný kremeň, sericitizovaný plagioklas, muskovit a biotit. Biotit uzatvára poikiloblasty zirkónu a monazitu a sporadicky býva čiastočne chloritizovaný a baueritizovaný. Hornina podľahla katakláze s počiatočným stupňom mylonitizácie. Postihli ju naložené hydrotermálnometasomatické procesy a ich dôsledkom sú drobné mikropukliny vyhojené kremeňom

a albitom. Miestami sú pozorovateľné magmatogénne plagioklasy s lemom na ne kolmo narastajúce kryštály postmagmatického albitu. Tento typ granitu je charakteristický pre určité úseky vrchnej časti hnileckého granitového telesa.

Podľa modálneho zloženia tieto granity zaraďujeme medzi vysoko diferencované peraluminózne leuko-granity resp. alkalicko-živcové granity až monzogranity Ca alkalickéj série (Malachovský et al., 1992).

Strednokryštalický muskovitický granit

Dominujúcimi zložkami v tomto type granitu, ktorý sa vyskytuje spolu s predchádzajúcim, je pertitický K živec uzatvárajúci albit, alotriomorfný kremeň, hypidiomorfný až alotriomorfný sericitizovaný plagioklas, muskovit, biotit a turmalín. Akcesoricky vystupuje apatit, zirkón a monazit.

V granite sa zistila katakláza rozličného stupňa, niekedy až granulácia kremeňa. Pukliny v hornine sú vyhojené jemnokryštalickým kremeňom. Na zrnách starších plagioklasov je častý albitový lem. Zriedka možno pozorovať miernu karbonatizáciu a turmalinizáciu horninového typu.

Granitový aplit a žilné granitoidy

Sem zaraďujeme tri štruktúrne variety granitoidných hornín neskoromagmatického až postmagmatického štádia kryštalizácie podobného chemického a mineralogického zloženia.

Granitový aplit s. s. má zloženie: plagioklas, „šachovnicovitý“ albit, kremeň, muskovit, akcesoricky muskovit, turmalín. Má aplitickú, alotriomorfnú štruktúru s častými symplektitmi. Zo symplektitov je zastúpený šachovnicovitý albit + muskovit, šachovnicovitý albit + chlorit, šachovnicovitý albit + kremeň, šachovnicovitý albit + muskovit + chlorit + kremeň.

Strednozrnné *žilné granitoidy* až granitové pegmatity majú rovnaké zloženie a štruktúrne znaky. Je v nich vyšší obsah hrubokryštalického hypidiomorfného kataklázovaného turmalínu a chloritovo-muskovitové žilky.

Granitový aplit s porfyrickou štruktúrou obsahuje porfyrické výrastlice alotriomorfného kremeňa, šachovnicového albitu a pertitického K živca. Všetky tri typy hornín vystupujú vo vrchných častiach granitového telesa, tvoria žilky (hrubé niekoľko cm) intrudujúce do okolitých bridlíc.

Na zistenie geotektonickej príslušnosti sme použili niekoľko diagramov so zhodným výsledkom. V diagrame $Y + Nb : Rb$ podľa Pearce et al. (1984) sú projekčné body granitu z Dlhej doliny v oblasti synkolíznych granitov a body granitu od Hnilca v oblasti vnútroplátnových granitov. V diagrame $Zr-Rb$ sú projekčné body granitu Hnilca a Dlhej doliny v poli Sn-W mineralizácie.

Zlatá Idka

Porfyrický biotitický granit

Je tu výrazne až nevýrazne porfyrický granit sivej až tmavosivej farby miestami s prechodom do rovnomerne zrnitého. Výrastlice mikroklínu sú v hornine rozložené nerovnomerne, ich podiel je do 25 objemových % a veľkosť 3 – 4, maximálne 7,5 cm. Základná hmota granitu je drobnozrnná až strednozrnná a hypidiomorfné štruktúry. Na jej zložení sa zúčastňuje K živec, kremeň, plagioklas a biotit. Akcesoricky sa vyskytuje apatit, zirkón, turmalín, monazit, granát, ilmenit, pyrit, chalkopyrit a arzenopyrit a zo sekundárnych minerálov epidot, rutil, klinozoisit, sericit, chlorit, muskovit, kalcit a hematit. Granit je niekde výrazne kataklázovaný. Miestami sú v ňom uzavreniny tonalitického zloženia s vysokým obsahom biotitu pseudodoleritickej štruktúry (do 30 %). Pôvodný plagioklas s bazicitou An 23 – 25 je výrazne saussuritizovaný. K živec má zloženie Or 86 – 87, Ab 10 – 11, An 2 – 3.

Strednozrnný leukokratný biotitický granit

Je sivobiely až sivý s makroskopicky odlišiteľnými šupinkami biotitu. Jeho zrnitosť v tomto horninovom type výrazne nekolíše a iba zriedka možno pozorovať výrastlice mikroklínu. V hornine je aj plagioklas, kremeň a biotit, akcesoricky sa vyskytuje apatit, zirkón, granát, antimonit, pyrit, arzenopyrit a rumelka, a zo sekundárnych minerálov sericit, klinozoisit, chlorit, muskovit, rutil a hematit. Štruktúra granitu je všesmerne rovnomerne zrnitá. Zriedka sú identifikovateľné myrmekity kremeňa a plagioklasu. Granit je intenzívne turmalinizovaný. Turmalín tvorí výrastlice veľké 5 – 6 cm, ako aj výplň puklín v granitovom telese, ale máva oveľa menšie rozmery. Okolie žiliek býva turmalínom často veľmi presýtené. Pôvodný plagioklas s bazicitou An 15 je intenzívne saussuritizovaný. K živec má zloženie Or 83, Ab 15, An 2. Biotit je výrazne chloritizovaný a baueritizovaný.

Strednozrnný až drobnozrnný leukokrtný (dvojsľudný) granit

Ide o svetlosivý granit s pleťovým odtieňom a so zriedkavými šupinkami biotitu a hniezdami čierneho turmalínu. Je strednozrnný až hrubozrnný a bez výrazných zmien zrnitosti. Tvorí ho kremeň, K živec, plagioklas, biotit a muskovit, akcesoricky granát, apatit, zirkón, monazit, antimonit, arzenopyrit, pyrit, rumelka, turmalín a karbonát a sekundárnym minerálom je sericit a chlorit. Relatívne väčšie zrná tvorí kremeň (0,8 – 1 cm), v menšej miere živec. Zriedka sú porfyrické výrastlice K živca veľké do 4,5 cm. Granit je stlačený a tým sa jeho všesmerne zrnitá štruktúra často mení na nápadne bridličnatú s kataklázou zrn kremeňa a plagioklasov. Pôvodný plagioklas je intenzívne sericitizovaný a biotit silno chloritizovaný, zriedkavejšie baueritizovaný.

Aplit

Často vystupuje vo výrazne porfyrickom biotitickom granite. Jeho styk s okolitým granitom je ostrý. Aplit je homogénny, nezonálne bielosivý, zriedka s hnedým odtieňom. Často ho prerážajú žilky kremeňa a karbonátu. Má takéto minerálne zloženie: kremeň (35 – 37 %), K živec (39,8 – 48,1 %) a plagioklas (15,6 – 19,9 %).

Poproč

Granit tejto oblasti má masívnu všesmerne zrnitú textúru s hypidiomorfnou až granulárnou štruktúrou. Základným typom tejto oblasti je *biotitický granit* pozvoľne prechádzajúci do *muskoviticko-biotitického* s pribúdaním turmalínu na úkor biotitu až do *muskoviticko-turmalinického granitu*. Pôvodnú štruktúru zotrel postmagmatické procesy prejavujúce sa metasomatickým zatláčaním plagioklasu mikroklínom alebo šachovnicovým albitom. Má povahu granitu s malou šírkou magmatickej diferenciácie, ktorá smerovala k alkalickému, sodnému koncu.

Humel

Teleso humelského granitu má monotónne zloženie a buduje ho len *biotitický granit*. Prejavy metasomatickej premeny sú nevýrazné a prejavili sa iba lokálne K metasomatózou a hydrotermálnou premenou biotitického granitu. Vyčlenili sa tri typy granitu – biotitický, biotitický s metasomatickým mikroklínom a apliticko-pegmatitický.

Betliar

Teleso pri Betliari je zo strednozrnného *biotitického granitu* s prechodom do biotitického *granitového porfýru*. Okrajovú fáciu tvorí jemnozrnný až strednozrnný albitizovaný *leukogranit* s biotitom resp. aplitický granit. V hĺbke v mnohých vrtoch sa v oblasti Podsúľovej až Čučmy zistili aj rôzne typy *albitizovaných a greizenizovaných granitov* aj so vzácno-prvkovou mineralizáciou (Dianiška in Malachovský et al., 1983).

181 granitizované horniny

Na S a Z od Úhornej od doliny Veľký rybník cez oblasť Pače až po vrch Rákoš sa nesúvisle tiahne pruh granitizovaných hornín, ktoré vzbudzovali pozornosť výskytom veľkých výrastlíc, hlavne živca. Pomenovali sa napr. ako hrubozrnné a očkaté porfyroidy, živcové porfyroidy a pod. Gubač a Klinec (1959) ich označili ako granitizované horniny resp. ako imbibičné porfyroidy, Grecula (1982) ako granitizované porfyroidy a tie typy, ktoré už mali charakter granitov, ako alaskity. V ostatnom čase sa granitizované horniny zistili na mnohých miestach staršieho paleozoika gemerika a zaberajú škálu od slabo rekryštalizovaných hornín až po granit. Ich petrologiou, štruktúrnou analýzou a geologickou pozíciou sa najnovšie zaoberal Radvanec, Grecula, Németh a Konečný (Radvanec et al., 2007).

Makroskopicky granitizované horniny sú svetlosivej až slabo hnedastej farby, masívneho vzhľadu s nápadnou hrubozrnnou textúrou a s výrastlicami živcov a kremeňa (od 0,5 až 3 cm). Určité časti granitizovaných polôh majú charakter typických granitov s veľmi malým zastúpením sludy. Sú hrubé desiatky metrov. Hranica granitu a granitizovanej horniny je pozvoľná alebo ostrá, čím odráža pôvodný litologický charakter východiskovej horniny. V granitizovanom komplexe sa okrem granitu nachádzajú aj polohy (dm až m) s veľmi slabo vyvinutou granitizáciou (rekryštalizované zelenkavé a sivé fylity a porfyroidy). Granitizované horniny sú v rozličnom litologickom prostredí, najčastejšie v kyslých metapyroklastikách (hnilecké súvrstvie) a v zelenkavých metapelitoch a metapsamitoch (smolnícke súvrstvie), ktoré sa na mape označujú ako porfyroblastické a rulovité metapelity, a to tak v gelnickej, ako aj v rakoveckej skupine (napr. v závere Majerskej a Rožňavskej

doliny, na S od Pače v malom lome a na hrebeni. Najtypickejším výskytom je v doline Veľký rybník, v Štofovej, Bystrej a Tinesovej doline, v oblasti Zlatej Idky a Popročského granitu a na severnom svahu Lacemberskej doliny.

Mikroskopické štúdium granitizovaných hornín potvrdzuje ich metamorfny pôvod (Gubač a Klinec, 1959; Radvanec et al., 2007), napr. súčasná kryštalizácia minerálov, výrastlice sú väčšinou xenoblastmi, vzájomné uzatváranie kremeňa a živcov a iných minerálov, lokálne zachovaná magmatická korózia kremeňa a zachovanie pôvodných metamorfných štruktúr v slabo rekryštalizovaných polohách granitizovaných komplexov. Majú takéto minerálne zloženie: kremeň (zvyčajne s undulóznym zhášaním), plagioklas zodpovedajúci albitu až oligoklasu (výrastlice a je aj súčasťou základnej hmoty), K živec (zastupuje ortoklas a mikroklín s mriežkovou štruktúrou), muskovit (podobne ako biotit nepatrí medzi početnejšie minerály granitizovaných hornín). Zastúpenie chloritu a podobne aj akcesorických minerálov – epidot, hematit a pyrit – je veľmi premenlivé.

GELNICKÁ SKUPINA

Staršie paleozoikum

Betliarske súvrstvie

Reprezentuje pomerne čierne, sivočierne a sivé dosť monotónne, stredne a hrubo laminované pieskovcovo-siltovcovo-pelitické metasedimenty vizuálne so zriedka zachovaným gradačným zvrstvením (ktoré je veľmi často v mikroskopickej mierke) a šikmým zvrstvením. Pri laminácii dominuje dvojica frakcie jemnozrnný psamit/pelit, potom psamit/siltovec, siltovec/pelit a pelit/pelit s farebnou odlišnosťou. Hrubolaminovaný vývoj (kloptanské vrstvy) na viacerých miestach pozvoľne prechádza do vývoja hrubolaminovaného až doskovitého metapsamitu s podradným zastúpením pelitov. Okrem hrubozrnného metapsamitu sme typické metapsefitové polohy nezistili. Jedľovecké vrstvy sa vyznačujú prevažne jemnolaminovanými sedimentmi typu siltovec/pelit alebo pelit/pelit. Najvyššiu stratigrafickú pozíciu betliarskeho súvrstvia zaberajú holecké vrstvy so sedimentmi typu pelit/pelit s polohami lydítov a zriedkavejšie karbonátov.

Metamorfne prepracovanie sedimentov je od anchimetamorfózy po amfibolitovú fáciu. Vyššiemetamorfované súbory betliarskeho súvrstvia sa vyznačujú masívnejším vzhľadom, očkatením až rulovitým charakterom horniny. Typy s intenzívnym stlačením majú vzhľad porfyroidov. Typické je tzv. vybielovanie horniny spôsobené metamorfnou koncentráciou organickej hmoty v šupinkách grafitu.

Kloptanské vrstvy (syn. kloptanské fylity)

Podstatnú časť fácie tvoria hrubolaminované siltovcovo-pelitické až pieskovcové horniny. Psamitická a pelitická zložka je v rovnováhe, resp. miestami prevláda psamitická, inde pelitická zložka. Hrúbka lamín sa pohybuje od 1 do 20 mm (potom už ide o doštičkovitý laminovaný metapieskovec), ale najčastejšie je do 6 mm. Psamitická zložka je jemnozrnná až strednozrnná, sivobiela a sivá, iba lokálne zelenkavá. Laminy čiernych pelitov sú tenšie ako laminy psamitov, ba niekedy sú vyvinuté len náznakovo. Okrem laminovaných typov sú tu aj vložky doštičkovitých psamitov sivej, čiernej a sivozelenej farby hrubé niekoľko m. Obsah organickej zložky v čiernych pelitoch kolíše (okolo 2 %) a v najvrchnejších častiach mierne rastie. Vo vyššiemetamorfovaných komplexoch sa organická zložka premenila na antracit až grafit (foto 1 a 2). Obsah organickej zložky dobre komunikuje s geofyzikálnou metódou – s vybudenu a spontánnou polarizáciou.

Sedimenty sú v istých zónach silne metamorfované a nepravidelne prevrásnené, laminy budinované a pretŕhané, a preto majú často nepravidelnú, hrboľkatú odlučnosť.

Kloptanské vrstvy sa vyskytujú iba v humelskom príkrove a na ich štúdium je najvhodnejšia Tinesova dolina. V jej strednej časti je pre túto fáciu charakteristická subfácia s najväčším zastúpením psamitickej zložky. Začína sa náhle nad laminovanými pelitmi so siltovcami. Pieskovce je hrubolavicovitý s gradačným zvrstvením a so zjemňovaním nahor. Hrúbka cyklu je max. 80 cm, z toho pieskovca bez laminácie okolo 30 cm (zrornosť pieskovca na báze rytmu je 2 – 5 mm), vyššie je laminácia postupne hustejšia a s prechodom do siltovcovo-pelitickej zrnostnej dvojice. Vrchná časť cyklu (iba 1 – 15 cm) je pelitická. Prítomné je aj šikmé zvrstvenie (foto 3). Priestorové rozšírenie tejto subfácie je 130 – 150 m v smere vrstiev, hrúbka cca 70 m. Tretí rozmer nie je známy, pretože vrstvy prikrýva komplex hrubolaminovaných siltovcov. Podložie komplexu je z hrubolaminovaných hornín dvojice siltovec/pelit a do nadložja a strán pozvoľne prechádza do rovnakých hornín, aké sú v jeho podloží. Takéto subfácie v rámci kloptanských vrstiev v humelskom príkrove sú častejšie, rozmermi podobné, ale väčšinou menšie. Vzhľadom na intenzitu prevrásnenia a zošupinatenia komplexov ich veľkostná a textúrna charakteristika nie je kompletná a na genetickú interpretáciu veľmi medzerovitá.

Na viacerých miestach humelského príkrovu sa okrem hrubolaminovaných siltovcovo-pelitických a pieskovcovo-pelitických sedimentov zistili aj jemnolaminované pelitické sedimenty, ktoré sa pozvoľne vyvíjajú z predchádzajúcich typov a majú charakter jedľoveckých vrstiev. Predpokladáme, že kloptanské vrstvy laterálne prechádzajú do jedľoveckých (typické pre jedľovecký príkrov) a v oblasti humelského sedimentačného priestoru aj smerom nahor s postupným prechodom až do holeckých vrstiev, čo sa už dokumentovalo v kapitole o litostratigrafii.

Kloptanské vrstvy by mohli mať vo výplni staropaleozoickej panvy bazálnu pozíciu, a to v rámci celej staropaleozoickej sekvencie gemerika. Ani detailný výskum gemerika vrátane hlbokých vrstiev nezistil jej podložie s inými horninovými súbormi, napr. zlepenkami, ktoré by jednoznačnejšie poukazovali na ich zdrojovú oblasť a možnú bázu výplne panvy. Klastické zirkóny (bez morfológických tvarov) z pieskovcových polôh indikujú prekambriový vek zdrojových hornín (650 Ma; Semenenko et al., 1977; Ščerbak et al., 1979). Podobne aj U/Pb vek zo zirkónov klastických sedimentov zo staropaleozoického podložja austroalpínskych jednotiek je vrchné proterozoikum/kambrium (Thöni, 1999; Neubauer et al., 2002, 2003; Vozárová, 1993). Zdroj opracovaných zirkónov gelnickej skupiny vidia čiastočne v zrelej kontinentálnej proveniencii. Možno predpokladať, že hruboklastické sedimenty spolu so svojím podložíom ako rigidné bloky zostali v koreňovej zóne gemerických príkrovov a plastickejšie komplexy sa od nich odlepili a vytvorili variské príkrovy.

Kloptanské vrstvy sa viažu iba na humelský príkrov a sú na väčšine jeho rozšírenia metamorfované až do úrovne amfibolitovej fácie aj s lokálnym granitovým tavením (Zlatá Idka, Humel, Betliar). Rekryštalizácia hornín komplikuje identifikáciu najmä pôvodného zrnitostného zloženia, v rámci lamín úplne zastiera gradáciu a spôsobuje aj vznik pseudovrstvovitosti. Pri vyššej metamorfóze je minerálna a textúrna prestavba horniny úplná a z laminovaných sedimentov vznikli očkaté rulovité horniny, ktoré po intenzívnom stlačení až mylonitizácii nadobúdajú textúru porfyroidov.

180 sivé až čierne chloriticko-grafiticko-muskovitické porfyroblastické metapelite („porfyroidy“)

Na povrchu sa vyskytujú na južných svahoch Tinesovej doliny na Z od kóty Kloptaň (1 154 m n. m.) a východnejšie vystupujú v okolí Zlatej Idky. V centrálnej časti regiónu sú v pásme od Bystrého potoka cez

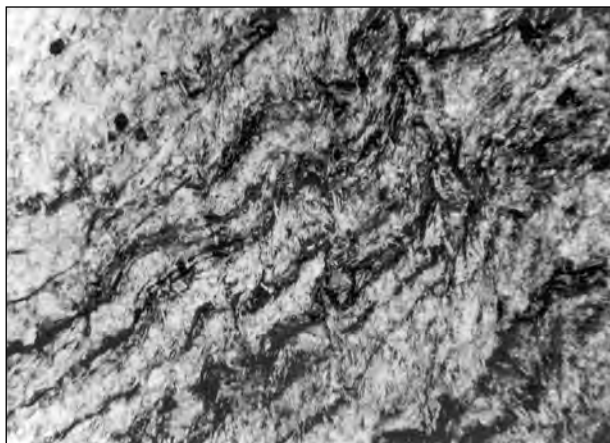


Foto 1. Vo vyššie metamorfovaných komplexoch kloptanských vrstiev je organická zložka premenená na antracit až šupinky grafitu. Lok. Tinesova dolina. Foto Grecula.



Foto 3. Cyklická sedimentácia kloptanských vrstiev. Lok. Tinesova dolina. Foto Grecula.

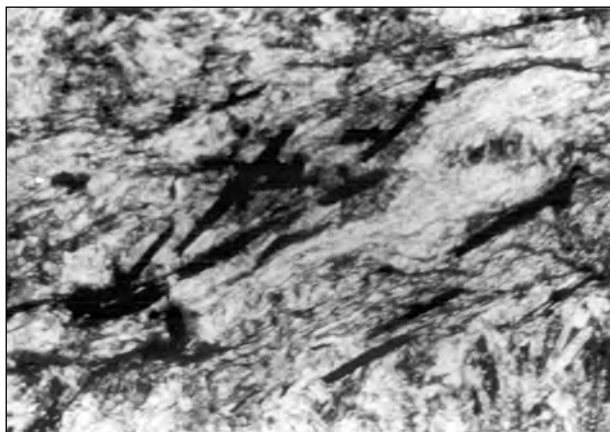


Foto 2. Detail z foto 1. Foto Grecula.

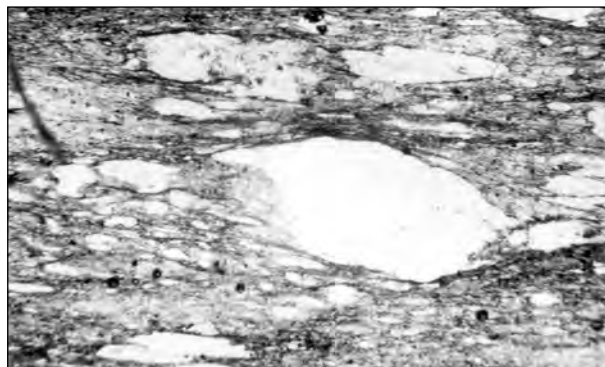


Foto 4. Novotvary kremeňa v silne metamorfovaných horninách kloptanských vrstiev. Foto Grecula.

okolie kóty Jamina (1 241 m n. m.), Guľapalag, kóty Skalisko (1 293 m n. m.) a cca 2,5 km na S od Betliara. Ojedinele výskyty sú aj na S od Čučmy.

Sivé až čierne porfyroblastické metapelite („porfyroidy“) sú typické tým, že sú v nich nápadné výrastlice kremeňa a pertitického ortoklasu. Výrastlice kremeňa bývajú rozpukané a pukliny sú vyhojené zrnkami metamorfného kremeňa. Kremeň výrastlíc je značne undulózny. Ortoklas je pertitický a miestami v ňom sú zrnká albitu. Matrix horniny je výrazne rekryštalizovaný. Skladá sa z drobnozrnného kremeňa (40 – 55 %) a muskovitu (45 – 60 %) s malým množstvom chloritu. Sludnaté minerály (muskovit, chlorit) vytvárajú v hornine nepravidelné paralelné zhluky. Veľkosť muskovitu v polohách je 0,1 – 0,4 mm.

179 striedanie vyššiemetamorfovaných a rekryštalizovaných až porfyroblastických hornín

Vyskytujú sa na povrchu v dvoch výrazných pásmach. Južné sa tiahne od Hýľova a Zlatej Idky po Smolnícku Hutu a Smolnícku pílu a cez j. okraj doliny Bystrého potoka pokračuje po kótu Okružly chrbát (1 205 m n. m.) na sv. okraji Rožňavskej doliny. Severné pásmo je na Z od doliny Bystrého potoka a pokračuje cez kótu Žobrácka poľana (1 219 m n. m.) a Skalisko – Baračka (1 293 m n. m.) až do oblasti Nižnoslanskej bane.

Vyššiemetamorfované, rekryštalizované až porfyroblastické horniny sú podobné ako predchádzajúci horninový typ (č. 180), s ktorým sa vertikálne a laterálne zastupujú. V sludnatých polohách fylitov sú väčšie šupinky muskovitu (0,4 – 0,6 mm), pričom niektoré nekopírujú pôvodné usmernenie sericitu v polohách. Vo svetlejších laminách sú početné výrastlice kremeňa (do 2 mm). Podobne sú pozorovateľné i väčšie šupinky biotitu.

178 škvrnité kloptanské fylity

Na povrchu boli vyčlenené iba v okolí Zlatej Idky a tvoria tam úzke pruhy. Vzhľadom na mierku mapy sme ich zlúčili s predchádzajúcim horninovým litotypom a zobrazujeme ich iba hypoteticky v geologickom reze.

Škvrnité kloptanské fylity sú typické tým, že v nich sú už makroskopicky pozorovateľné nepravidelné škvrny tmavších farebných odtieňov. Tie spôsobuje zhlukovanie väčších šupiniek muskovitu spolu s chloritom do zhlukov až plodov príp. aj nepravidelných šošovkovitých tvarov.

177 tenko až hrubolaminované zvrásnené čierne a sivé grafiticko-sericitické fylity s vložkami a polohami metapsamitov

Základnú charakteristiku litotypu, ktorý je hlavným reprezentantom kloptanských fylitov, sme uviedli vo všeobecnom úvode. Horninu tvoria *hrubolaminované grafiticko-sericitické fylity až metapiesskovce*. Psamitická a pelitická zložka sú v rovnováhe, ale miestami psamitická zložka prevláda. Pozorujeme v nich striedanie polôh odlišného minerálneho zloženia, ktoré tvorí kremeň a sericit, akcesoricky pyrit a organická hmota (grafitický pigment). Organická hmota vystupuje v polohách s výraznejším podielom sericitu. Tieto polohy bývajú často fyliticky sprehýbané a zvrásnené.

Jedľovecké vrstvy (syn. jedľovecké fylity)

Jedľovecké fylity nie sú významnejšie plošne rozšírené a reprezentujú ich najčastejšie slabo metamorfované (č. 173) a menej výrazné rekryštalizované (č. 175) až porfyroblastické typy (č. 176). Ich väčšie rozšírenie predpokladáme v hlbších častiach pod holeckými vrstvami v jedľoveckom a medzevskom príkrove (zistené vrtmi v rámci projektu Fichtenhübel, Fe-Cu rudy). Zriedka sa vyskytujú aj kontaktne metamorfované variety (č. 174). Jedľovecké fylity sú veľmi podobné holeckým vrstvám. Nevyskytujú sa v nich lydity ani karbonáty alebo vulkanický materiál a laterálne prechádzajú do kloptanských a belianskych fylitov. Laminácia týchto fylitov je podstatne menej výrazná, ako majú kloptanské a belianske fylity. Často je to skrytá laminácia. Farba je čierna a sivočierna so zastúpením organickej hmoty (2 – 5, veľmi ojedinele až 15 %), ale to až na hranici s holeckými vrstvami. Jedľovecké fylity sú na mnohých miestach rovnoplocho štiepatelné (pri nižšej metamorfóze, č. 173). Obsahujú tenké (1 – 3 cm) siltovcové a pieskovcové vložky. Na typovej lokalite južné svahy Jedľovca a inde ojedinele sú vložky hrubozrnej sivej lavicovitej droby a drobového pieskovca hrubé do 2 m.

Podľa údajov z vrtov sa na lokalite Jedľovec v najspodnejších vrstvách častejšie vyskytujú vložky sivých a čiernych hrubozrnných psamitov až gravelitov hrubých niekoľko dm až metrov. Väčšie zrná sú kremenné (do 5 mm). Najtypickejší výskyt je v jedľoveckom príkrove (lok. Kremelské lúky – Jedľovec, južné svahy), kde sú častejšie psamitické vložky a aj laminácia je výraznejšia ako v jedľoveckom príkrove. Jedľovecké fylity v humelskom a kojšovskom príkrove sa vyskytujú v nadloží kloptanských a belianskych fylitov a sú prechodným horizontom do holeckej fácie (vrstiev) s lyditi. Hrúbka je iba zriedka desiatky metrov, a preto sa na mape vyčlenili iba výnimočne. V ostatných oblastiach ich hrúbku odhadujeme na desiatky m.

176 sivé až čierne grafiticko-muskovitické porfyroblastické metapelity

Vyskytujú sa v úzkych pruhoch na severnom a východnom svahu horského masívu Turecká. Minerálna a textúrna prestavba pri *porfyroblastických metapelitoch* je významnejšia ako pri type č. 175. Organická hmota má formu šupiniek grafitu so všesmernou orientáciou. Ako výsledok rekryštalizácie organickej hmoty sa hornina oproti pôvodnej čiernej farbe „vybieluje“, je svetlosivá až bielosivá so zachovanými šmuhami, (zvyškami) pôvodnej farby. Očká kremeňa sú častejšie a dosahujú 2 až 3 mm, čo spôsobuje očkátý textúrny charakter horniny. V zónach s intenzívnejším stlačením textúrne pripomínajú až porfyroidy. Tvoria aj tenké polohy v litologickom type č. 175 ako odraz vhodného litologického prostredia (pôvodne drobové vločky – selektívna metamorfóza) počas metamorfných udalostí panujúcich v celom horninovom prostredí.

175 jedľovecké fylity s výraznejšou rekryštalizáciou

Sú na severnom svahu Tureckej a v hlbokých vrtoch v oblasti Jedľovec – Humel. Horniny majú podobné zloženie ako slabo metamorfované typy (č. 173), no tento litotyp je s *výraznejšou rekryštalizáciou* organickej hmoty a siltovcovo-psamitických lamín a vložíek s novotvarmi očiek a šošoviek kremeňa. Kremeň je alotriomorfný a často undulózny. V hornine sú aj nepravidelné žilky a šošovky kremeňa, miestami s karbonátmi (kalcit – ankerit). Na ich styku s okolitou horninou sa vyskytujú šupinky muskovitu veľké až do 1 mm.

174 kontaktne metamorfované čierne a sivé grafiticko-sericitické pelitické laminované fylity

Vyskytujú sa v úzkych pruhoch pri sz. okraji popročského granitu a na JV od Delavy. *Kontaktne metamorfované fylity* sú produktom termickej metamorfózy a okrem rovnakého minerálneho zloženia jedľoveckých fylitov sa vyznačujú zhlukmi organického pigmentu a sericitu. Oproti bežným typom jedľoveckých fylitov sú húževnatejšie.

173 čierne grafiticko-sericitické fylity s vložkami a s polohami metadrôb a metapsamitov

Sústredenejší výskyt jedľoveckých fylitov je na južných svahoch Jedľovca, na JV od Lastovičieho vrchu a na z. okraji Popročča.

Sú to tmavosivé až *čierne fylity* (metapelity) s organickou hmotou. Makroskopicky sme ich charakterizovali v úvode pri opise jedľoveckých fylitov. Tvoria ich kremeň a sericit. Pozorujeme v nich striedanie nevýrazných lamín rôzneho minerálneho zloženia – častejšie sú kremenné a sericitové polohy. Sericitické polohy obsahujú organickú hmotu (pigment) a zrnká hypidiomorfného a idiomorfného pyritu. Iba zriedka bývajú fyliticky sprehybané a prevažne sú rovnoplocho štiepatelné. Miestami sú v nich piesčitejšie vločky a sivé *metadroby* a drobové *metapieskovce*.

Holecké vrstvy

Vrstvy reprezentuje súbor hornín, najmä čiernych pelitov a lyditov (silicitov), menej karbonátov a lokálne rozptýleného vulkanického popola v uvedených litotypochoch. Pelity sú homogénne až skrytolaminované s podielom organickej hmoty 5 – 7 %, iba ojedinele do 12 %. Iba zriedka bývajú zastúpené tenké vločky sivých a čiernych siltovcov. Veľmi typickým reprezentantom súboru čiernych pelitov je rozptýlená prímies keratofýrového materiálu, a to najčastejšie vo forme vulkanického popola a bombičiek, ojedinele aj vulkanických bômb alebo tenkých vložíek (foto 5). Typickým predstaviteľom sú vrstvičky, polohy alebo vločky čiernych lyditov najčastejšie sa striedajúce s čiernymi pelitmi alebo s vrstvičkami vulkanického materiálu (foto 6). Masívne a lavicovité polohy lyditov hrubé desiatky metrov sú iba v humelskom príkrove. Tam je ich zastúpenie najväčšie (30 – 40, ojedinele až 80 %), kým v ostatných príkrovoch sú prevažne doskovité a ich podiel na celkovej náplni fácie je od niekoľkých do 20 %. Ani karbonáty sa nevyvinuli vo všetkých oblastiach. Najviac je ich opäť v humelskej oblasti, menej v jedľoveckej a v ostatných sú zriedkavé. Karbonáty podobne ako lydity tvoria alebo vrstvičky a šošovkovité polohy, ktoré sa sústreďujú na malé plochy (v súčasnosti sú to hrubošošovkovité útvary), alebo sú to lavicovité až masívne polohy hrubé desiatky metrov a dlhé stovky metrov. Tie sú charakteristické iba pre humelský príkrov – typ Nižná Slaná a pruh Hanková – Volovec.

V spodnej časti polôh (možno sú to okraje rifov) sú karbonáty takmer vždy laminované a s vložkami čiernych pelitov (foto 6a) alebo znečistené závalkami a prúžkami pelitov (foto 6b). Vo vrchnej časti karbonátových polôh je často rozptýlená prímies diabázového alebo keratofýrového materiálu. Stredná časť polôh karbonátov je takmer vždy masívna. Karbonáty sú vo vrchnej časti, najčastejšie nad lyditovým horizontom, ale nie je to pravidlo. Rifový pôvod karbonátov nie je jednoznačný.

V holeckých vrstvách sa lokálne vyskytujú polohy metasedimentov psamitického charakteru. Tvorí ich kremeň (40 – 55 %), sericit (50 – 60 %), chlorit (0 – 10 %), albit (0 – 5 %) a akcesoricky pyrit a hematit. V horninách sú pozorovateľné oválne klastické kremenné zrná veľké 0,4 – 1,5 mm. Kremeň je nevýrazne undulózny. Miestami bývajú drobné tabulkovité zrná albitu. Tieto klasty obteká drobnozrná kremenná sericitová hmota s malým zastúpením chloritu. Kremeň v nej dosahuje rozmery pod 0,1 mm.

Dominujúcim litotypom sú tmavosivé až čierne laminované fylity. Majú lepidogranoblastickú až

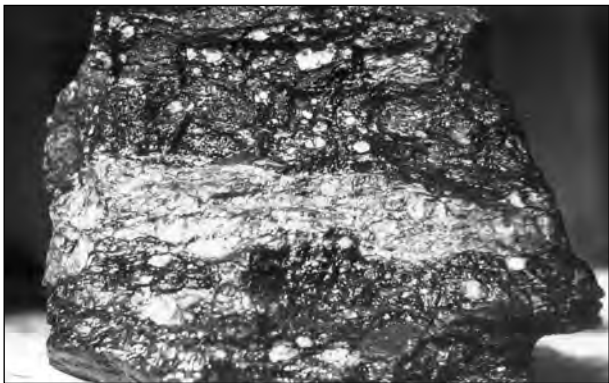


Foto 5. Čierny metapelit holeckých vrstiev s vulkanickým popolom a bombičkami. Lok. Švedlár, lom žilného kremeňa. Foto Grecula.



Foto 6a. Striedanie vrstvičiek karbonátov a čiernych pelitov. Východný okraj hlavného karbonátového telesa ložiska Manó v Nižnej Slanej. Foto Grecula.



Foto 6. Striedanie vrstvičiek lyditu a vulkanického materiálu. Lok. Jedľovec, štôlna Raky. Foto Grecula.

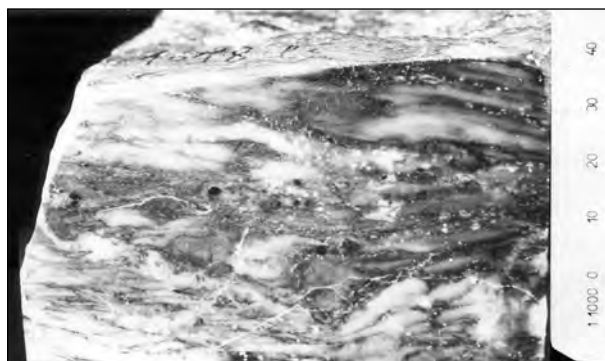


Foto 6b. Kryštalický vápenc s pásikmi a šmuhami čiernych metapelitov. Lok. Holec. Foto Grecula.

granolepidoblastickú štruktúru a tvorí ich kremeň (40 – 70 %), muskovit (30 – 60 %) a chlorit (0 – 15 %). Akcesoricky sa vyskytujú drobné šupinky rudných minerálov (pyrit, limonit) a na druhej strane väčšie množstvo organického pigmentu (2 – 6 %). V laminovaných fylitoch je pozorovateľné striedanie polôh rôzneho minerálneho zloženia. Ide o polohy kremeňa (80 – 90 %) v asociácii s drobnými šupinkami muskovitu a zriedkavejšie chloritu. Kremeň je alotriomorfný, nevýrazne undulózny a v rámci polohy má približne rovnaké rozmery zrn. Druhým typom sú laminy a vrstvičky sericitu, miestami s malým množstvom drobných kremenných zrn (max. do 5 %). Často sú fyliticky sprehybané a je v nich hematitový a organický pigment sfarbujujúci horninu.

Niektoré polohy tmavých fylitov obsahujú väčší podiel karbonátov vo forme nepravidelných polôh alebo žiliek paralelných s usmernením horniny alebo naprieč usmernenia, často s kremeňom.

V polohách tmavých fylitoch bývajú aj vložky (nepravideľnej hrúbky) kyslých metamorfovaných pyroklastík a polohy hydrotermálnych kvarcitov s organickým pigmentom (lydit) a s vtrúsenou mineralizáciou.

Holecké vrstvy s vyšším stupňom metamorfného prepracovania sa skladajú z kremeňa, muskovitu, v malej miere z chloritu a zriedka možno nájsť šupinky biotitu koncentrované v tenkých paralelných polohách.

Holecké vrstvy do podložia aj nadložia prechádzajú pozvoľne. V jedľoveckom a medzevskom príkrove do podložia prechádzajú do jedľoveckých fylitov (č. 173 až 176), ktoré sa od holeckých vrstiev odlišujú chýbaním

lyditov, karbonátov a vulkanického materiálu a na druhej strane väčším podielom siltovcovo-psamitického materiálu. Ich odlíšenie od holeckých vrstiev nie je jednoznačné.

Holecké vrstvy sú veľmi dôležitým stratigrafickým horizontom, lebo sú regionálne rozšírené a stoja na hranici veľmi rozdielneho sedimentačného prostredia. Okrem toho sú nositeľom veľmi významnej koncentrácie kovových prvkov, ktoré vo variskej epoche poskytli hlavný podiel kovov v rudných fluidách variskej metalogenézy. Boli mimoriadne dôležitým horizontom pri geofyzikálnom výskume (VP, SP, odporové profilovanie) a ten pri tvorbe novej geologickej mapy SGR, ako aj pri tektonickej interpretácii poskytol veľmi cenné informácie.

172 silne rekryštalizované až porfyroblastické čierne chloriticko-grafiticko-muskovitické pelitické fylity až ruly s vložkami lyditov, prípadne karbonátov a vulkanických hornín

Vyskytujú sa najmä v humelskom príkrove, aj ako súčasť litologického typu č. 171, s ktorým sa laterálne aj vertikálne zastupujú.

Horniny sú metamorfované vo vyššom stupni metamorfózy. Zistilo sa zväčšenie muskovitov a chloritov, ako aj celohorninová rekryštalizácia. V kyslých metapyroklastikách sú aj šupinky stilpnomelánu až tmavozeleného biotitu, miestami s hnedým γ -pleochroizmom (do 0,2 mm). V *metapelitoch* sú častejšie biotitové šupinky. Typickým znakom vyššiemetamorfovaných holeckých vrstiev sú šupinky grafitu a tzv. vyčistenie (vybielenie) horniny od organického pigmentu. Lydity v tomto stupni metamorfnej premeny majú často vzhľad jemnozrnných bielosivých kvarcítov so zvyšnými čiernymi šmuhami pôvodnej horniny (napr. na V od Nižnej Slanej).

171 rekryštalizované čierne grafiticko-chloriticko-muskovitické pelitické fylity s vložkami lyditov, karbonátov a vulkanických hornín

Metamorfované a rekryštalizované litotypy holeckých vrstiev sú bohato zastúpené vo východozápadných pruhoch prebiehajúcich centrálnou časťou gemerika. Kontinuálny južný pruh prebieha v zóne na JZ a JV od Henckoviec, Gemerskej Polomy, Betliara a s miernym stočením do smeru VSV – ZJZ na transgemickej strižnej zóne pokračuje smerom na Smolnícku pílu. V ďalšom východozápadnom pokračovaní prebieha pruh na úrovni kóty Kloptaň (1 154 m n. m.) a so stočením do smeru SZ – JV do oblasti Zlatej Idky a Šemše.

Opisované horniny v severnejšom pruhu vystupujú od Gočova do oblasti Zlatého stola (1 322 m n. m.), kde sa na transgemickom strižnom systéme spájajú s južným pruhom. Ešte severnejší pruh z oblasti Vlachova siaha až po kótu Surovec (1 205 m n. m.) a po prerušení pokračuje v menších pruhoch od Švedlára do Helcmanoviec.

V *čiernych fylitoch* bol zaregistrovaný vyšší stupeň metamorfnej rekryštalizácie s prejavmi blastézy šupiniek chloritu a muskovitu, ktorá sa zistila v niektorých polohách vulkanických hornín a fylitov, kde sú typické šupinky grafitu s väčším podielom sericitovej zložky. Kým v susediacich polohách bol sericit veľký do 0,1 mm a chlorit 0,1 – 0,2 mm, po metamorfnej rekryštalizácii a blastéze bol sericit veľký 0,2 – 0,5 mm a chlorit do 0,4 mm. Pritom vo fylitoch s rekryštalizovaným či novogenerovaným sericitom sú aj muskovity.

Pri silnej rekryštalizácii až očkatení (rulovatení) čiernych fylitov s vložkami lyditov alebo karbonátov sa v prípade výskytu vložiek a vtrúsením acidných pyroklastických vložiek zistili popri blastéze svetlých slúd a chloritov aj šupinky stilpnomelánu, biotitu a draselných živcov.

170 kontaktne metamorfované holecké vrstvy

Prejavy kontaktnej metamorfózy holeckých vrstiev sa zistili 2 km na Z od kóty Hekerová (1 260 m n. m.), 1 km na VJV od kóty Smrečinka (1 266 m n. m.), v úzkom pruhu 1 km na V od Zlatej Idky s pokračovaním smerom na JV v menších tektonicky redukovaných blokoch v oblasti kóty Podkova (569 m n. m.).

Kontaktne metamorfované holecké vrstvy sú reprezentované laminovanými fylitmi s ojedinelými vrstvičkami lyditu a s nepravidelnými zhlukmi a škvrnami vytvorenými nahromadením muskovitov oveľa väčších rozmerov (0,4 – 0,7 mm) a drobnejších šupiniek chloritu. Miestami v týchto polohách a škvrnách resp. v ich blízkosti (v mikromierke) možno nájsť zhluky aj izolované veľké zrná turmalínu.

169 striedanie zelených sericiticko-chloritických fylitov s čiernymi grafiticko-chloriticko-sericitickými fylitmi v rozličnom stupni metamorfnej premeny

Striedanie *zelených* a *čiernych fylitov* v laminách, vrstvičkách a vložkách sa zistilo 1,5 km na J od kóty Peklisko (1 020 m n. m.), na V od Sloviniek a na rade iných miest.

V komplexe sa dá pozorovať striedanie lamín fylitov rôzneho farebného odtieňa ako odrazu ich minerálneho zloženia. Zelené laminy tvorí kremeň, chlorit a sericit. Ich podiel v laminách značne kolíše. Miestami sa nachádzajú šupinky biotitu zeleného γ -pleochroizmu a stilpnomelánu. Akcesoricky sa vyskytuje pyrit, hematit a limonit a v čiernych laminách organický pigment, vystupujúci hlavne v sericitických polohách. Niektoré z polôh sú piesčitejšieho charakteru.

168 metamorfovaný karbonát, piesčitý karbonát až karbonatický pieskovec

V holeckých vrstvách vystupujú šošovky sivého a tmavosivého karbonátu, ktoré tvorí drobnokryštalický až hrubokryštalický vápenec alebo dolomitický vápenec. Polohy karbonátových hornín sú oddelené polohami fylitov a vulkanických hornín odlišnej hrúbky. Hlavný pruh karbonatických šošoviek prebieha od Hankovej v menších oknách spod vrchnopaleozoického obalu a v súvislejšom pruhu smerom na V od spojnice Gočovo a Nižná Slaná – Hanková – Volovec – Holec – Jedľovec a v južnejšom pruhu Betliar – Čučma – Hekerová – Bystrý potok. Vo východnej časti gemerika nie sú tieto horniny významnejšie zastúpené.

Karbonáty tvorí drobnokryštalický až hrubokryštalický vápenec s dvojčatenými zrnami kalcitu. Zrná sú veľké 0,1 až 5 mm a zrnitosť sa mení aj v mikromierke. Hlavne v drobnozrnných častiach karbonátových vrstiev sa v malom množstve nachádzajú alotriomorfné zrnká kremeňa veľké 0,1 – 0,2 mm dosahujúce obsah do 3 – 5 %.

Polohy karbonátových hornín sú oddelené tenkými (cm, dm) polohami čiernych fylitov a vulkanických hornín nerovnakej hrúbky.

Piesčitý karbonát až karbonatický pieskovec vyskytujúci sa v karbonátovom horizonte, ale aj samostatne, no na tej istej stratigrafickej úrovni reprezentujú vrstvitité horniny sivožltej, sivobielej, žltkavej farby, ktoré sú miestami veľmi drobné. Tvorí ich karbonát (kalcit, ankerit) a vytvárajú polohy piesčitého vápenca. Miestami sú v nich pozorovateľné polohy pripomínajúce karbonatický pieskovec s drobnými úlomkami vápenca tmeleného ílovito-karbonatickým tmelom. V takých polohách býva viac drobných kremenných zrn psamitickej kategórie, ktoré spravidla tvorí jedno kremenné zrno so slabou undulozitou. V karbonatických pieskovcoch miestami vystupujú nepravidelné laminy s vyšším podielom sericitu (muskovitu) a chloritu.

V závislosti od stupňa Fe nahrádzania v pôvodných vápencoch sú Fe karbonáty variabilne zastúpené v šošovkách pôvodného spodnopaleozoického bieleho alebo žltkastého vápenca holeckých vrstiev. Lokálne sa vyskytujú aj polohy čistého bieleho kryštalického vápenca.

167 čierne grafiticko-sericitické fylity s vulkanickým materiálom bázického a acidného typu

Hlavné výskyty čiernych fylitov s vulkanickým materiálom acidného typu sa zistili medzi kótami Lastovičí vrch (1 061 m n. m.) a Jedľovec (954 m n. m.). Menšie výskyty nie sú v danej mapovej mierke kartograficky vyčleniteľné, ale sú veľmi časté v horizonte čiernych holeckých fylitov s lapilami a bombičkami vulkanického materiálu.

V sivých, tmavosivých až čiernych fylitoch holeckých vrstiev sa lokálne zistil výstup *vložiek vulkanického materiálu bázického a acidného typu* s vytváraním tenkej laminácie. Vo vložkách bazaltového vulkanoklastického a pyroklastického charakteru sa zistili tabuľky plagioklasu a výrastlice kremeňa, ojedinele s prejavmi magmatickej korózie. V jemnozrnej pyroklastickej frakcii majú vložky charakter tmavozelených a sivozelených chloritických fylitov s drobnými tabuľkami dvojčatného plagioklasu.

Ak je vulkanoklastický materiál acidného charakteru, vložky majú povahu sivozelenej a sivej bridlice a spravidla ryolitové zloženie.

166 lyditový horizont (lydity s vložkami a polohami čiernych grafiticko-sericitických fylitov)

Lydity vystupujú v asociácii s ostatnými členmi holeckých vrstiev v niekoľkých pruhoch východozápadného priebehu. Od J na S sú to menšie výskyty južne od Betliara a Gemerskej Polomy. Hlavný výrazný lyditový pruh prebieha na V od Nižnej Slanej do oblasti Zlatého stola (1 322 m n. m.) a v ďalšom východnom pokračovaní v menších výskytoch v oblasti Kloptane (1 154 m n. m.).

Lydity tvoria tmavosivé až čierne tvrdé laminované polohy. Majú granulárnu štruktúru a tvorí ich kremeň (95 – 99 %), organický pigment a rudné minerály (pyrit, hematit). V hornine je viditeľné striedanie polôh lyditu tam, kde kremeň tvorí drobné zrná (pod 0,1 mm) s polohami kvarcitu bez organického pigmentu (zrnitosť 0,2 – 0,3 mm). V kvarcitických polohách sú časté idiomorfné až hypidiomorfné zrnká pyritu a hematitu veľké do 0,5 mm. V lyditovom horizonte sú vložky čiernych fylitov a metamorfovaných kyslých pyroklastík.

165 holecké vrstvy nečlenené (čierné grafiticko-sericitické fylity, vložky lydítov, karbonátov, vulkanických hornín a jemnozrnných metapsamitov)

Nečlenené holecké vrstvy vystupujú v nápadne pretiahnutých polohách oddeľujúcich ostatné spodnopaleozoické horninové typy gemerika. Miestami tvoria bazálne časti severovergentných prešmykov. Od J na S vystupujú v nasledujúcich pruhoch; od kóty Bujaková (857 m n. m.) cez Baňu Luciu do oblasti Poproča, v zóne Smolníckej Huty, Kobylara (1 271 m n. m.), Mníška nad Hnilcom, Jedlinky (942 m n. m.) a Okružlej (1 089 m n. m.). Ďalej sú to menšie polohy v zóne Zmrzlého vrchu (923 m n. m.), Palmového vrchu (710 m n. m.) a medzi Gelnicou a Žakarovcami.

Holecké vrstvy sú predovšetkým zo sivých, tmavosivých až takmer čiernych fylitov zložených z kremeňa, muskovitu, organického pigmentu a v malej miere chloritu. Zriedka (v typoch s vyššou metamorfózou) sa vyskytujú šupinky biotitu koncentrované v tenkých paralelných polohách. Čierne fylity sú rovnoplocho štiepatelné. Typické sú vložky a polohy lydítov aj kyslých metamorfovaných vulkanických hornín, hlavne pyroklastického charakteru. V častiach fylitov možno zriedka pozorovať vyšší podiel alotriomorfných zŕn karbonátov ankeritového typu dosahujúcich maximálny obsah do 45 – 60 %. Zriedkavé nie sú ani karbonátové žilky a polohy.

Smolnícke súvrstvie

Smolnícke súvrstvie je veľmi pestrý súbor hornín. Jeho pestrosť súvisí s významnými paleogeografickými zmenami po druhom rapidnom riftingu, ktorý určil geografickú povahu sedimentačného priestoru staršieho paleozoika a tým aj rozličnosť a rozmiestnenie faciálnych faktorov, ktoré podmienili im zodpovedajúce litologické typy (pozri kap. Geotektonický vývoj). Po druhom rapidnom riftingu nasledujú prvé významnejšie vulkanické produkty bimodálneho vulkanizmu (bazalt, keratofýr, silicit), ktoré sú rozmiestnené v rozličnej hrúbke a prejavoch po celom bazéne (tzv. spodný pestrý vulkanický komplex). Potom nasleduje najvýznamnejšie batyálne rozčlenenie sedimentačného priestoru, ktorému zodpovedajú aj typické peliticko-siltovcové, lokálne aj psamitické fácie, ktorých súbory hornín v gelnickej skupine označujeme ako kojšovské vrstvy (syn. kojšovské metapsamity – lavicovité a doskovité metapsamity s vložkami fylitov), medzevské vrstvy (syn. medzevské fylity – zelenkavé laminované fylity s vložkami zelenkavých a sivých metasiltovcov a metapieskovcov), vrstvy Zbojníckeho kameňa (syn. fylity Zbojníckeho kameňa – hrubo laminované zelenkavé a sivé fylity s početnými vložkami laminovaného metapieskovca), vrstvy Jalovičieho vrchu (syn. fylity Jalovičieho vrchu – žltozelenkavé siltovcové fylity, lokálne metasiltovce) a prakovské vrstvy (syn. prakovské fylity – jemne laminované olivovozelené fylity, vložky bazaltových jemnozrnných metapyroklastík). V rakoveckej skupine sú to zlatníckodolinské vrstvy (syn. zlatníckodolinské fylity – kremenité žltkavé, zelenožlté a sivé fylity) a folkmarské vrstvy (syn. folkmarské fylity – tmavozelené fylity, nepravidelne laminované s početnými vložkami bazaltových hornín).

Spodný pestrý vulkanický komplex

Je to vulkanická asociácia hornín s úplnou prevahou hornín extruzívneho materiálu (iba zriedka sú zastúpené výlevné formy, ako je bazalt a keratofýr) s prímiesou a polohami terigénneho klastického materiálu. Asociácia vulkanických hornín je v nadloží holeckých vrstiev a je s ňou v intímnom vzťahu (rozptýlený vulkanický popol je už vo vrchnej časti holeckých vrstiev). Hlavným horninovým typom je zelený a tmavozelený tufit, väčšinou primárne silicifikovaný (v súčasnosti majúci charakter kremenitých fylitov; s väčším podielom vulkanickej zložky bázického charakteru má povahu chloritických fylitov), ďalej bazaltové a keratofýrové pyroklastiká tvoriace samostatné polohy alebo sa striedajú ako vrstvičky či polohy hrubé aj niekoľko metrov. Bazalty sú zriedkavejšie. Miestami sú hrubozrnné dolerity s typovou lokalitou Smolník.

Výlevy bazaltov sú zriedkavé a zvyčajne sú to iba pyroklastiká. V doline Predné Porče je výlev, ktorý, aj keď je tektonicky deformovaný a jeho horniny sú metamorfované, má reliktné zachované znaky vankúšovej lávy. Bazalty sú sprevádzané ich pyroklastikami, keratofýrmi a vložkami pelitov. Hrúbka vulkanitov je často iba niekoľko desiatok a najviac 150 m.

Z ložiskového hľadiska sú najdôležitejšie vulkanosilicity s vložkami bazaltových tufov a silicifikovaných pelitov, v ktorých je stratiformné polymetalické zrudnenie (smolnícky typ). Vrchná časť takmer vždy hraničí s pelitickými faciami.

Spodný pestrý vulkanický komplex sa vyskytuje vo všetkých príkrovoch. Najkompletnejší je v oblasti Smolníka. Metamorfóza je prevažne vo fácii zelených bridlíc, ale na viacerých miestach je na úrovni amfibolitovej fácie.

164 metamorfované horniny spodného pestrého vulkanického komplexu, nečlenené

Komplex hornín pestrého zloženia s charakteristickým zastúpením je vo všetkých príkrovoch gelnickej skupiny. V kojšovskom príkrove na povrchu vystupujú v pruhu alebo v izolovaných výskytoch na S a V od Vlachova cez Súľovú, Delavu až po s. a j. okraj obce Peklisko. Ďalšie výskyty sú na SV od Švedlára, na S od Helcmanoviec a malé aj v oblasti na JV od Opátky až po Vyšný Klátov. V južnejšom mnišskom príkrove sú iba v hĺbke, ale v prakovskom sa vyskytujú na povrchu v oblasti na V od Vlachova, na Z a S od Balochovej hole a na východe regiónu sa zistili v území na J od k. Predná holica až po Hýlov. V humelskom príkrove sa začínajú výskyty na V od Nižnej Slanej a pokračujú na S od k. Žobrácka poľana (1 219 m n. m.), na JZ od k. Jamina (1 241 m n. m.), na JZ od Štofovej doliny a na S od Smolníckej Huty cez k. Holec. Východné výskyty sú v závere a na j. svahoch potoka Ida. Najjužnejšie výskyty sú v širšom okolí Betliara. V jedľoveckom príkrove sú najvýraznejšie výskyty na S od k. Turecká (954 m n. m.) a menšie pri Poproči.

Horniny zastupujú sedimentárne, kyslé aj bázické vulkanické, spravidla vyššiemetamorfované horniny.

Vulkanosilicity – *kvarcity* majú granulárnu štruktúru a sú rozličnej povahy. Jemnozrnné typy sú popretkávané drobnými šupinkami muskovitu, iné sú bohaté na chlorit a pre niektoré polohy je charakteristická prítomnosť šupiniek biotitu s hnedým γ -pleochroizmom. Niektoré polohy majú charakter kvarcitickej brekcie. Priestor medzi rozlámanými úsekmi vyplňa sericit, chlorit a kremeň. Niektoré *kvarcity* majú vysoký obsah rudných minerálov (až 20 %).

Metapsamity a *metapelity* sú zložené z kremeňa (40 – 75 %), sericitu/muskovitu (40 – 50 %), chloritu (0 – 5 %), biotitu (0 – 10 %), albitu (0 – 56 %) a karbonátu (0 – 30 %). Akcesoricky vystupujú rudné minerály. *Metapelity* sú z polôh rôzneho minerálneho zloženia, pričom prvý hraničný litotyp je kvarciticou horninou z kremeňa (60 – 75 %) s drobnými šupinkami muskovitu, chloritu alebo biotitu s hnedým γ -pleochroizmom, ktorý je rozptýlený alebo sa v podobe šupiniek zriedka spája do nepravidelných zhlukov a prúžkov. Druhým hraničným litotypom je takmer monominerálna sericitická (muskovitická) hornina s malým množstvom kremeňa a chloritu (do 5 %), ktorú tvorí sericit a je často fyliticky detailne sprehybaná, pričom sú v nej pravidelne rozmiestnené šupinky muskovitu všesmernej orientácie veľké do 0,4 mm. Najčastejším typom tohto litologického súboru sú horniny s minerálnym zložením medzi týmito krajnými litotypmi. *Metapsamity* sú charakteristické zrnami a výrastlicami kremeňa a plagioklasu veľkými do 0,4 mm.

V niektorých častiach metapelitov bohatých na muskovit je pomerne vysoký obsah rudných minerálov (limonit, hematit, pyrit a iné sulfidy) v podobe rudného pigmentu aj alotriomorfných až hypidiomorfných zrníčok.

Kyslé vulkanické horniny majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú reliktné porfyrickú štruktúru. Výrastlice tvorí kremeň, plagioklas, v menšej miere pertitický ortoklas. Základná hmota je drobnozrnná. Tvorí ju kremeň, muskovit a biotit. Podiel týchto minerálov aj ich veľkosť značne kolíše. *Metapyroklastiká* sú charakteristické vyšším podielom sludnatých minerálov a prítomnosťou zrn kremeňa. Biotity zvyčajne tvoria rozptýlené šupinky s hnedým γ -pleochroizmom a zriedkavejšie sú zhluky väčších šupiniek so zeleným a hnedozeleným γ -pleochroizmom.

Bázické vulkanity sú zastúpené metabazaltmi, metamorfovanými bazaltovými pyroklastikami až amfibolitmi. *Metabazalty* sú reprezentované metamorfovanými doleritmi, ktoré tvoria tabuľky plagioklasov (40 – 65 %). Priestor medzi nimi vyplňa kremeň (20 – 55 %), chlorit (10 – 15 %) a epidot (0 – 10 %). V *metapyroklastikách* sa nachádzajú zrnká plagioklasov veľké do 0,3 mm (10 – 15 %) obklopené drobnozrnnou hmotou kremeňa (10 – 15 %), chloritu (30 – 55 %), epidotu (5 – 25 %) a aktinolitického amfibolu (0 – 10 %). Horniny bývajú usmernené a miestami vytvárajú nepravidelné polohy s nerovnakým podielom jednotlivých minerálov.

Amfibolity sú tmavozelenosivé usmernené horniny zložené z amfibolu (30 – 75 %), kremeňa (5 – 10 %), epidotu (1 – 15 %), plagioklasu (10 – 15 %) a chloritu (5 – 10 %). V prúžkovaných amfibolitoch sú vrstvičky s viac-menej pravidelným rozmiestnením minerálov, iné majú pestré minerálne zloženie. Amfibol tvorí stĺpčeky veľké do 0,3 – 0,5 mm, má svetlozelený γ -pleochroizmus tvorený aktinolitickým amfibolom a pargasitom(?). V hornine býva izolovaný alebo tvorí nepravidelné polohy, v ktorých prevláda. Ostatné minerály sú v hornine rozmiestnené viac-menej pravidelne. V rámci vzorky sa zriedka striedajú tenké polohy (do 1 cm) amfibolitu a drobnozrnného bazaltového metapyroklastika (zloženie: chlorit + epidot + plagioklas ± kremeň).

Niektoré polohy bázických hornín sú bohaté na kalcit, ktorý je alebo rozptýlený v hornine, alebo tvorí nepravidelné šošovky a žilky spolu s kremeňom. Akcesoricky sa vyskytujú zrnká rudných minerálov (ilmenit, magnetit, pyrit, hematit) a lokálne žilky z turmalínu (hrúbky cca 1 mm).

Tieto horniny majú v prípade silnejšieho metamorfného postihu hornín spodného pestrého vulkanického komplexu rulovú kompozíciu.

Masívne a celistvé, zriedka svetlozelené a sivozelené laminované horniny obsahujú výrastlice kremeňa a živca veľké do 3 – 5 mm. Predstavujú nasledujúce vyššiemetamorfované kyslé vulkanické horniny a ich pyroklastiká s metamorfózou dosahujúcou biotitovú zónu.

1. *Metavulkanity* majú mikroskopicky lepidogranoblastickú reliktné porfyrickú štruktúru. Tvoria ich kremeň (45 – 70 %), živec (15 – 25 %), sericit (5 – 20 %), biotit (0 – 10 %) a kalcit (0 – 5 %). Výrastlice sú hlavne z kremeňa. Kremeň je v nich alotriomorfný, rozpukaný, často magmaticky korodovaný a výrazne undulózny. Pomerne časté sú výrastlice pertického ortoklasu (pertit je z ortoklasu a oligoklasu) a relikty šupiniek biotitu veľké do 0,7 – 1,5 mm, ktoré sú baueritizované s reliktnými biotitu s tmavozeleným γ -pleochroizmom. Základnou hmotou vulkanitov je drobnozrnná zmes kremeňa, sericitu a biotitu. Kremeň v hornine je v prevahe (70 – 85 %). Biotit tvorí šupinky sústredené do krátkych a tenkých nepravidelných prúžkov a má hnedý a tmavohnedý γ -pleochroizmus. Ojedinele sú v matrixe tabuľky dvojčateného albitu veľké do 0,3 mm.

2. *Metapyroklastiká* sú rovnakého minerálneho zloženia. Majú lepidogranoblastické až granolepidoblastické reliktné porfyrické štruktúry. Charakter výrastlíc je zhodný ako pri vulkanitoch. Matrix pyroklastík má väčší podiel sludnatých minerálov. Často sú drobné klasty kremeňa veľké do 0,4 mm. Kremeň v nich je alotriomorfný a nevýrazne undulózny. Matrix je výrazne usmerný, sluda (muskovit) v nich často tvorí takmer monominerálne polohy hrubé do 0,2 – 0,3 mm. V metapyroklastikách sú početné laminy a vrstvičky kvarcitu (kremeň 80 – 90 %, sericit 10 – 20 % a malé množstvo rudných minerálov).

Polohy *metapelitov* sú laminované, jemnozrnné, tmavozelené a sivozelené. Tvoria ich kremeň, muskovit, biotit, chlorit a zriedka aj chloritoid. Tvoria tenké polohy s premenlivým pomerom jednotlivých zložiek. Štruktúra je granolepidoblastická až lepidogranoblastická.

163 smolníkohutianske rudonosné fylity: kremenno-chloritické fylity, chloriticko-sericitické fylity, kvarcity, kyslé a bázické vulkanity, jaspility a hematitové bridlice

Tento výrazný litostratigrafický horizont je na povrchu v pruhu od Smolníka cez Smolníku Hutu až po Lastovičí vrch (jedľovecký príkrov). V ostatných príkrovoch sme ho pre menšiu hrúbku rudonosných fylitov zaradili do nečleneného spodného pestrého vulkanického komplexu (medzi Medzevom a Štósom a na iných miestach).

Smolníkohutianske rudonosné fylity sú nevýrazne laminované, sivozelené a tmavozelené a tvoria ich prevažne kremeň, chlorit a sericit. V hornine je makroskopicky a mikroskopicky pozorovateľné striedanie polôh premenlivého minerálneho zloženia. Časté sú nepravidelné laminy a vrstvičky jemnozrnného kvarcitu s malým obsahom chloritu alebo sericitu. Vo fylitoch je veľa drobných zrníkov pyritu a iných sulfidov, ktoré sú nepravidelne roztrúsené alebo tvoria súvislé polohy. Pyrity sú hypidiomorfné až idiomorfné. Bohatá sulfidická mineralizácia je aj v silicitoch (jemnozrnných kvarcitoch). V rudonosných fylitoch sa nachádzajú tmavozelené vložky bázických vulkanických pyroklastických hornín, lokálne aj časté polohy a laminy kyslých pyroklastík, vulkanosilicítov – kvarcítov, jaspilitov a fialových hematitových bridlíc premenlivej hrúbky. Hrúbka rudonosných fylitov je variabilná (od niekoľko dekametrov do 100 až 200 m).

162 hrubozrnný bazalt, dolerit, lokálne ultrabázikum

Najväčšie polohy tohto súboru hornín sú na S a SZ od Medzeva v oblasti Jedlovca, Kamenných strání, Strážneho vrchu a menšie výskyty pri Nižných Hrabliach, pri kóte Háj (Zenderling) a v širšom okolí Gelnice.

Hrubozrnný bazalt dolerit je masívna celistvá tmavozelená a sivozelená hornina s nápadnými zrnami tmavozeleného až čierneho amfibolu veľkými až do 2 cm. Mikroskopicky má nemato-granoblastickú štruktúru, ktorú tvorí plagioklas (40 – 60 %), amfibol (20 – 35 %), chlorit (20 – 30 %), epidot (5 – 10 %), kremeň (0 – 10 %) a kalcit (0 – 5 %). Horninu tvoria výrazné tabuľky plagioklasov a stĺpčeky amfibolov. V priestore medzi týmito minerálmi bývajú zrnká kremeňa, epidotu, chloritu a rudné minerály. Plagioklas je z oligoklasu, býva dvojčatený a často tvorí šupinky epidotu, kalcitu a chloritu. Tabuľky plagioklasu bývajú miestami tlakovo ohýbané alebo aj rozlámané. Amfiboly tvoria výrazné porfyroblasty so zelenomodrým γ -pleochroizmom (aktinolity, pargasity). Niekde sa v nich vyskytujú relikty pôvodného amfibolu s hnedozeleným γ -pleochroizmom.

Polohy doleritu sa striedajú s polohami bazaltových metapyroklastík rozličného zloženia. Polohy metapyroklastík tvoria:

- drobnozrnný kremeň, chlorit a muskovit, v ktorom sú zrnká (výrastlice) kremeňa (klasty?), plagioklas (oligoklas) a ortoklas do 0,5 mm,
- výrastlice plagioklasu a kremeňa veľké do 0,5 mm, šošovkového tvaru a obtekané drobnozrnnou zmesou muskovitu (5 – 10 %), chloritu (40 – 60 %), epidotu (10 – 25 %) a malého množstva amfibolu,
- v hornine, ktorú tvorí drobnozrnná zmes kremeň, chlorit a epidot, sa vyskytujú zhluky aj samostatné zrná amfibolu so svetlozelenomodrým γ -pleochroizmom a s výraznými šupinkami chloritu (veľké do 0,4 mm).

Vo všetkých týchto horninách bývajú zrnká rudných minerálov. V metapyroklastikách sú miestami tenké (mm, cm) vložky kvarcitu s rozptýleným malým množstvom alotriomorfných zrníček limonitu.

Samostatné postavenie majú niektoré výskyty charakteru až ultrabázických hornín (napr. Strážny vrch), ktoré charakterizujeme pod litotypom č. 183.

161 horniny bázického vulkanizmu vcelku, lokálne metamorfované až do amfibolitovej fácie

Hoci je tento súbor hornín najčastejší v rakoveckom, početné výskyty sú aj v mnišskom príkrove. Najväčšie povrchové výskyty sú v oblasti na J od Gelnice a na v. svahoch Perlovej doliny, na JV od Kojšova cca 1 km na SZ od k. Okrúhla (1 089 m n. m.).

Bázické vulkanické horniny sú tmavozelené, masívne a často laminované. Obsahujú vložky sivých a tmavosivých metasedimentov psamitického a pelitického charakteru. V rámci bázik rozlišujeme metabazalty, bazaltové metapyroklastiká a amfibolové bridlice.

Metabazalty sú celistvé, masívne a majú granolepidoblastickú reliktné porfyrickú štruktúru. Porfyrické výrastlice sú malé (do 1 – 1,5 mm) a tvoria ich tabuľky slabó sericitizovaných plagioklasov (albit, oligoklas). Výrastlice sú často zo zhlukov niekoľkých zrn plagioklasov. Ich podiel v hornine je 25 – 40 %. Obteká ich drobnejšia hmota, ktorú tvorí kremeň, plagioklas, a najmä chlorit (40 – 65 %). Zriedkavejšie sú v nich zrnká epidotu a aktinolitu.

Bazaltové metapyroklastiká majú menší podiel výrastlíc, v ich základnej hmote rastie podiel sericitu, aj keď dominuje chlorit. V hornine sa vyskytujú zrnká klastického kremeňa.

Amfibolové bridlice tvorí drobnozrnny amfibol (70 – 95 %), kremeň (5 – 10 %), chlorit (5 – 20 %) a titanit (0 – 5 %). Sú silne usmernené a majú nematoblastickú štruktúru. Amfibol so svetlozeleným γ -pleochroizmom silno prevláda, tvorí paralelne orientované stĺpčky, medzi ktorými sú rozptýlené ostatné minerály. Miestami sú nepravidelné šošovkovité polohy K živca obklopeného amfibolom so svetlozelenomodrým γ -pleochroizmom.

160 horniny acidného vulkanizmu

Polohy *acidných metapyroklastík* s hrúbkou niekoľko m až dekametrov sú iba zriedka vyčleniteľné v spodnom pestrom vulkanickom komplexe. Nachádzajú sa v medzevskom (v pruhu od Medzeva po Medvediu dolinu na Z od Štósu), jedľoveckom (napr. na V od kóty Lastovičí vrch) a v mnišskom príkrove (na v. svahu Perlovej doliny). Tieto metapyroklastiká sú masívne celistvé vulkanické horniny s lepidogranoblastickou reliktné porfyrickou štruktúrou. Sú v nich výrazné výrastlice z kremeňa a K živca. Výrastlice kremeňa spravidla tvorí jedno veľké zrno. Kremeň je alotriomorfný, undulózny, často magmaticky korodovaný a rozpukaný. Okrem výrastlíc kremeňa sú v hornine menej početné výrastlice K živca – nevýrazne pertitického ortoklasu, ako aj výrazné sprehybané šupinky baueritizovaného biotitu veľké do 0,6 mm. Matrix tvoria zrnká kremeňa a sericitu, pričom sericit, ako aj kremeň často vytvárajú nepravidelné, takmer monominerálne polohy.

159 horniny keratofýrového vulkanizmu

Sústredenejšie výskyty keratofýrových hornín sa vyskytujú iba v prakovskom (napr. 5 km na JV od Kojšova) a kojšovskom príkrove (na Z od Starej Vody, na S a SZ od Helcmanoviec a pri Žakarovciach) a dosahujú tam hrúbku niekoľko desiatok m. V ostatnom území sú tenšie a v komplexe často tvoria nápadný oporný horizont.

Horniny keratofýrového vulkanizmu sú bielosivozelené až zelenkavé s typickým ostrohranným rozpadom. Vulkanické horniny majú mikroskopicky lepidogranoblastickú, reliktné porfyrickú štruktúru. Sú v nich pomerne zriedkavé výrastlice plagioklasu a kremeňa. Kremeň je alotriomorfný, undulózny, často magmaticky korodovaný a rozpukaný, pričom puklinky v ňom sú vyhojené zrnkami kremeňa. Výrastlice plagioklasu tvorí albit, spravidla jedno zrno, a bývajú dvojčatené. Výrastlice albitu sú menšie ako kremenné. Ojedinele sa nachádzajú relikty výrazných šupiniek biotitu – chloritizované a baueritizované. Matrix je zo zrníek kremeňa a sericitu. V drobnozrnej hmote tvorí sericit nepravidelné polohy.

V súbore týchto hornín bývajú aj polohy sedimentov pelitického charakteru predstavujúce kremenno-sericitické a kremenno-chloriticko-sericitické fylity. V rámci vzorky sa často striedajú polohy rozličného pomeru jednotlivých minerálov. V niektorých polohách sludnatých minerálov je pozorovateľné výrazné zväčšenie jednotlivých šupiniek (muskovit veľký až 0,5 mm). Polohy s väčším podielom sericitu sú často detailne fyliticky sprehybané.

158 produkty keratofýrovo-bazaltového vulkanizmu a chloriticko-sericitické fylity – spodný pestrý vulkanický komplex, nečlenený

Nečlenený nízkometamorfovaný spodný pestrý vulkanický komplex sa vyskytuje na mnohých miestach rozšírenia staršieho paleozoika. Najpočetnejšie výskyty sme vyčlenili iba tam, kde sa s ohľadom na mierku mapy nedá vyznačiť viac litotypov. Výskyty sa sústreďujú do medzevského, jedľoveckého, mnišského a kojšovského príkrovu, kde je v niektorých megablokoch veľmi nízky stupeň metamorfózy fácie zelených bridlíc. Na J sú výskyty v území sz. od Štосу po Porče a jv. od Smolníckej Huty. V strednej časti územia sa zistili výskyty na V od Prakoviec a cca 4,5 km na JV od Kojšova. Početné výskyty sú v okolí Starej Vody a menší aj na S od Gelnice.

V komplexe je súbor hornín, v ktorom sa striedajú horniny rozličného zloženia, metasedimenty aj metavulkanity bázického a kyslého charakteru.

Metasedimenty sú zastúpené *kvarcitmi*, *metapelitmi*, kremennými *metapsamitmi* až *mikropsefitmi* (mikrozlepenca). Farba sedimentov sa mení v závislosti od minerálneho zloženia horniny. Psefity a psamity tvorí kremeň, sericit a miestami je prítomný aj chlorit. Polohy sa odlišujú pomerom minerálnych zložiek. Ide o polohy s prevahou slúd (sericit, muskovit, chlorit) s obsahom kremeňa do 10 – 20 %. Tieto polohy sú usmernené a pri väčšom obsahu sericitu sú detailne fyliticky sprehybané (vtedy sú v nich často šupinky muskovitu veľké do 0,3 mm a sú všesmerne orientované). Druhým typom sú kvarcitty zo zrníek kremeňa (80 – 95 %) rozličnej veľkosti a sú popretkávané šupinkami sericitu alebo chloritu. Tretí typ sedimentov predstavujú polohy s viac-menej pravidelným rozmiestnením jednotlivých minerálnych súčiastok. Tie sú typické pre psamity. Ojedinele obsahujú väčšie množstvo výrazne alotriomorfného undulózneho kremeňa. Metasedimentmi miestami prenikajú drobné nepravidelné kremenné žilky s ojedinelým kalcitom. Po plochách laminácie sú často limonitizované.

Kyslé vulkanické horniny sú ryolitového zloženia a zastupujú ich výlevné horniny aj pyroklastiká. Metapyroklastiká sa odlišujú prítomnosťou sedimentárnej zložky prejavujúcej sa drobnými klastmi kremeňa a väčším podielom sericitovej (muskovitovej) hmoty v matrice. Výrastlice tvorí kremeň, zriedkavejšie laminovaný oligoklas (výrastlice sú veľké do 3 – 5 mm). Matrix je drobnozrnný, usmernený a tvorí ho kremeň, albit, sericit a miestami obsahuje nápadne veľké šupinky muskovitu.

Bázické horniny sú zastúpené metabazaltmi a metamorfovanými bazaltovými pyroklastikami. *Bazaltové metapyroklastiká* majú granolepidoblastickú štruktúru a sú z kremeňa (20 – 30 %), chloritu (45 – 60 %), plagioklasu – albit až oligoklas (10 – 20 %) a amfibolu aktinolitického typu (0 – 10 %). Plagioklasy vytvárajú zhľuky niekoľkých dvojčatených slabo sericitizovaných tabuliek obtekaných kremenno-chloritovo-aktinolitovo-albitovou hmotou. Albit tvorí drobnejšie izolované dvojčatené tabuľky. V niektorých polohách horniny sa nachádzajú zrnká epidotu veľké do 0,2 mm (obsah do 5 %) a zrnká kalcitu. *Metabazalty* doleritového typu sú z výrazných tabuliek plagioklasov – oligoklasov veľkých 0,8 – 2 mm (40 – 60 %), ktoré sú čiastočne sericitizované. Početné sú aj nápadné reliktu amfibolov (20 – 30 %) veľké až do 4 mm. Sú rozložené na zmes aktinolitu, kalcitu a kremeňa. Veľké zrná obteká drobnozrnná rekryštalizovaná kremenno-epidotovo-kalcitovo-chloritová hmota. V bázických horninách sú rozptýlené zrnká rudných minerálov.

Kojšovské vrstvy (syn. kojšovské metapsamity)

Vystupujú v pruhu tiahnucom sa z oblasti severne od Hýľova, sz. smerom do oblasti Opátky a po krátkom prerušení a stočení sa do smeru V – Z do oblasti južne od k. Jedlinka, Hutnej hole, na J od Mníška n. Hnilcom cez k. Kobylar, na J od Henclovej cez Podsúľovú a ich mohutný pruh končí pri Gočove. Druhý výrazný pruh prebieha z oblasti Krásneho rohu (kóta 774 m n. m.) v smere V – Z do oblasti kóty Jedľovec, potom sa stáča do smeru SV – JZ a prechádza kótou Bujakova, Medvedí vrch a Čipkov vrch do oblasti severne od kóty Rákoš na J od Rožňavy. Na V od Krásneho rohu až po Nováčany a Hodkovce sa tiahne v dvoch pruhoch, generálne po s. a j. okraji popročského granitu.

Podstatnú časť tvoria sivé psamity, najmä ak sú doskovité a lavicovité (foto 7). Zriedkavejšie sú tmavosivé, ojedinele až čierne, a to vtedy, keď sa striedajú v tenkých vrstvičkách s tmavými pelitmi. Sivozelenkavé sú častejšie pri laterálnom, ale aj vertikálnom prechode do zelenkavých pelitov a siltovcov, s ktorými sa potom aj striedajú. Psamity reprezentuje prevažne stredozrnný a hrubozrnný pieskovec (50 až 70 %) a litická droba. Zriedka sa vyskytujú (častejšie iba v oblasti Podsúľovej) zlepenkové polohy s obliakmi kremeňa, lyditov, čiernych bridlíc a psamitov so sivou piesčitou až pelitickou základnou hmotou. Inokedy sú tieto „obliaky“ málo opracované, resp. má sediment charakter intraformačnej brekcie. Kojšovské metapsamity sa vyskytujú hlavne v prakovskom a jedľoveckom príkrove.

Psamitický vývoj má povahu hruborytmickej sedimentácie s pomerne častým gradačným a zriedkavejším šikmým a konvolútnym zvrstvením. Hrúbka rytmov je veľmi premenlivá. V oblastiach s hrubolavicovitým vývojom sú rytmy viacetrové, ale býva aj cm až mm zvrstvenie (v prechodných častiach fácií).



Foto 7. Zvrásnené lavicovité metapsamity (kojšovské vrstvy) v Hrelíkovej doline južne od Prakoviec. Foto Grecula.

Začiatok vývoja kojšovských vrstiev je lokálne rozdielny. Pozvoľný prechod je v územiach, kde sa nevyvinul spodný pestrý vulkanický komplex. Príčinu jeho chýbania možno vysvetliť tak, že v prešmykovej stavbe s metamorfovanými horninami nemožno pozvoľné či ostré prechody alebo diskordantné vzťahy alebo chýbanie niektorých horizontov vždy jednoznačne potvrdiť. Iným prípadom nejednoznačnosti určenia vzťahu komplexov je, keď mladšie sedimenty spodobňujú litologicky aj farebne podložné provientné (zdrojové) horniny. Ak je rovnaká ešte aj metamorfóza oboch súvrství, ich odlišenie z akéhokoľvek hľadiska je nejednoznačné až nemožné. Takýto prípad je veľmi pravdepodobný aj pri riešení vzťahu holeckých a kojšovských vrstiev. Tam, kde sú vyvinuté kojšovské vrstvy, typický vývoj holeckých vrstiev s lyditi chýba (plytkovodná sedimentácia).

Najspodnejšia časť kojšovských metapsamitov sa začína striedaním psamitov a pelitov s postupným prechodom do psamitického komplexu. Zastúpenie psamitov a dvojice pelit/siltovec sa mení. Sú rozsiahle územia s dominujúcimi lavicovitými psamitmi a pelity sú iba naznačené v pásikoch a ich podiel je do 5 %. Na iných miestach je tento podiel 1 : 1. Takéto zmeny v zastúpení obidvoch zložiek nie sú ojedinelé, ale pozorujeme ich nielen laterálne (fylity Ostrého vrchu), ale aj superpozične. Všeobecne platí, že kojšovské metapsamity priestorovo prechádzajú až do pelitických facií, pre ktoré je typická zelená farba rozličného odtieňa a meniaci sa podiel vulkanického materiálu.

157 rekryštalizované až porfyroblastické metapsamity, kvarcity a vložky metapelitov, lokálne granitizácia

Na povrchu sa vyskytujú na S od Nováčan, tiahnu sa v pruhu sz. smerom do oblasti k. Podkova (669 m n. m.) a tam sú najrozšírenejšie. Izolovaný výskyt je aj na SZ od Poproča. Horniny majú podobné zloženie ako typ č. 154 a 152.

156 metapsamity s vložkami keratofýrových resp. ryolitových metapyroklastík a chloriticko-sericitických fylitov (porfyroblastické až rulovité)

V jedľoveckom príkrove sa tiahnu v pruhoch na S a Z od Nováčan po obidvoch stranách popročského granitu cez kótu Hrb (947 m n. m.) a Tri studne (969 m n. m.) po Zlatú dolinu na S od Medzeva. V prakovskom príkrove sú na povrchu v súvislom pruhu od Hýľova po kótu Železná (817 m n. m.) jz. od Opátky. Ďalšie pokračovanie pruhu je od Hrelíkovho potoka (na J od Prakoviec) až po Smolnícku pílu. Západnejšie sa vyskytujú na veľkom území medzi Henclovou a kótou Volovec (1 212 m n. m.) a Čertova hoľa (1 245 m n. m.).

Metapsamity sú podobného zloženia ako typ pod č. 154 a 152, ale s tým rozdielom, že sa v nich vyskytujú polohy kyslých pyroklastík a vulkanoklastík s veľkým podielom sedimentárnej zložky, ktoré sú intenzívnejšie metamorfované. Očká kremeňa sú výraznejšie a početnejšie, lokálne nápadne očkaté a textúrne majú až rulovitý vzhľad.

155 škvrité a plodové bridlice v rekryštalizovaných metapsamitoch

Na povrchu sa vyskytujú veľmi zriedka a tvoria iba tenké polohy a vložky v bezprostrednej blízkosti popročského granitu. *Škvrité* a *plodové bridlice* predstavujú metapsamity, v ktorých možno pozorovať nepravidelné polohy a šmuhy tmavšieho farebného odtieňa. Mikroskopicky sú to zhluky muskovitu a chloritu.

154 metapsamity s vložkami keratofýrových alebo ryolitových metapyroklastík, ako aj sivých a zelenkavých grafiticko-chloriticko-sericitických fylitov

Vyskytujú sa v izolovaných pruhoch na S od Medzeva a to na S od kóty Strážny vrch (774 m n. m.), od záveru doliny Humel po dolinu Borzov, na S od Smolníka pri kóte Mlynovec (959 m n. m.) a na S od Mýta pri Úhornej.

Metapsamity majú podobné zloženie ako v základnom horninovom litotype. Polohy *fylitov* (metapelitov) tvorí kremeň s veľkosťou do 0,15 mm (40 – 55 %) a sericit (45 – 60 %). Zriedkavé sú drobné zrnká rudných

minerálov (pyrit) a stilpnomelánu. Kremeň tvorí drobné, alotriomorfné anizometrické zrná orientované paralelne a popretkávané sieťou paralelne orientovaných šupiniek sericitu.

V metapsamitoch sú polohy pyroklastík aj kyslých vulkanitov prevažne keratofýrového typu. *Keratofýrové metapyroklastiká* majú lepidogranoblastickú, reliktné porfyrickú štruktúru. Porfyrické výrastlice tvorí alotriomorfný slabo undulózny kremeň, často magmaticky korodovaný. Výrastlice živcov sú hlavne z ortoklasu, v menšej miere je zastúpený dvojčatený oligoklas. Pomer výrastlíc kremeňa a živcov je približne 1 : 1. Výrastlice sú veľké do 4 mm. Nezriedka bývajú rozpukané a pukliny vyhojené kremeňom alebo vyplnené hematitom. Základná hmota horniny je z drobných zrníek kremeňa popretkávaného šupinkami sericitu. Podiel kremeňa v matrixe je 75 – 85 %. V *ryolitových metapyroklastikách* prevládajú výrastlice kremeňa. Matrix je hrubozrnnnejší a s väčším podielom sericitu (do 40 %), ktorý často tvorí nepravidelné pružky a tenké polohy.

153 mikrokonglomeráty ako vločky v metapsamitoch

Mikrokonglomeráty sa vyskytujú na povrchu hlavne v oblasti Podsúľovej, Malej a Dlhej doliny, na SV od Rožňavy pri kóte Rákoš (800 m n. m.) a na V od kóty Jedlovec. V iných oblastiach tvoria tenké polohy v metapsamitoch, ktoré sa vzhľadom na mierku mapy nezobrazujú napr. pri Mníšku n. Hnilcom na S od kóty Hutná hoľa (1 094 m n. m.). Podobný litotyp je aj v Dobošovej doline v belianskych vrstvách betliarskeho súvrstvia (č. 117a). Mikrokonglomeráty tvoria polohy s hrúbkou až niekoľko m a sú v metapsamitoch zhodného charakteru ako v základnom litotype. Reprezentujú strednozrnné horniny s oválnymi, zaoblenými až polozaoblenými obliakmi kremeňa veľkými do 0,5 – 1 cm. Obliaky sú spravidla z jedného, redšie z niekoľkých zrn undulózneho, miestami rozpukaného kremeňa. Matrix mikrokonglomerátov je psamitický, z drobných zrn kremeňa (do 0,1 – 0,2 mm) a zo šupiniek sericitu. Miestami sú v ňom rozptýlené zrnká limonitu, často vystupujúce v sericitových zhlukoch.

152 doštičkovité a hrubolaminované metapsamity s vločkami laminovaných zelenkavých alebo sivých až čiernych grafiticko-chloriticko-sericitických metapelitov (fylity Ostrého vrchu)

Hrubolaminované metapsamity striedajúce sa so zelenkavými, sivými až čiernymi laminovanými metapelitmi sa na povrchu nachádzajú v jedloveckom a prakovskom príkrove. Typový profil je na J od Smolníckej Huty, kde ich P. Grecula (1982) definoval ako fylity Ostrého vrchu. Odtiaľ sa pruh tiahne na V až po kótu Vysoké čelo (613 m n. m.) a na Z pokračuje cez kótu Kotlinec (978 m n. m.) až po Úhornú. Menšie výskyty a pruhy sú pri Rožňave v okolí kóty Malý Ostrý vrch (807 m n. m.), na SV od Zlatej Idky pri Prednom holisku (947 m n. m.), na JZ od Starej vody po Tichú vodu a i.

Doštičkovité a hrubolaminované metapsamity sa striedajú so zelenkavými alebo sivými až čiernymi laminovanými metapelitmi spravidla v pomere 1 : 1. Lokálne prevažujú metapelity. Horniny sú prechodným členom medzi flyšovým hrubozrnným vývojom a laminovanými fylitmi. Ide o striedanie farebne nevýrazných metapsamitov s hrubolaminovanými kremennými fylitmi, metasiltovcami až jemnozrnnými metapsamitmi zelenkavej a žltozelenej farby.

Metapsamity tvorí kremeň (55 – 75 %), sericit (20 – 40 %) a chlorit (5 – 15 %). Zriedkavé sú alotriomorfné zrná turmalínu a rudných minerálov (pyrit, hematit). Kremeň vytvára alotriomorfné slabo undulózne zrná veľké 0,3 – 1,1 mm a tie obklopuje drobnozrnná zmes kremeňa, chloritu a sericitu, pričom rozmiestnenie minerálnych zložiek je rovnomerné.

Metapelity sú drobnozrnné (do 0,1 mm). Tvorí ich kremeň (50 – 70 %), chlorit (5 – 10 %) a sericit (30 – 40 %). Bežné je striedanie polôh odlišného minerálneho zloženia – polôh kremeňa popretkávaného šupinkami sericitu resp. chloritu až po takmer monominerálne sericitické polohy s malým podielom kremeňa a chloritu. Akcesoricky sa vyskytujú zrnká rudných minerálov – turmalínu a ojedinele organického pigmentu.

151 polohy (>10 m) sivých, čiernych a zelených grafiticko-chloriticko-sericitických fylitov v metapsamitoch v rozličnom stupni metamorfnej premeny

Metapsamity s hrubými polohami (>10 m) sivých, čiernych a zelených fylitov sa podobne ako iné litotypy vyskytujú v dvoch pruhoch. Výskyty v južnom pruhu vystupujú na povrch na V od Čučmy a na SV od Krásnohorského Podhradia pri kóte Pipitka (1 225 m n. m.). V severnom pruhu sú najväčšie výskyty na S od Hutnej hole (1 094 m n. m.) a v okolí kóty Kobylar (1 271 m n. m.).

Metapsamity s polohami sivých, čiernych a zelených fylitov sú podobného charakteru ako nasledujúci horninový typ (vysvetlivka č. 150). Prevláda podiel metapsamitov. V nich vystupujú tmavosivé a čierne laminované fylity s malým obsahom organickej hmoty (grafit). Zložené sú z kremeňa a muskovitu a okrem organickej hmoty je v nich limonit a zrnká pyritu. Kremeň a sericit vytvárajú nepravidelné polohy s rôznym

pomerom minerálov. Lokálne sa v metapsamitoch pozorovali polohy zelenkavých sericiticko-chloritických fylitov.

150 striedanie metapsamitov a čiernych sericitických fylitov (prevaha metapsamitov), lokálne vyšší stupeň rekryštalizácie a blastéza metapsamitov a metapelitov

Metapsamity s výraznou prevahou nad čiernymi fylitmi sa sústreďujú do dvoch prerušovaných pruhov. Výskyty v južnom pruhu (v jedľoveckom príkrove) sa nachádzajú na SV od Rožňavy, na východných svahoch Rožňavskej doliny, v oblasti Pipitky a Kovandskej doliny, v pásme od Úhornej cez Smolník, Smolnícku Hutu a končia sa až v oblasti na S od kóty Jedľovec (954 m n. m.). V severnom pruhu (prakovský príkrov) sú výskyty pri Gočove, od Krátkej doliny až po Henclovú, od kóty Kobylar (1 271 m n. m.) po Štofovú dolinu. Po prerušení pokračujú od Prakoviec cez kótu Jedlinka (942 m n. m.), Predné holisko (947 m n. m.) až po vodnú nádrž pri Hýlove.

V metapsamitoch podobného typu ako pri litotype č. 149 sú decimetrové až niekoľkometrové polohy tmavých, takmer až čiernych fylitov (metapelitov). *Metapsamity* majú granolepidoblastickú štruktúru. Sú z kremeňa a sericitu. V polohách metapelitov je sledovateľné striedanie vrstvičiek s premenlivým podielom minerálov, pričom sericitické polohy sú miestami až monominerálne. V polohách s vyšším obsahom sericitu sa nachádzajú drobné zrnká rudných minerálov, hematitu, redšie organického pigmentu.

V metapsamitoch s vyšším stupňom rekryštalizácie rastie podiel kremeňa, pričom novotvary dosahujú väčšie rozmery (do 1,1 – 1,3 mm) a v mnohých vzorkách je aj stilpnomelán. V metapelitoch je pozorovateľný rast zrn sericitu a šupinky muskovitu (do 0,1 mm). V sludnatých polohách, ktoré dosahujú väčšiu hrúbku, možno pozorovať výrazné fylitické sprehybanie a to platí aj o polohách s obsahom kremeňa (až do 15 až 20 %).

149 doskovité a lavicovité sivé a zelenkavé metapsamity a kvarcity s vložkami čiernych, sivých alebo zelenkavých chloriticko-sericitických fylitov

Areálne veľmi rozsiahly výstup sivých a zelenkavých metapsamitov a kvarcitov je v dvoch hrubých pruhoch generálne v smere V – Z prebiehajúcich centrálnou a južnou časťou gemickej. Pruh prechádzajúci centrálnou časťou územia sa začína pri Gočove a pokračuje smerom na V cez oblasť Podsúlovej, Henclovej, kotu Suchý vrch (1 218 m n. m.) a Kobylar (1 271 m n. m.). Po miernom ľavostrannom odsunutí transgemickej strižnou zónou pruh metapsamitov a kvarcitov pokračuje južne od Mníška nad Hnilcom cez oblasť Hutnej hole (1 094 m n. m.), do oblasti na S od Kojšovskej hole (1 246 m n. m.) a tam sa na povrchu končí. Južnejší pruh metapsamitov a kvarcitov oblúkovite prebieha z rožňavskej oblasti do oblasti Úhornej a Smolníka a po prerušení nastupuje v oblasti Jedľovca a končí sa na S od bane Lucia.

Sivé a zelenkavé metapsamity a kvarcity sú reprezentované masívnymi laminovanými horninami s polohami a vložkami čiernych, sivých a zelenkavých fylitov.

Metapsamity majú lepidogranoblastickú, reliktné psamitickú štruktúru. Tvoria ich kremeň (50 – 65 %), chlorit (0 – 10 %), sericit (5 – 20 %) a stilpnomelán (0 – 5 %). Akcesoricky sa v nich nachádza leukoxén, turmalín a alotriomorfné zrnká pyritu. Zriedka obsahujú zrnká albitu veľké 0,1 – 0,2 mm. Kremeň tvorí alotriomorfné undulózne zrná veľké 0,2 – 0,8 mm. Často je tlakovo deštruovaný a to spôsobuje nepravidelnú a nepriebežnú undulozitu jeho zrn. Priestory medzi klastmi kremeňa vyplňa drobnozrnná zmes kremeňa, muskovitu a chloritu. Zriedkavé sú vzorky s výraznejším obsahom stilpnomelánu. *Kvarcity* okrem kremeňa (80 – 100 %) obsahujú malé množstvo sericitu (0 – 20 %). Akcesoricky je zastúpený stilpnomelán a turmalín. Zrná kremeňa sú alotriomorfné a ich veľkosť značne kolíše od 0,1 do 1,2 mm. Sericit tvorí samostatné, izolované šupinky rozptýlené v hornine.

Metapelity (fylity) tvoria kremeň (40 – 55 %) a sericit (45 – 60 %). Zistili sa variety s pravidelným rozmiestnením zrn kremeňa a sericitu, a to rovnako ako variety s nepravidelnými polohami s prevahou jednej z minerálnych zložiek, pričom sericit miestami vytvára až monominerálne polohy.

Horizont kojšovských metapsamitov sa detailne študoval hlavne vo východnej časti gelnickej skupiny (Kováčik, 2003, 2004, 2005). Jeho litofácie sú hlbokovodného charakteru. Klastiká boli redeponované gravitačnými prúdmi z plytkejších častí mora svahom do hlbších a distálnejších častí bazéna a uložené v depozičných prostrediach podmorského vejára počas klesania, nízkeho stavu, ako aj v prvých etapách zdvihy morskej hladiny. Hrubozrnnnejšie sedimenty (zastúpené hrubými vrstvami metapsamitov s polohami mikrokonglomerátov) boli na miesto uloženia transportované koncentrovanými gravitačnými prúdmi (*concentrated density flows*, sensu Mulder a Alexander, 2001), kým jemnozrnnnejšie turbiditnými prúdmi *sensu stricto*. Turbiditové litofácie majú relatívne dobre zachované Boumve intervaly (Bouma, 1962) a normálnu gradáciu. Najjemnejšie litofácie horizontu (tmavosivé laminované fylity) sa striedajú s psamitickými litofáciami

v typickom rytmickom „flyšovom“ vývoji. Vznikajú uložením zo suspenzie spomaľujúcich sa nízko-hustotných kalových turbiditných prúdov. Obsahujú hojne bituminózne frakcie a synsedimentárny pyrit, čo svedčí o redukčných, anoxických podmienkach počas depozície a diagenézy (Kováčik, 2005).

Horizont má komplexný cyklický charakter. V jeho spodnej časti (Tinesova dolina) sú zastúpené plytké distribučné kanály. V osovej časti ich prevažne tvoria hrubozrnné klastiká laterálne späté s jemnozrnnými litofáciami agradačných valov a medzikanálových prostredí a spoločne tvoria strednú časť podmorského vejára. Vrchnú, podstatnú časť psamitického horizontu, tvoria sedimenty lalokov a ich okrajov vonkajšej časti podmorského vejára (Hutná, Gelnická a Zlatá dolina) s častými kompenzačnými cyklami (sensu Mutti a Sonnino, 1981) hrubými do 10 m (Kováčik, 2005).

Medzevské vrstvy (syn. medzevské fylity)

Spomedzi fylitických hornín smolnickeho súvrstvia sú medzevské fylity najrozšírenejšie. Sú pomenované podľa obce Medzev. Hrúbka je od 300 do 1 000 m s pozvoľným prechodom na vrchnej aj spodnej hranici. Sú to laminované fylity zelenkavej a sivozelenej, iba lokálne tmavozelenej farby. Svetlejšie laminy tvoria siltovec až pieskovec a tmavšie sú prevažne pelitické alebo z jemnozrnných pyroklastík. Obsahujú aj vložky zelenkavých tenkodoštičkovitých metapsamitov a piesčitých (kremenitých) fylitov. Štiepatelnosť je hrboľatá, pri pelitických typoch takmer rovinoplochá až trieskovitá.

Ak sú medzevské vrstvy na báze smolnickeho súvrstvia a v styku so súvrstvom čiernych fylitov, v prechodnej zóne (hrubej 30 – 50 m) sa striedajú čierne aj zelenkavé fylity. Vrchná hranica sa zvyčajne nezachovala. Ak je prítomné nadložné vulkanické hnilecké súvrstvie, prechod je náhly, ak je však ešte v rámci smolnickeho súvrstvia nad medzevskými fylitmi psamitický flyšový vývoj, prechod je veľmi pomalý.

Nízkometamorfované medzevské vrstvy sú najrozšírenejšie v medzevskom príkrove. Vyšší stupeň metamorfózy je v jedloveckom, prakovskom a zriedkavejšie aj humelskom príkrove.



Obr. 9. Smolnicke súvrstvie medzevského príkrovu v doline Porče pozdĺž profilu 51/105,0 – 120,0 (Grecula, orig.).

148 laminované zelené biotiticko-muskovitické fylity s polohami metapsamitov, kvarcitov a čiernych fylitov, rôzne intenzívne metamorfované až rulovitého charakteru

Medzevské fylity tohto litotypu sa nachádzajú v jedloveckom príkrove, napr. pruh v oblasti masívu Tureckej. V prakovskom príkrove sa tiahnu v pásme od Súľovského potoka cez Baločovú holu (1 170 m n. m.) až po v. okraj Volovca (1 212 m n. m.) a na V regióne sú výskyt v pásme Kojšovská hoľa (1 246 m n. m.) – vodná nádrž Bukovec – Šemša.

Intenzívne metamorfované až rulovité fylity sú svetlozelené a sivozelené horniny, laminované a výrazne usmernené. Možno v nich pozorovať nápadné porfyroblasty veľké do 0,5 cm. Mikroskopicky majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru. Tvoria ich kremeň (40 – 65 %), muskovit (20 – 35 %), chlorit (0 – 10 %) a biotit (0 – 15 %). Z akcesórií sa zachovali zrnká epidotu a rudných minerálov. Výrazné porfyroblasty kremeňa a plagioklasov sú veľké do 5 – 6 mm. Kremenné porfyroblasty tvoria jedno alebo niekoľko zrn undulózneho, často rozpučaného a na menšie časti rozbitého kremeňa. Zriedkavé sú stopy po magmatickej korózii, ale sú zastreté tektonickým prepracovaním. Porfyroblasty živcov sú z niekoľkých väčších zrn plagioklasu veľkých 0,5 – 2 mm. Plagioklas je dvojčatený a často tektonicky rozlámaný. Porfyroblasty miestami tvoria oligoklas uzatvárajúci šupinky sericitu a porfyroblasty, ktoré tvoria albit. Porfyroblasty obtekajú základná hmota dvojakeho typu:

- spojivo z drobnozrnného kremeňa, muskovitu a chloritu s malým množstvom biotitu s obsahom kremeňa nad 60 % v matrixe bez biotitu.
- spojivo z drobnozrnného kremeňa a nápadne veľkých šupín muskovitu a chloritu alebo biotitu s podielom kremeňa pod 60 %; v tomto type spojiva slúda vytvára zhluky a nepravidelné šošovkovité polohy.

Okrem týchto typov hornín sú aj typy bez porfyroblastov majúce charakter ako spojivo typov hornín s porfyroblastmi. Zriedkavé sú variety so šupinkami sludnatých minerálov s fylitickou štruktúrou v sludnatých polohách.

Horniny sú zmesou metamorfovaných pelitov a jemnozrnných pyroklastík postihnutých metamorfózou vyššieho stupňa ako ostatné polohy medzevských fylitov (biotitová izograda), pričom sa počas P-T metamorfózy uplatnilo tektonické prepracovanie. Metamorfóza sčasti zotrela rozdiely medzi metapelitom a kyslým pyroklastikom, veľké minerály (výrastlice) sa rozbili, prebehla blastéza plagioklasov a pravdepodobne aj kremeňa.

147 porfyroblastické zelené biotiticko-muskovitické laminované fylity s vložkami a polohami metapsamitov, rozlične metamorfované až rulovité

Horniny medzevských vrstiev vyššieho stupňa metamorfózy sa v jedloveckom príkrove nachádzajú v prerušovanom pruhu, ktorý sa začína v závere Rožnavskej doliny cca 1 km na S od kóty Panský vrch (1 058 m n. m.) a tiahne sa na S od Úhornej, Malého rybníka až po s. okraj Smolníka. Ďalší výrazný pruh je medzi dolinou Humel a Petrovou dolinou až po j. okraj Zlatej Idky. V humelskom príkrove sú menšie výskyty na J od kóty Malá Hekerová (1 089 m n. m.) cez s. okraj Smolníckej Huty až po Smolnícky potok (na V od kóty Holec) a v. smerom sú v pásme od Kloptane (1 154 m n. m.) až po záver doliny Zimnej vody. Na V územia sú v pásme od Zlatej Idky až po Hodkovce. V prakovskom príkrove sú úzke pruhy v okolí Hrelíkovho potoka a výrazný pruh JZ od Opátky od kóty Okrúhla (1 089 m n. m.) cez Hýľov až po Šemšu.

Porfyroblastické medzevské fylity s vložkami a polohami metapsamitov s vyšším stupňom metamorfózy. Metamorfóza sa prejavuje v metapelitoch a miestami aj v kyslých vulkanitoch prítomnosťou stilpnomelánu, miestami až biotitu s hnedým γ -pleochroizmom. Tie tvoria nepravidelné tenké paralelné polohy (v metapelitoch) alebo nepravidelné zhluky (v obidvoch horninových typoch). Zriedka možno pozorovať nepravidelné „očká“ s vyšším obsahom chloritu, stilpnomelánu alebo biotitu. Vo fylitoch sú časté polohy s nápadne veľkými šupinkami muskovitu (až do 0,3 mm) orientovanými pozdĺž primárnej foliácie fylitov i naprieč ňou. V prípade výrazne *porfyroblastických zelených laminovaných fylitov s vložkami a polohami metapsamitov* sa v hornine okrem novotvarov kremeňa a živcov nachádzajú nápadne veľké šupinky muskovitu orientované pozdĺž primárnej foliácie fylitov aj naprieč ňou. Pozorovali sa v každej skúmanej vzorke tohto horninového typu.

146 zelené chloriticko-sericitické fylity s polohami metapsamitov, kontaktne metamorfované – škvrnité a plodové zelené fylity, lokálne granitizované

Vyskytujú sa v jedloveckom príkrove pri severnom okraji popročského žulového telesa, v Petrovej doline a i. Minerálnym zložením sú podobné fylitom vo vysvetlivke č. 145 a 147 a textúrne sa odlišujú prítomnosťou plodov a škvŕn sericitu a chloritu. Miestami sú nepravidelné zhluky stilpnomelánu a v tenkých vložkách kyslých metapyroklastík je biotit s hnedým γ -pleochroizmom. Biotit je miestami chloritizovaný.

145 laminované zelené biotiticko-muskovitické fylity s polohami metapsamitov a kvarcítov v rozličnom stupni metamorfnej premeny až rulovitej podoby

Medzevské vrstvy – fylity s polohami metapsamitov a kvarcítov – sú v medzevskom príkrove v úzkych pruhoch medzi kúpeľmi Štós a Zlatou dolinou až po potok Borzov na SV od Medzeva. Výraznejšie metamorfované litotypy sú v prakovskom príkrove na SV od Zlatej Idky v závere Hlbokej doliny a sv. od Šemše pri kóte Dlhá chrasta (444 m n. m.). Nízkometamorfované *medzevské fylity s polohami metapsamitov a kvarcítov* majú podobnú makropetrografickú a mikropetrografickú charakteristiku ako litotypy č. 143 a 144, ale s tým rozdielom, že vo fylitoch je počet a hrúbka polôh metapsamitov väčšia a miestami tvoria prechodný typ fácie do kojšovských metapsamitov.

Nápadnejšie *rekryštalizované fylity* v severnom pruhu tvorí kremeň, sericit, muskovit a chlorit. Miestami sa v nich vyskytujú šupinky chloritu dva až tri razy väčšie ako v litotype č. 143. Výrazne väčšie šupiny muskovitu a biotitu paralelne orientované naprieč smeru laminácie horniny sú aj v sludnatých fyliticky sprehybaných polohách. Vo fylitoch sa nachádzajú *polohy metapsamitov a kvarcítov* a iba ojedinele vložky čiernych fylitov. V rámci tohto horninového súboru sú polohy veľmi zrnité – rekryštalizované a okrem slúd obsahujú aj novotvary kremeňa a živcov, a tak hornina získava rulovitý charakter.

144 laminované zelené chloriticko-sericitické fylity s polohami metapsamitov

Vyskytujú sa na V od Rudníka a vystupujú ako ostrov v prostredí neogénnych sedimentov. Horninové typy tohto súboru korešpondujú s nasledujúcou litofáciou (č. 143), s ktorou sa laterálne a vertikálne zastupujú. Rozdiel je len v absencii vložiek a hrubších polôh čiernych fylitov. S ohľadom na mierku mapy sa tento litotyp väčšinou nezobrazil a je pričlenený k nasledujúcemu.

143 zelené a zelenosivé chloriticko-sericitické fylity s polohami metapsamitov a čiernych fylitov

Nízkometamorfované medzevské vrstvy (fylity) sú najrozšírenejšie v medzevskom príkrove v pruhu tiahnucom sa z oblasti bane Lucia s pokračovaním v smere V – Z do dolín Porče a do Štóske kúpeľov. Vystupujú v úzkych synklinálnych a antiklinálnych pásmach, v úzkom pruhu aj južne od prešmyku Jedľovca, južne od Smolníckej Huty a v oblasti od Úhornej po Paču. Izolovaný výskyt je aj jz. od Kojšovskej hole.

Medzevské fylity sú laminované horniny so striedaním polôh rozličného farebného odtieňa zelenkavej, zelenosivej a sivej farby. Laminácia je miestami takmer nepozorovateľná. Lokálne sa vo fylitickom súbore vyskytujú vložky metapsamitov, kvarcitov a veľmi ojedinele aj kyslých pyroklastík.

Mikroskopicky majú fylity (metapelity) granolepidoblastickú štruktúru. Tvoria ju kremeň (35 – 55 %), chlorit (0 – 15 %) a sericit – drobnozrnný muskovit (45 – 60 %). Akcesorický je turmalín, rudné minerály (leukoxenizovaný ilmenit, hematit, pyrit) a epidot. V metapelitoch je pozorovateľné striedanie polôh s rozličným podielom základných minerálov. Prevládajú polohy s prevažujúcim podielom slúd. Tie sú iba zriedka takmer monominerálne a vtedy v nich možno pozorovať charakteristické fylitické sprehybanie. V hraničnej zóne s betliarskym súvrstvom je v čiernych fylitoch rozptýlený organický pigment. Väčšia časť polôh obsahuje istý podiel kremeňa. Rozloženie kremeňa a sericitu je viac-menej pravidelné. Chlorit býva rozptýlený v polohách s väčším zastúpením kremeňa a v polohách s väčším podielom sericitu tvorí nepravidelné a šošovkovité zhluky.

Vložky a polohy *metapsamitov* sú prevažne kremenné s undulóznym alotriomorfným kremeňom veľkým do 0,5 – 0,7 mm. Zrná obteká drobnozrnná zmes kremeň + sericit ± chlorit.

Polohy *kvarcitov* sú niekoľkých typov. Zastúpené sú kvarcité s takmer 100 %-ným podielom kremeňa. Malé množstvo slúd sa koncentruje na plochách foliácie a tvorí tam tenké polohy. Druhým typom sú kvarcité s malým podielom slúd, ktoré pretkávajú kremenné polohy s kremennými zrnami rozličnej veľkosti (0,1 – 1,2 mm). Ďalším typom sú kvarcité, v ktorých je kremeň približne rovnakej veľkosti (0,4 – 0,6 mm). Okrem slúd sa v kvarcitech nachádzajú dvojčatené tabuľky albitu rovnakej veľkosti ako zrná kremeňa.

Vrstvy Zbojnického kameňa (syn. fylity Zbojnického kameňa, resp. Zbojnícokamenské vrstvy)

Vrstvy Zbojnického kameňa (používame zaužívaný termín vrstvy Zbojnického kameňa, avšak možno používať aj spisovnú formu „zbojnícokamenské vrstvy“) sa vyskytujú v humelskom príkrove a vyčlenili sa na hrebeni pri vrchole Zbojnického kameňa (iný názov Zbojnická skala). Tým je motivovaný aj názov typovej lokality. Ide o zelenkavé hrubolaminované až tenkovrstvovité peliticko-psamitické horniny iba lokálne s prevahou jemnozrnej psamitickéj frakcie, ktorá tvorí doskovité až lavicovité polohy prevrstvené pelitmi. Miestami sú silnejšie metamorfne prepracované, a preto makroskopicky majú masívny vzhľad, ktorý vyvoláva dojem hrčkovitosti a zhúžvanosti (zhluky a žilky metamorfného kremeňa, živcov a slúd). Smerom nadol sa laminácia zjemňuje a prevažuje aj pelitická frakcia, čo indikuje vývoj typu medzevských fylitov.

142 zelenkavé a sivozelené porfyroblastické až rulovité biotiticko-muskovitické metapelity, kvarcité a kvarcitické ruly

Vyskytujú sa v pruhu od kóty Kobylíanka (668 m n. m.) až po záver potoka Ida pri Zlatej Idke a po prerušení pokračujú v okolí kóty Ovčinec (1 017 m n. m.) do záveru Malej Zlatej doliny. Ďalší pruh je z. od Smolníckej Huty cez okolie k. Mlynovec (959 m n. m.) až po okolie kóty Biele skaly (1 251 m n. m.). Severnejšie sa vyskytujú v širokom pásme od záveru doliny Bystrého potoka cez Guľapalag po Betliar, Nižnú Slanú a Markušku.

Porfyroblastické až rulovité metapelity, kvarcité a kvarcitické ruly majú rovnaké minerálne zloženie ako očkaté metapelity (č. 141). Sú masívnejšie, intenzívne rekryštalizované a s početnými výrastlicami kremeňa a živcov, ďalej muskovitu a biotitu. Slúda je častejšie aj v laminách s menším podielom kremeňa. Matrix medzi porfyroblastmi je kryštalický. Ide prevažne o kremeň a sericit. V oblasti Nižná Slaná – Kobeliarovo sa v rámci týchto hornín zistilo aj malé množstvo chloritoidu svedčiacie o vyššie tlakovej metamorfóze. V horninách sa pozorovali aj vložky rekryštalizovaných metapelitov s organickým pigmentom resp. so šupinkami grafitu a polohy aplitického charakteru, napr. v oblasti záveru Majerskej doliny sv. od Čučmy. V tejto časti sú početné prejavy *granitizácie* zbojnícokamenských vrstiev, ktorú podrobnejšie opisujeme pri granitizovaných horninách (pozri litotyp č. 181).

141 rekryštalizované až porfyroblastické chloriticko-muskoviticko-kremenité fylity

Tiahnu sa v pomerne širokom pruhu z oblasti Šemše sz. smerom do oblasti Zlatej Idky, Trochanky, Ovčinka (1 012 m n. m.), Zbojníckej skaly (1 147 m n. m.) po Smolnícku Hutu a po krátkom prerušení pokračujú od kóty Mlynovec (959 m n. m.) do oblasti kóty Hekerová (1 260 m n. m.) a Biele skaly. Vyskytujú sa v spätosti s predchádzajúcim litotypom a laterálne sa s ním zastupujú.

Zelenkavé a sivozelenkavé *rekryštalizované až porfyroblastické fylity* zbojníckokamenských vrstiev sa vyznačujú silnejšou rekryštalizáciou, obsahujú oveľa väčšie zrná, šošovky a nepravidelné polohy alotriomorfného nevýrazne undulózneho, miestami rozpukaného kremeňa resp. zhluky sericitu a kremeňa opísaného typu, ďalej albitu (1 – 2 %), K živca (3 – 4 %), muskovitu (3 – 5 %) a zriedka aj biotitu.

140 škvrité a plodové zelené chloriticko-muskovitické fylity

Vyskytujú sa len ojedinele. Najrozšírenejšie sú na S od oblasti Rieka v Zlatej Idke a 1 km na SV od kóty Podkova (569 m n. m.). Škvritiny a plody tvoria zhluky sericitu, chloritu, kremeňa a albitu, iné sú z väčších šupiniek muskovitu a drobného chloritu v drobnozrnnej kremenno-muskovitovo-chloritovej hmote.

139 zelenkavé, stredne a hrubo laminované biotiticko-muskovitické fylity s polohami hrubo laminovaných metapsamitov

Tento základný litotyp zbojníckokamenských vrstiev sa vyskytuje v celom pruhu rozšírenia humelského príkrovu. Litofáciu reprezentujú hrubo laminované zelené a sivozelené sedimenty, ktoré mikroskopicky tvorí kremeň, muskovit, chlorit, biotit a akcesoricky možno nájsť aj drobné alotriomorfné zrnká pyritu. Aj tento základný litotyp sa vyznačuje zvýšenou intenzitou metamorfózy. Horniny sú z troch typov lamín až vrstvičiek.

Prvým typom (pôvodne siltovcovo-psamitické laminy) sú laminy s prevahou kremeňa s malým podielom drobnejších šupiniek muskovitu a chloritu. V týchto polohách sa miestami vyskytujú šupinky biotitu s hnedým γ -pleochroizmom.

Druhý typ (pôvodne pelitické laminy) sa vyznačuje prevahou sľudnatých minerálov (muskovitu a chloritu). Biotit v týchto polohách spravidla tvorí nepravidelné zhluky a polohy. V laminách s prevahou muskovitu sú šupinky veľké do 0,2 mm a sú usmernené v dvoch pretínajúcich sa smeroch.

Najčastejším typom sú sedimenty s laminami zodpovedajúce prechodnému typu. Biotit v týchto prúžkoch – laminách – netvorí zhluky, ale je viac-menej pravidelne rozmiestnený v hornine.

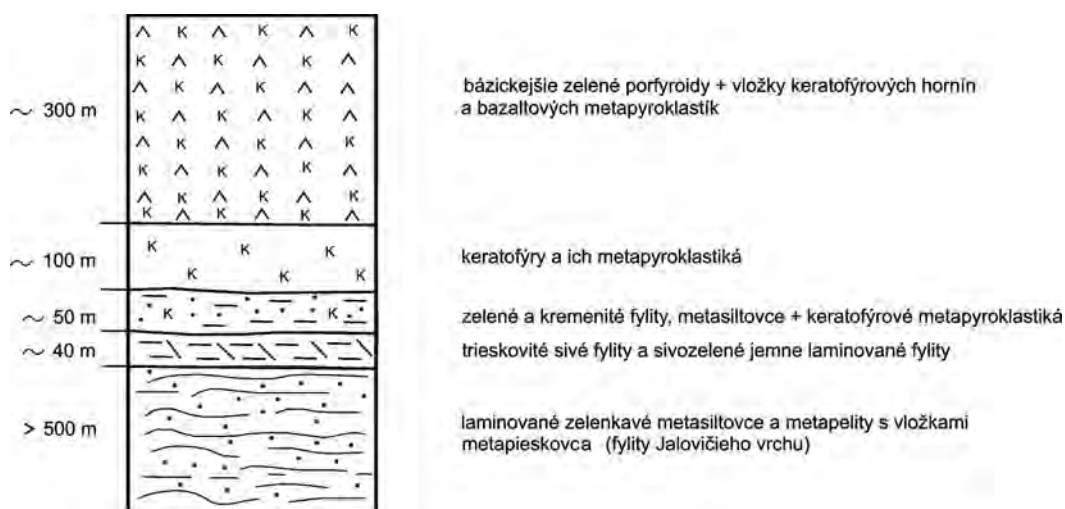
Vrstvy Jalovičieho vrchu (syn. fylity Jalovičieho vrchu)

Sú typické pre mníšsky príkrov a skladajú sa hlavne zo siltovcových, v menšej miere zo žltosivozelených pelitických fylitov s nevýraznou lamináciou, zemitým lomom a s rovnoplochou štiepatelnosťou. Siltovce sú zvrstvené, často doštičkovité až tenkolavicovité. Obsahujú aj psamitické vložky, ktoré lokálne vo vyššej stratigrafickej úrovni tvoria polohy hrubé aj 50 m. Pre fylity Jalovičieho vrchu je príznačné časté gradačné a šikmé zvrstvenie. Pre tieto znaky majú vrstvy Jalovičieho vrchu povahu kryptoflyšu.

V strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria pri Mníšku n. Hnilcom sa pod mníšskymi rudonosnými fylitmi vyčlenili štyri litotypy vrstiev (fylitov) Jalovičieho vrchu. Najspodnejšie sú sivé až sivozelené siltovcové fylity s vložkami tmavosivých pelitov a svetlozelených stredne až hrubo laminovaných kremenitých fylitov, ktoré majú charakter až kyslých tufitov. Vyššie sú zelené stredne laminované fylity s tenkými vložkami bazaltových tufitov. Tretím litotypom sú svetlozelené laminované siltovce až jemnozrné psamity s lokálnou prímiesou kyslého vulkanického materiálu a s nepravidelnými šmuhami chloritu. Najvyššie sa lokálne vyvinul litotyp zelených laminovaných pelitov (Kobulský et al., 1988).

V tejto oblasti sa vyčlenila aj samostatná subfácia *hutnodolinských fylitov*, ktorá je v spodnej časti smolníckeho súvrstvia. Sú to svetlozelené hrubo až tenko laminované kremenité fylity s tenkými vložkami a laminami čiernych siltovcov, zelených pelitov a s ojedinelými tenkými vložkami bazaltových a kyslých metatufitov.

Najrozšírenejšie sú vrstvy Jalovičieho vrchu v oblasti kóty Jalovičí vrch na V od Mníška n. Hnilcom a tam sa aj vyčlenili. Zo stratotypovej lokality sa rozšírili východným aj západným smerom, pričom na J od Kojšova až po Malú Idu menia smer rozšírenia do smeru SZ – JV a dostávajú sa do strižnej zóny, kde sú redukované. Smerom na Z po j. okraj obce Stará Voda sú rozšírené v okolí kóty Kónská hlava (794 m n. m.) a Drahov (1 136 m n. m.). V západnej časti regiónu vystupujú na povrch na východných svahoch Slanej.



Obr. 10. Pozícia vrstiev Jalovičieho vrchu v spodnej časti hnieľského súvrstvia v mnišskom príkrove na východnom svahu Hutnej doliny pozdĺž profilu PF 50/215,6 – 230,0 (Grecula, orig.).

138 zelenkavé a sivozelenkavé biotiticko-muskovitické porfyrblastické až rulovité metapelity

Na západe sa vyskytujú v oblasti Gočova a Vlachova až po kótu Biela skala (896 m n. m.) a na V vystupujú na povrch iba zriedka, napr. na JJZ od obce Bukovec.

Zelenkavé a sivozelenkavé porfyrblastické až rulovité metapelity sú laminované a výrazne usmernené horniny. Sú litotypom vyššiemetamorfovaných vrstiev Jalovičieho vrchu. Makroskopicky sú v nich pozorovateľné výrazné „očká“ veľké do 0,5 cm. Mikroskopicky majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru a tvorí ich kremeň (40 – 65 %), muskovit (20 – 35 %), chlorit (0 – 10 %) a biotit (0 – 15 %). Akcesoricky sa vyskytujú zrnká epidotu a rudných minerálov. V hornine sú výrazné blasty kremeňa a živcov veľké do 5 – 6 mm (relikty porfyrblastov). Kremenné blasty sú z jedného alebo z niekoľkých zrn kremeňa, undulózneho, často rozpukaného a rozbitého na menšie časti. Živcové blasty sú z niekoľkých väčších zrn veľkých 0,5 – 1,5 mm.

137 sivozelené až tmavozelené chloriticko-sericitické fylity s vložkami čiernych metasiltovcov, metapsamitov, bazaltových a kyslých metatufitov (hutnodolinské fylity)

Na povrchu sú vyčlené iba zriedka, a to v oblasti medzi Opátkou a Vyšným Klátovom. Menšie výskyty sú aj v pruhu Kojšov – Hutná dolina (na J od Helcmanoviec), ale vzhľadom na mierku mapy nie sú zobrazené. Typový profil je na z. svahu Štefankovej (Grecula, 1982) a parastratotypové profily sú vo vrtoch FV-3, 5, 8 a 11 (Kobulský et al., 1988).

Hutnodolinské fylity sú subfáciou fylitov Jalovičieho vrchu na báze s početnými laminami a vrstvičkami tmavosivých až čiernych fylitov s malým obsahom organickej hmoty, ktoré vyššie prechádzajú do svetlozelených tenko až hrubo laminovaných siltovcovo-psamitických kremenitých fylitov. Najvyššiu časť hutnodolinských fylitov tvoria tmavozelené, v menšej miere svetlozelené pelitické fylity s tenkými vložkami bazaltových a kyslých metatufitov.

Hutnodolinské fylity tvorí kremeň, sericit a chlorit a akcesoricky zrnká rudných minerálov. Podiel hlavných minerálov v laminách fylitov značne kolíše. V zelených sú časté laminy a hrubšie polohy sivých a tmavosivých fylitov zložených z kremeňa, sericitu a s rozptýleným grafitickým pigmentom.

Vložky vulkanických hornín – spravidla kyslých metapyroklastík – sú s výrazným podielom sericitu a muskovitu, miestami aj biotitu. Tieto minerály tvoria nepravidelné monominerálne vrstvičky až polohy. Veľmi zriedkavé sú aj mikrozlepcové vložky s obliakmi veľkými až do 2 cm, ktoré tvorí kvarcit resp. kremenitý fylit. Obliaky obklopuje hmota identická s fylitmi.

136 laminované zelené biotiticko-muskovitické siltovcové fylity až metasiltovcové s vložkami a polohami metapsamitov

Vyskytujú sa po celej dĺžke rozšírenia mnišského príkrove s typickým vývojom medzi Jalovičím vrchom a Hutnou dolinou.

Horniny sa tvoria hlavne zo siltovcov, v menšej miere zo žltosivozelených pelitov s nevýraznou lamináciou a rovnoplochou štiepatelnosťou. *Metasiltovce* sú často tenkodoskovito až tenkolavicovito zvrstvené. Majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru. Rozlišujeme v nich niekoľko petrografických typov.

Fylity s prevahou sludnatých minerálov tvorí muskovit (70 – 80 %), biotit (0 – 15 %), chlorit (0 – 5 %) a kremeň (10 – 20 %). Ide o takmer monominerálne horniny, v ktorých prevláda muskovit (sericit). Kremeň vytvára takmer monominerálne laminy.

Piesčité fylity obsahujú kremeň (20 – 45 %) a ten pri väčšom obsahu tvorí nepravidelné polohy popretkávané šupinkami chloritu, biotitu a muskovitu. V polohách, v ktorých má menší podiel, zvyčajne tvorí drobné alebo väčšie (do 0,3 mm) izolované zrná obtekané sludnatými minerálmi. Pri väčšom podiele muskovitu možno v týchto typoch pozorovať fylitické sprehybanie horniny.

Ak zelené fylity obsahujú vložky až polohy *metapsamitov*, tvorí ich kremeň a muskovit. Kremeň vytvára oválne klasty veľké až do 0,4 – 0,5 mm. Základnou hmotou je drobnozrnná zmes kremeňa a sericitu. Rozmiestnenie týchto minerálov v hornine je pravidelné. Akcesoricky sa nachádzajú drobné zrnká pyritu.

Prakovské vrstvy (syn. prakovské fylity)

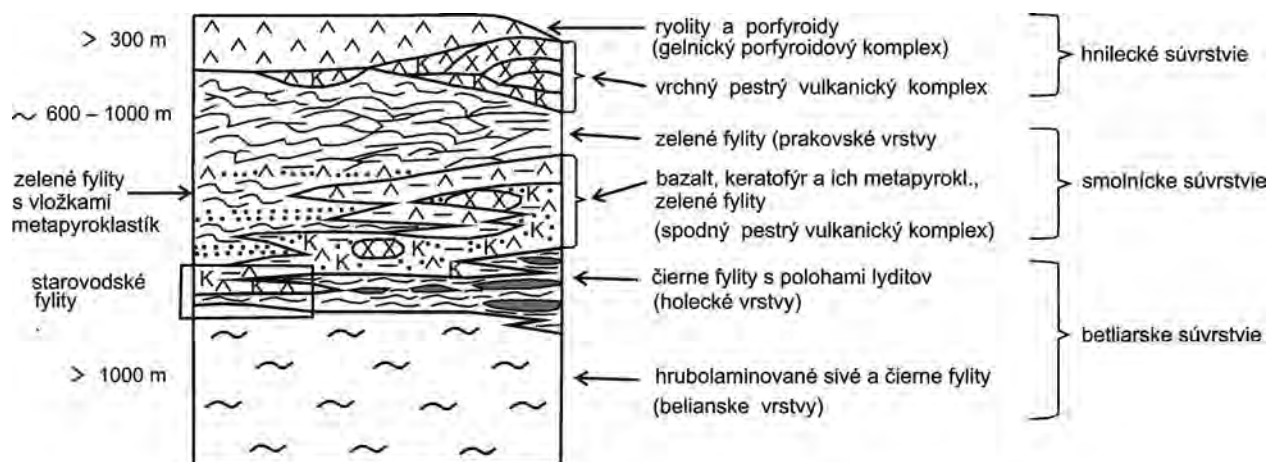
Prakovské vrstvy sú reprezentované olivovozelenými jemne laminovanými, farebne a zrnitostne nekонтрастnými pelitickými fylitmi smolnickeho súvrstvia. Sú hlavným predstaviteľom fylitických súborov a charakteristickým členom kojšovského príkrovu. Často sú zvráskovatené po plochách s_2 . V spodnej časti na prechode do súvrstvia čiernych fylitov sa obidva druhy striedajú po laminách aj v polohách. Obsahujú vložky aj polohy (dm) sivozelenkavých a žltozelenkavých siltovcov, ktoré sú miestami prevládajúcim typom laminovaných fylitov, v spodnej časti aj jemné popolové bazaltové metapyroklastiká, ktoré zvyčajne tvoria len prúžky a doštičkovité vložky. S nimi sa spájajú aj polohy fialových fylitov a vložky jaspilitov. Prímes pyroklastického bázického materiálu je v celom komplexe značná, ale vo forme veľmi jemného popola a to je príčina aj olivovozeleného sfarbenia fylitov. Jemnú lamináciu (0,5 – 2 mm) olivovozelených fylitov lokálne nahrádzajú laminované typy peliticko-siltovcových fylitov s hrúbkou lamín a vrstvičiek 2 – 6 mm. V týchto typoch sú početnejšie vložky kyslých aj bázických pyroklastík. Týmito vlastnosťami sa opísané fylity od iných druhov fylitov nápadne odlišujú.

V rámci fácie prakovských fylitov sa v strednej časti SGR vyčlenili samostatné subfácie starovodských a švedlárskych fylitov (Grecula a Kucharič et al., 1985).

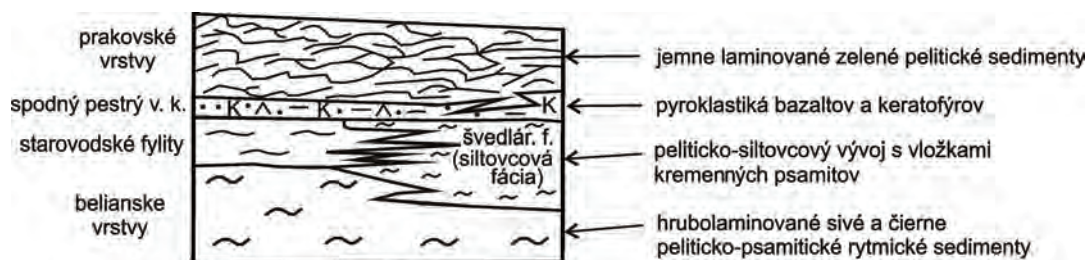
Starovodské fylity sú prevažne pelitické, sivozelenkavé a vystupujú v spodnej časti smolnickeho súvrstvia. Sú charakteristické striedaním tenkých zelených lamín so sivými a čiernymi. Na rozdiel od typických prakovských fylitov laminy neobsahujú vložky fialových fylitov a bazaltových pyroklastík. Lokálne majú aj tenké vložky sivozeleného jemnozrnného laminovaného pieskovca so zriedkavým šikmým zvrstvením. Predstavujú tzv. mikroflyš ako prechodný člen južnejšie ležiacich vrstiev (fylitov) Jalovičieho vrchu.

Švedlárske fylity sa od starovodských odlišujú tým, že sú hrubolaminované, kremenité, siltovcové až psamitické, sivozelenej farby a s ojedinelými tenkými sivými až tmavosivými laminami.

Hrúbka prakovských vrstiev je 300 – 600 m. Ich vrchná aj spodná hranica je pozvoľná a predstavuje striedanie hraničných litologických typov.



Obr. 11. Pozícia prakovských vrstiev v litostratigrafickej kolónke kojšovského príkrovu – oblasť Slovinky – Švedlár pozdĺž profilov PF 52/285,2 – 260,0, PF 53/259,0 – 280,0, PF 54/271,2 – 279,5 (Grecula, orig.).



Obr. 12. Faciálny vývoj prakovských vrstiev v hraničnej oblasti betliarskeho a smolníckeho súvrstvia v kojšovskom príkrove sz. od Švedlára pozdĺž profilu PF 62/224,6 – 254,0 (Grecula, orig.).

Prakovské vrstvy (fylity) sa vyskytujú iba v kojšovskom príkrove, prechodná fácia do zlatníckodolinských vrstiev je v rakoveckom aj kojšovskom a prechodné členy do vrstiev Jalovičieho vrchu v mnišskom príkrove.

135 zelenkavé a sivozelenkavé porfyroblastické, lokálne rulovité biotitické metapelyty

V západnej časti regiónu sa nachádzajú s. od Vyšnej Slanej a po prerušení pruhu vystupujú na povrch v oblasti Stromiša (1 192 m n. m.), Smrečinky (1 266 m n. m.) až po Peklisko (1 070 m n. m.). V strednej časti územia sú väčšie výskyt sz. od Mníška n. Hnilcom a tiahnu sa po kótu Korban (1 110 m n. m.) a Havranu hlavu (1 020 m n. m.).

Zelenkavé a sivozelenkavé porfyroblastické metapelyty sa minerálnym zložením a štruktúrou od základného typu odlišujú výraznými šupinkami biotitu s hnedým γ -pleochroizmom a alotriomorfnými zrnami karbonátu (kalcit, ankerit). Zriedka sa vyskytujú výrastlice zonálneho plagioklasu, často karbonatizovaného, pričom si karbonatizácia selektívne vyberá istú zónu plagioklasu. V niektorých vzorkách sa našli relikty baueritizovaného biotitu uzatvárajúce zrnká rudných minerálov, pričom biotit bol veľký 0,7 – 2,5 mm.

134 rekryštalizované až porfyroblastické zelené chloriticko-sericitické fylity a kyslé metapyroklastiká s polohami fylitov

Začínajú sa menšími výskytmi v oblasti Vyšného Klátova a Bukovca a po dlhšom prerušení sa objavujú až v oblasti Havranej hlavy (1 020 m n. m.) a s. a j. od Orlieho vrchu (1 043 m n. m.) a Ostrej skaly (890 m n. m.) na SV od Švedlára. Po dlhšom prerušení sú opäť plošne najrozšírenejšie v oblasti na S od Krátkej doliny, Pekliska (1 070 m n. m.), Stromiša a Smrečinky a končia sa v oblasti Halenu (724 m n. m.) severne od Vyšnej Slanej.

Porfyroblastické zelené fylity a miestami aj kyslé metapyroklastiká reprezentujú masívne celistvé usmernené horniny svetlejších odtieňov zelenej farby s výraznými výrastlicami kremeňa a plagioklasu veľkými do 3 – 5 mm. Mikroskopicky majú horniny granolepidoblastickú až lepidogranoblastickú, reliktné porfyrickú štruktúru. Tvoria ich kremeň (40 – 60 %), živce (20 – 30 %), sericit (30 – 40 %), chlorit (0 – 20 %) a karbonát (0 – 5 %). Akcesoricky sa v nich nachádza ilmenit a leukoxén. Výrastlice sú z kremeňa a živca. Kremeň tvorí nápadne veľké alotriomorfné zrná, často rozpučané a magmaticky korodované. Živcové výrastlice tvorí oligoklas a albit a sú dvojčatené. Miestami sa vyskytujú výrastlice ortoklasu. Matrix horniny je z kremeňa, albitu, sericitu a chloritu. Podiel týchto minerálov v matrixe značne kolíše. Sú aj horniny, v ktorých drobnozrnný kremeň tvorí až 80 – 85 % matrixu. V matrixe bohatom na kremeň sú miestami drobnejšie (do 0,5 – 0,7 mm veľké) zrná dvojčateného albitu. V niektorých polohách je naopak podiel kremeňa nižší (do 30 %) a prevláda v nich sericit alebo chlorit. Polohy bez sericitu a iba s chloritom sú zriedkavé a typický pre ne je výskyt drobných zrn albitu.

Vo väčšine sledovaných vzoriek sa v týchto fylitoch vyskytujú šupinky stilpnomelánu až biotitu s hnedým, zriedka so zeleným γ -pleochroizmom. Šupinky sú miestami veľké do 0,3 – 0,4 mm. Väčšie šupinky biotitu bývajú chloritizované.



Foto 8. Porfyroblastický metapelit prakovských vrstiev kojšovského príkrovu. Lok. Lacemberská dolina, južný svah. Foto Gazdačko.

133 škvrité a plodové zelené chloriticko-muskovitické fylity

Škvrité a plodové zelené chloriticko-muskovitické fylity sú najrozšírenejšie v oblasti výskytov granitu a granitizovaných hornín pri Peklisku, Delave, na S od Krátkej doliny a na J od kóty Surovec (1 205 m n. m.).

V tejto silnejšie rekryštalizovanej fácii fylitov sú makroskopicky pozorovateľné nepravidelné oválne tmavosivé a tmavosivozelené škvrity. Spôsobujú ich zhluky drobných šupiniek chloritu a stilpnomelánu a miestami je v nich rozptýlený hematitový pigment. V škvritách podobne ako v okolí hrubších kremenných žiliek sa vyskytujú väčšie šupinky sericitu – muskovitu (do 0,2 – 0,3 a v okolí kremenných žiliek aj do 0,5 mm).

132 striedanie laminovaných zelenkavých, sivých a čiernych chloriticko-sericitických fylitov (starovodské fylity)

Starovodské fylity sa vyskytujú v širšom okolí Starej Vody, tiahnu sa na Z k Zadnému hámmu pri Peklisku a vo východnom smere vystupujú na povrch cca 2 až 3 km na S od Švedlára a medzi Slovinkami (Lacemberskou dolinou) a Gelnicom. Ďalšie výskytujú sú medzi Opátkou a Vyšným Klátovom.

V kremenno-sericitovej hmote sú miestami zistiteľné rozptýlené šupinky chloritu (do 0,2 mm). V niektorých polohách sú sludnaté minerály väčšie. Muskovit býva bežne väčší, a to 0,2 – 0,3 mm, kým v „jemnejších“ častiach fylitov je sericit spravidla menší ako 0,1 mm. V tmavých laminách sa vyskytuje aj organický pigment (okolo 1 %).

131 zelenkavé hrubo laminované sericiticko-chloritické kremenité fylity (švedlárske fylity)

V typickom vývoji sú na Z od Švedlára a Starej Vody a najrozšírenejšie sú v oblasti Záhajnice a na J od Tretieho hámmu. Vo východnej časti regiónu sú menšie výskytujú cca 1,5 až 3 km na S od Gelnice a na v. svahoch Perlovej doliny.

Švedlárske fylity sú zelenkavé a zelenosivé kremenité fylity s prevahou kremenných polôh. Kremeň v nich je nerovnozrnný. V drobnozrnnnej kremennej hmote popretkávannej chloritom sú väčšie zrná kremeňa, a to do 0,2 – 0,3 mm.

130 olivovozeleň chloriticko-sericitické fylity, lokálne s vložkami čiernych grafiticko-sericitických a fialových hematitových fylitov a tiež keratofýrových a bazaltových metapyroklastík

Je to základný typ prakovských vrstiev. V strednej a východnej časti je nízko metamorfovaný a zaberá veľkú plochu kojšovského príkrovu. Vrstvy sa okrem Prakoviec a Helcmanoviec vyskytujú v širšom okolí Opátky, Gelnice, Sloviniek, Vyšných hrablí až po Záhajnicu.

Fylity sú svetlejšej olivovozeleň farby. Mikroskopicky majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru z kremeňa (40 – 70 %), sericitu (30 – 80 %) a chloritu (0 – 30 %). Akcesoricky sa nájdu aj hypidiomorfné až idiomorfné zrnká pyritu veľké do 0,3 mm, a to najmä v chloritových polohách. Mikroskopicky sa fylity skladajú z viacerých litologických typov.

Prvý typ je z kremeňa s obsahom cca 30 % sericitu. Kremeň tvorí samostatné alotriomorfné zrnká obtekané sieťou šupiniek sericitu. Sericit iba zriedka tvorí tenké takmer monominerálne polohy s náznakom fylitického sprehybania.

Druhý typ predstavuje polohy sericitu s malým podielom kremeňa. Miestami sú v nich šupinky muskovitu. Polohy sú detailne fyliticky sprehybané a lokálne sú v nich nepravidelné zhluky a polohy chloritu. Vo fylitoch akcesoricky vystupuje turmalín.

Zriedkavejšie sú polohy fylitov s hematitovým pigmentom – fialové fylity. Iné litotypy, ktoré tvorí kremeň, muskovit a chlorit, sú podobnej povahy ako kremenosericitové polohy, ale chlorit v nich dosahuje až 30 – 40 a sericit do 15 %.

V prakovských vrstvách (fylitoch) sa vyskytujú aj polohy pyroklastík s bázickým vulkanickým materiálom. Tvorí ich kremeň (30 – 40 %), sericit (5 – 15 %), chlorit (20 – 30 %), plagioklas (5 – 20 %) a epidot (0 – 15 %) a akcesóriou sú zrnká pyritu.

Bázické metapyroklastiká sú často výrazne usmernené. Na základe mikroskopického štúdia rozlišujeme nasledujúce typy pyroklastík odlišného zloženia:

– pyroklastiká, ktoré tvorí plagioklas, kremeň, chlorit a sericit; vystupujúci dvojčatený albit dosahuje obsah do 30 % a podiel sericitu a chloritu je malý (do 10 %)

– pyroklastiká, ktoré tvorí kremeň, plagioklas a chlorit; albit býva dvojčatený, má obsah do 10 – 15 % a chlorit 30 – 45 %. V týchto pyroklastikách je miestami vyšší obsah rudných minerálov (do 5 %)

– pyroklastiká, ktoré tvorí kremeň, chlorit, malé množstvo albitu a epidot; epidot tvorí zrná veľké 0,4 – 0,9 mm a jeho obsah v hornine je miestami až 25 – 30 %.

Hnilecké súvrstvie

Hnilecké súvrstvie sa v gelnickej skupine regiónu Spišsko-gemerského rudohoria člení na *vrchný pestrý vulkanický a gelnický porfyroidový komplex*.

Vrchný pestrý vulkanický komplex

Vrchný pestrý vulkanický komplex je na báze hnileckého súvrstvia. Tam, kde sa vyvinuli rudonosné fylity, je ich súčasťou alebo je v ich tesnom nadloží. Komplex sa v miestach s mohutnejším vývojom začína bázickými metapyroklastikami striedajúcimi sa so zelenými fylitmi vystriedanými troma až piatimi výlevmi bazaltov s hrúbkou prúdov 20 – 50 m. Spodné a vrchné časti bazaltových prúdov sú jemnozrnné až strednozrnné variety, ale veľkú (prevažne strednú) časť tvoria hrubozrnné typy – dolerity s výrastlicami amfibolov do 1,5 cm, zvyčajne veľkými 0,8 cm. Medzi výlevmi bazaltov sú ich pyroklastiká s polohami zelených (tufitických) fylitov, kvarcitov, silicitov a miestami aj výlevy keratofýrov sprevádzané popolovými metapyroklastikami alebo vulkanickým popolom a lapilami v metapelitoch. Lokálne sa vyskytujú hematitové kvarcity a fialové hematitové fylity. V najvyššej časti komplexu prevládajú bázické metapyroklastiká s polohou ignimbritových tufov ryolitov.

Hrúbka tohto vulkanického komplexu v strednej časti SGR dosahuje až 300 m. Na Z od Mníška n. Hnilcom a na V od Helcmanoviec v ňom zvyčajne chýbajú dolerity a má menšiu hrúbku (od 30 do 150 m).

129 *horniny vrchného pestrého vulkanického komplexu, nečlenené, lokálne rulovité až granitizované*

Výskyty na povrchu sú prevažne v strednej časti regiónu. V kojšovskom príkrove sú v oblasti Pod Stromišom, j. od Pekliska a v pásme od Švedlára, Nižných Hrablí, Helcmanoviec po dolinu Duch (na JZ od Sloviniek), v prakovskom príkrove pri Kojšovskej holi (1 246 m n. m.), v humelskom príkrove na S od Betliara pri Martinkovom potoku a v jedľoveckom príkrove v okolí Rozsypaného kameňa a Lazov severne od Poproča.

Komplex hornín miestami postihol vyšší stupeň metamorfózy. Horniny ešte majú zachované primárne znaky, ale na iných miestach sú iba v náznakoch.

Metasedimenty predstavuje pieskovec, výnimočne až gravelit. Sú v nich prevažne aj úlomky hornín do 0,4 mm a v prípade hrubozrnných psamitov až gravelitov obliaky kremeňa a kremenitých hornín veľké od 3 do 5 mm, ktoré obteká zmes drobnozrnného kremeňa, ílovitých minerálov a sericitu. Pri zvýšení stupňa metamorfózy je matrix zložený z kremeňa, muskovitu, stilpnomelánu a biotitu. Biotit má zelený γ -pleochroizmus. Akcesoricky vystupujú hypidiomorfné až idiomorfné zrná pyritu.

Kyslé *metavulkanity* sú zastúpené kyslými metapyroklastikami. Majú lepidogranoblastickú, reliktné porfyrickú štruktúru, pri ktorej porfyrické výrastlice tvorí kremeň a plagioklas. Kremeň vytvára výrazné zrná, ktoré sú často rozpukané. Býva veľmi undulózný a často magmaticky korodovaný. Plagioklas tvorí dvočatené tabuľky. Zastúpený je aj oligoklas uzatvárajúci drobné šupinky sericitu, ako aj albit, a to čistý, bez sericitu. Matrixom je drobnozrnný kremeň, chlorit, muskovit a stilpnomelán. Pri vyššom stupni metamorfózy je v hornine menej chloritu, stilpnomelán chýba, ale prítomný je biotit s tmavozeleným až tmavohnedozeleným γ -pleochroizmom.

Z bázických hornín sú zastúpené *dolerity a metapyroklastiká*. V bázických horninách sa zriedka nachádzajú idiomorfné zrnká karbonátu (ankerit až dolomit) veľké do 2 – 3 mm.

128 *rudonosný (stratiformný) horizont (silicity, jaspility, hematitové bridlice, fylity, kyslé a bázické vulkanity) – mníšske rudonosné fylity*

Na povrchu vystupuje pomerne často, ale veľkú hrúbku (niekoľko dekametrov) dosahuje iba v oblasti Mníšek n. Hnilcom – Prakovce – Kojšov. Inde je rudimentárny a začleňujeme ho do nečleneného vrchného pestrého vulkanického komplexu.

Rudonosný stratiformný horizont (mníšske rudonosné fylity) predstavujú stredne až hrubo laminované zelené fylity s nie veľmi nápadnou farebnou lamináciou, pričom laminy sú budinované alebo rýchlo (cm, dm) vyklinujú. Prítomné sú zvrstvené vulkanosilicity, ktorými sa rudonosné fylity zvyčajne začínajú. *Vulkanosilicity* najčastejšie tvoria vrstvičky hrubé 3 – 20 mm striedajúce sa so žltozelenými pelitmi alebo so zeleným až tmavozeleným tufitickým materiálom. Inokedy sú doskovité až lavicovité, s náznakmi pásikovania. Pri silnejšom zvrásnení a deformáciách sú pásiky vulkanosilicitov budinované a chaoticky rozmiestnené v plastickom tufitickom prostredí, čím vzniká šošovkovito-hrčkovitá textúra rudonosných kremenitých fylitov až tufitických vrstvičkovitých silicitov. Zvrstvené vulkanosilicity v zónach ich najväčšieho rozšírenia (v oblastiach vulkanických centier) obsahujú aj pásiky a polohy liatych sulfidov (hrubé 1 – 10 mm), ktoré sa vyznačujú

náhlým objavovaním, ale aj vyklinovaním, aj keď ich poloha je sledovateľná aj stovky m. Ak sa vulkanosilicity striedajú s diabázovým materiálom, je v ňom aj ložiskovo zaujímavá koncentrácia vtrúseninového sírnikového polymetalického zrudnenia (Grecula et al., 1977, 1982; Kobulský, 1982; Kobulský et al., 1987, 1988; Návesňák a Kobulský, 1996).

Vulkanosilicity sú na mnohých miestach okrem fylitov sprevádzané aj keratofýrmi a ich laminovanými metapyroklastikami, ktoré sú lokálne tiež intenzívne zrudnené, alebo obsahujú iba rozptýlené vtrúseniny pyritu. Makroskopicky sa od keratofýrových hornín odlišujú veľmi ťažko (foto 9, 10).

Významnú polohu v mníšskom rudonosnom horizonte tvoria tmavozelené chloritické fylity až chloritoly (diabázové popolové metapyroklastiká), často silicifikované, ktoré sú hlavným nositeľom stratiformných polymetalických rúd. Aj ony sa najčastejšie vyskytujú v oblasti vulkanických centier a ich hrúbka veľmi kolíše, a to nielen primárne, ale najmä ako výsledok tektonických deformácií. Ako veľmi plastické horniny sa ľahko redukujú alebo vytvárajú veľké nahromadeniny, a preto sú v komprimovaných štruktúrach vrás zastúpené iba náznakovo (ramená vrás).

Mníšske rudonosné fylity s početnejšími prejavmi bázického a keratofýrového vulkanizmu miestami zastupujú celý rudonosný horizont. Ak je vrchný pestrý vulkanický komplex vyvinutý mohutnejšie (napr. na JV od Mníška n. Hnilcom), potom sa postupne vyvíja z rudonosných fylitov. V iných oblastiach leží priamo na fylitoch smolníckeho súvrstvia.

Fylity tvorí kremeň, chlorit a sericit, pričom chlorit miestami prevláda nad sericitom a tvorí takmer monominerálne laminy. Vo fylitoch sú miestami rozptýlené zrná alebo polohy epidotu. Pravdepodobne predstavujú metamorfované pyroklastiká asi tufitického charakteru.

Jaspility a hematitové bridlice sú reprezentované tmavosivými, takmer čiernymi a fialovými horninami. Sú z kremeňa, sericitu a rudného pigmentu. Príčinou farebného odtieňa je obsah sericitu a vystupujúcich rudných minerálov – hematitu, pyritu a limonitu. Hematitové bridlice obsahujú významnejšiu prímes sericitu (40 – 60 %) v drobnozrnej kremennej hmote. Z rudných minerálov je zastúpený hlavne hematit a limonit. Jaspility spravidla tvorí drobnozrnný, allotriomorfný kremeň s rozptýlenými zrnkami pyritu, hematitu a sporadicky aj magnetitu. Často sú v nich pozorovateľné polohy a žilky kremeňa bez rudného pigmentu. Prechod medzi veľmi jemnozrnnými až afanitickými jaspilitmi a hematitovými bridlicami (fylitmi) tvoria zrnitejšie hematitové kvarcity, v ktorých je v malom množstve sericit (do 20 – 25 %). Z rudných minerálov vystupuje hlavne hematit.

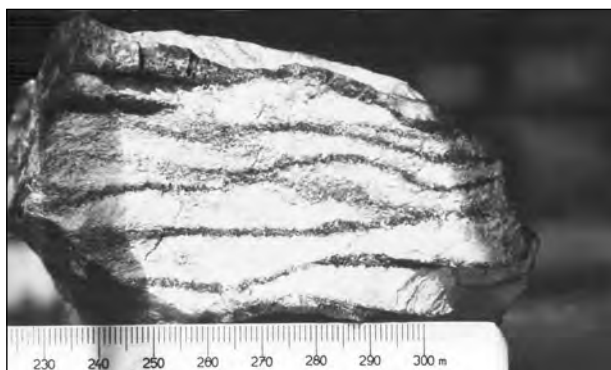


Foto 9. Striedanie vrstvičiek keratofýrového a diabázového pyroklastického materiálu. Lok. Jalovičí vrch, štôlna 1. Foto Grecula.



Foto 10. Mníšske rudonosné fylity vulkanosilicity s vložkami metadiabázového tufu a so sulfidickou mineralizáciou. Foto Grecula.

127 horniny keratofýrového vulkanizmu s vložkami silicítov a fylitov

Nachádzajú sa na mnohých miestach, ale iba miestami tvoria veľmi hrubé polohy (desiatky m) zvýraznené na mape. V kojšovskom príkrove sú známe na V od Gelnice, v mníšskom na J od Kojšova a v prakovskom sú v pruhu na V od doliny Zimnej vody po Kojšovskú hoľu (1 246 m n. m.). Ojedinele sú aj v jedloveckom príkrove, napr. na S od Pače v okolí Ostrého vrchu (882 m n. m.).

Horniny keratofýrového vulkanizmu sú svetlé až biele, svetlosivé, miestami sivé, tmavosivé, zelenkavosivé masívne a doskovité často nevýrazne usmernené afanitické horniny s charakteristickým ostrohranným lomom. Možno v nich identifikovať výrastlice kremeňa a živcov veľké 1 – 1,5 cm.

Horniny majú lepidogranoblastickú a reliktné porfyrickú štruktúru. Tvorí ich kremeň (40 – 70 %), plagioklas (10 – 25 %), K živec (5 – 10 %), muskovit (5 – 10 %) a chlorit (5 – 10 %). Porfyrické výrastlice sú z kremeňa,

plagioklasu a K živca. Výrastlice kremeňa tvorí spravidla jedno zrno. Kremeň býva rozpučaný, undulózný a často magmaticky korodovaný. V kremenných výrastliciach sú miestami uzavreté zrnká plagioklasu. Výrastlice plagioklasu tvorí jedno alebo niekoľko zrn oligoklasu. Miestami sa vyskytuje aj albit. Plagioklasy sú dvojčatené. Niekde sú prítomné aj výrastlice pertitického ortoklasu.

Základná hmota horniny je drobnozrnná (do 0,1 – 0,2 mm). Tvorí ju kremeň, muskovit, chlorit a pravdepodobne aj malé množstvo živca. Kremeň v základnej hmote prevláda a muskovit s chloritom vystupujú v podobe drobných rozptýlených šupiniek. V hornine miestami možno nájsť tenké nepravidelné žilky kremeňa a niekde v žilkách dvojčatené zrnká albitu. Vo vulkanických horninách sú miestami nepravidelné polohy *silicitov*, muskovitických bridlíc a *fylitov*.

126 **bázické horniny, nečlenené**

Na povrchu sú rozšírené iba v niekoľkých nesúvislých pruhoch. Väčšie výskyty sú v mníšskom príkrove, a to j. od obce Stará Voda (okolie kóty Drahov, Genier a Konská hlava) až po Helcmanovce (j. od rieky Hniliec).

Podobne ako v prípade spodného aj vrchný vulkanický komplex popri metamorfovaných sedimentárnych a kyslých horninách tvoria aj bázické vulkanické horniny.

Bázické horniny sú zastúpené bazaltovými metamorfovanými pyroklastikami a vulkanoklastikami, bazaltmi a doleritmi. Pyroklastiká sú podobného charakteru ako v spodnom pestrom vulkanickom komplexe, ale zloženie doleritov a bazaltov (ktoré charakterizujeme samostatne) je trochu odlišné.

Bazalty (metadiabázy) majú zhodné zloženie ako dolerity, no zrnitosť minerálov je podstatne nižšia (do 0,5 – 0,7 mm). Charakteristické sú výskytom väčších zrn amfibolu so svetlozeleným γ -pleochroizmom a početnými zrnkami epidotu rozptýlenými v celej hornine. Zastúpené sú aj zrnká magnetitu a šupinky biotitu veľké do 0,1 – 0,2 mm s hnedým γ -pleochroizmom. Obsah biotitu je 1 – 7 %.

Z bazaltových *metatufov* až *metatufitov* sa z okolia stratiformných ložísk najčastejšie uvádzajú zoisiticko-chloriticko-albitické zelené bridlice a zelené karbonatizované sericiticko-chloriticko-albitické bridlice. Štruktúra hornín je prevažne porfyricko-lepidogranoblastická, miestami porfyroklasticko-lepidogranoblastická.

125 **hrubozrnný bazalt a dolerit**

Známe výskyty sú hlavne v okolí Mníška n. Hnilcom, kde sa v minulosti považovali za prívodné kanály bazaltového vulkanizmu rakoveckej série.

Dolerit je masívna celistvá hornina sivozelenej až tmavozelenej farby. Mikroskopicky má gabrofitickú a okolie (metatuf) lepidogranoblastickú štruktúru. Hrubozrnný bazalt je z plagioklasu (55 – 65 %), amfibolu (20 – 35 %), chloritu (0 – 5 %) a epidotu (5 – 15 %). Plagioklas tvorí veľmi veľké tabuľky (0,2 – 1,2 mm). Je dvojčatený, tvorený z oligoklasu a albitu a uzatvára alotriomorfné zrnká epidotu veľké do 0,1 mm. Amfibol má svetlozelený γ -pleochroizmus a tvorí ho aktinolitický amfibol. Vytvára tabuľky veľké 0,1 – 1,5 mm a podobne ako plagioklas uzatvára zrnká epidotu. Priestor medzi plagioklasom a amfibolom vyplní drobnozrnná zmes epidotu a chloritu (veľkosť do 0,1 mm). Akcesoricky sa v hornine na okraji vyskytujú leukoxenizované zrná ilmenitu. Zriedka možno nájsť titanit, hematit a drobné šupinky biotitu tmavozeleného γ -pleochroizmu, často v rámci chloritových šupiniek alebo na ich styku.

Dolerity z oblasti Starej Vody sú zložené z veľkých zrn plagioklasu – oligoklasu (50 – 65 %) a amfibolu (30 – 50 %) so svetlozeleným γ -pleochroizmom, chloritu (5 – 10 %) a epidotu (0 – 5 %). Tabuľky plagioklasu a aktinolitického amfibolu sú veľké do 1 – 10 mm. V hornine sú nápadné hematizované zrná kostrovitého magnetitu a pri nich v tlakovom tieni narastá amfibol II. generácie so svetlozeleným γ -pleochroizmom.

124 **produkty keratofýrovo-bazaltového vulkanizmu a chloriticko-sericitické fylity, nečlenené**

Nečlenený vrchný pestrý vulkanický komplex tvoria nižšiemetamorfované metasedimenty a metavulkanity bázického aj kyslého charakteru. Pre malú hrúbku jednotlivých litotypov a nápadne neprevládajúci typ sa zobrazujú spolu.

Sedimenty sú zastúpené polohami kvarcitov a jaspilitov, ako aj metapelitmi. *Kvarcity* tvorí hlavne kremeň s malým podielom sericitu (do 15 %). V tmavočervených *jaspilitoch* sú rozptýlené zrnká rudných minerálov (pyrit, hematit, magnetit) a svetlé tenké polohy *silicitov*.

Metapelity sú rozličnej farby (zelenej, hnedozelenej, sivej, tmavosivej až fialovej) a prevažne sú laminované. Mikroskopicky majú lepidogranoblastickú štruktúru. Tvorí ich kremeň (45 – 75 %), chlorit (0 – 10 %) a sericit (45 – 25 %). Akcesoricky sú zastúpené zrnká pyritu a hematitu. V pelitoch sú aj polohy s viac-menej

pravidelným rozmiestnením jednotlivých minerálov v hornine. V kremenno-muskovitovo-chloritových polohách s pravidelným rozmiestnením minerálov sú nepravidelné zhluky a polohy s prevahou sludnatých minerálov (muskovit a chlorit).

Keratofýry majú lepidogranoblastickú, reliktné porfyrickú štruktúru. Sú z kremeňa (40 – 70 %), plagioklasu (5 – 10 %), K živca (0 – 5 %), muskovitu (10 – 15 %) a chloritu (do 5 %). Výrastlice tvorí kremeň, oligoklas a pertitický ortoklas, zriedka s albitom so „šachovnicovitou“ štruktúrou. Plagioklasy bývajú dvojčatené a miestami uzatvárajú šupinky sericitu. Matrix horniny je z drobnozrnného kremeňa, muskovitu a chloritu. Minerálne zložky sú rozmiestnené pravidelne, ale s prevahou kremeňa (70 – 75 %).

Kyslé metapyroklastiká obsahujú väčší podiel výrastlíc kremeňa ako živcov a ortoklas je zriedkavý. Zastúpené sú aj oválne zrná klastického kremeňa veľké do cca 0,5 mm. Matrix týchto hornín má väčší podiel muskovitu a chloritu (obsah kremeňa je 40 – 65 %) ako metavulkanity a býva výrazne usmernený. Muskovit a chlorit tvoria nepravidelné paralelne orientované polohy a šošovky.

Bázické metavulkanity sú tvorené metabazaltmi a doleritmi. *Dolerity* sú z nápadných tabuliek plagioklasu (oligoklas, sčasti albitizovaný). Plagioklasy bývajú dvojčatené a priestor medzi nimi vypĺňa malé množstvo kremeňa (do 5 %) a chloritu (10 – 20 %). Prítomné sú aj relikty zrn magnetitu a ilmenitu. Sú hematitizované a leukoxenizované, často veľké do 1 – 2 cm.

Metabazalty sú tvorené tabulkami dvojčateného oligoklasu (40 – 55 %), aktinolitickým amfibolom (0 – 10 %), chloritom (40 – 45 %), karbonátom (5 – 15 %), epidotom (0 – 5 %) a malým množstvom kremeňa (0 – 5 %). Karbonát, ktorý tvorí v hornine izolované zrná alebo nepravidelné zhluky, je zastúpený ankeritom. Priestory medzi výraznejšími plagioklasmi vypĺňa drobnozrnná zmes ostatných minerálov. Akcesoricky vystupujú zrnká magnetitu a pyritu a ojedinele možno nájsť šupinky biotitu.

Bázické metapyroklastiká tvorí usmernená zmes aktinolitického amfibolu (0 – 15 %), plagioklasu (20 – 30 %), chloritu (30 – 45 %), epidotu (5 – 10 %), karbonátu (5 – 20 %) a kremeňa (5 – 30 %). Hornina je laminovaná a je v nej pozorovateľné striedanie polôh odlišného minerálneho zloženia. Akcesoricky je zastúpený pyrit a šupinky muskovitu.

Gelnický porfyroidový komplex

Gelnický porfyroidový komplex sa v medzevskom, jedľoveckom a humelskom príkrove skladá prevažne z hrubozrnných až aglomerátových pyroklastík s porfyroblastmi kremeňa a živcov (do 3 mm). Základná hmota je tmavosivá alebo zelenkavá, a to najmä v spodnejších častiach, kde sú aj bázejšie porfyroidy zelenej farby, v ktorých je okrem kremeňa a živcov aj amfibol. Bázejšie porfyroidy, ktorých hrúbka je niekoľko desiatok m, obsahujú aj polohy (30 – 60 cm) diabázových a zriedkavejšie aj keratofýrových pyroklastík.

Spodná hranica vulkanického komplexu sa vyznačuje pozvoľným prechodom z podložného súvrstvia zelenkavých fylitov, a to striedaním sa tenkých polôh a vrstvičiek porfyroidov a fylitov resp. porfyroidov a metapsamitov (ak je v podloží psamitický vývoj smolníckeho súvrstvia).

Najvyššie časti vulkanického súvrstvia v južnejších príkrovoch alebo primárne chýbajú, alebo boli oderodované. Iba zriedka sa medzi Popročom a dolinou Borzov našli zvyšky ryolitov, ktoré v severnejších príkrovoch tvoria najvyššie úrovne litostratigrafickej sekvencie staršieho paleozoika.

V severnejších príkrovoch sa gelnický porfyroidový komplex začína pozvoľne z podložného vrchného pestrého vulkanického komplexu zelenými, sivozelenými až tmavozelenými hrubozrnnými metapyroklastikami – porfyroidmi intermediárnej povahy, v ktorých sú okrem porfyroklastov kremeňa a živcov lokálne aj amfiboly. Amfiboly sa vyskytujú v masívnych typoch pyroklastík, sú rozptýlené rovnomerne ako ostatné porfyroklasty, a preto ich prínos zo separátnych vulkánov nepredpokladáme.

V zelenkavých metapyroklastikách intermediárnej povahy sú aj vložky bazaltových a keratofýrových jemnozrnných metapyroklastík. Opísané zelenkavé bázejšie porfyroidy sú prevládajúcim reprezentantom porfyroidov v mníšskom príkrove podobne ako aj v severnejšom kojšovskom. Sivé a bielosivé hrubozrnné porfyroidy sú v podloží ryolitov. Zriedka býva uprostred porfyroidov aj tenká poloha hematitovo-magnetitových silicítov (jaspilitov) a silicifikovaných tufitických metapsamitov, napr. v štôlni Pavol v oblasti Mníška n. Hnilcom (Kobulský et al., 1988).

Najvyššie časti hnileckého súvrstvia tvoria najmenej dva výlevy kyslých efuzív – *helcmanovské ryolity*, ktorých je v mníšskom príkrove z celého územia najviac. V oblasti Jalovičieho vrchu sú jednotlivé prúdy oddelené hrubozrnnými až aglomerátovými metatufmi ignimbritovej povahy alebo polohou popolového tufu. Okrem mohutných výlevov kyslých hornín (alkalický ryolit, ryolit) sú zriedkavejšie dacity, ktoré tvoria prechodné členy k intermediárnym vulkanitom. Hrúbka ryolitov je miestami až 300 – 400 m a hrúbka kyslých a bázejších porfyroidov je veľmi premenlivá (desiatky až prvé stovky m).

123 *rulovité horniny až kremenno-živcové ruly z pyroklastík acidného vulkanizmu, lokálne granitizované horniny*

Na povrchu sa vyskytujú hlavne v strednej časti regiónu. Malý výskyt je na V v mnišskom príkrove na J od kóty Zámčisko (496 m n. m.) pri obci Bukovec. V prakovskom príkrove sú v pásme od kóty Kečka (1 130 m n. m.) až po okolie Šedlovej skaly (968 m n. m.) pri obci Tichá Voda a na s. svahoch záveru doliny Bystrého potoka. Menšie výskyty sú v okolí Hrelíkovho potoka a kóty Kojšovská hoľa (1 246 m n. m.). V jedľoveckom príkrove sú výskyty v okolí Malého rybníka na S od Úhornej a v pruhu od Malej zlatej doliny cez Humel do doliny Zábavy.

Na Z tvoria bázu nižnoslanského ložiska. Ležia v mohutnej stlačenej antiklinále s južným ramenom tvoriacim nižnoslanské ložisko a severným, kobeliarovským ložiskom. Pozvolne prechádzajú do produktívneho horizontu so sideritmi a ankeritmi vždy bez obsahu chloritoidu. Nadložné porfyroidy majú chloritoid priečne orientovaný na plochy foliácie. Chloritoid je najmladší minerál.

Rulovité horniny až kremenno-živcové ruly z pyroklastík sú sivej a zelenkavosivej farby, masívne, usmernené a drobnozrnné. Možno v nich pozorovať drobné šošovkovité zrná plagioklasu a kremeňa v drobnozrnejšej hmote.

Mikroskopicky majú horniny granolepidoblastickú štruktúru. Tvoria ich kremeň (30 – 40 %), rozložený plagioklas (20 – 35 %), chlorit (10 – 20 %), sericit až muskovit (10 – 25 %) a biotit (do 5 %). V hornine možno pozorovať výrazné zrná plagioklasu šošovkovitého tvaru, ktoré sú úplne sericitizované a saussuritizované. Miestami v nich sericit dosahuje väčšie rozmery (drobnušupinkatý muskovit – do 0,15 mm). Časté sú uzatvárané oválne zrná kremeňa.

Šošovky obteká zmes kremeňa, sericitu (muskovitu) a chloritu. Kremeň miestami tvorí polohy paralelné s usmernením horniny. Zriedkavé sú krátke monominerálne prúžky muskovitu. Sporadické sú drobné chloritizované šupinky biotitu s hnedým γ -pleochroizmom, ako aj alotriomorfné polysynteticky lamelované tabuľkovité zrná albitu. V hornine bývajú rozptýlené drobné zrná leukoxénu.

Biotit má zelený a hnedozelený γ -pleochroizmus, väčšie šupinky spravidla hnedozelené. Šupinky bývajú nezriedka sčasti chloritizované.

Sľudy a chlority sú v základnej hmote orientované paralelne, tvoria izolované šupinky alebo ich nepravidelné drobné zhluky. Zriedka, hlavne pri biotite, ale aj chlorite väčších rozmerov, sú identifikovateľné ich oválne nepravidelné zhluky, často v tlakovom tieni výrastlíc kremeňa alebo plagioklasu vzniknutejšie pri P-T metamorfóze hornín.

122 *rekryštalizované až rulovité bázickejšie metapyroklastiká s vložkami zelených biotiticko-muskovitických metapelitov*

Na povrchu sa vyskytujú takmer vo všetkých príkrovoch a často tvoria vrcholové časti hrebeňov. V kojšovskom príkrove sú cca 3 km na S od Vlachova v okolí kóty Suchý vrch (972 m n. m.), v mnišskom na V od Vlachova pri kóte Biela skala (896 m n. m.) a v prakovskom príkrove na s. svahoch Tinesovej doliny a cez Hrelíkov potok sa tiahnu na V až po kótu Okrúhla (1 089 m n. m.). V humelskom príkrove sú zriedkavé napr. v závere potoka Ida pri Zlatej Idke. Významnejšie sú plošne rozšírené v jedľoveckom príkrove na J od kóty Turecká (954 m n. m.) pri Rožňave a v súvislom pruhu od Malého rybníka pri Smolníku až po záver Rožňavskej doliny.

Rekryštalizované až rulovité bázickejšie metapyroklastiká sú nápadne usmernené a nevýrazne laminovované horniny rozličného farebného odtieňa, v ktorých sú pozorovateľné drobné svetlosivé a žltkasté výrastlice (plagioklasy) veľké do 3 mm. Obsahujú aj vložky biotiticko-muskovitických metapelitov.

Mikroskopicky majú horniny usmernené, reliktné porfyrickú lepidogranoblastickú štruktúru. Vidieť v nej relikty porfyrických výrastlíc v rekryštalizovanej hmote. Tvoria ich plagioklas a ich podiel v hornine je 20 – 30 %. Novotvary plagioklasu sú hypidiomorfné až idiomorfné tabuľkovité zrná. Plagioklas (oligoklas) je dvojčatený a nevýrazne sericitizovaný. Biotit a muskovit tvoria šupinky veľké do 1 mm. Základná hmota je nápadne usmernená a tvorí ju kremeň (30 – 50 %), chlorit (20 – 40 %), muskovit (0 – 15 %), biotit (1 – 5 %) a karbonát – ankerit (0 – 5 %). Kremeň je popretkávaný šupinkami chloritu a sericit vystupuje iba sporadicky. Sľudnaté minerály miestami tvoria nepravidelné tenké polohy. V hornine sú aj drobné rozptýlené hypidiomorfné zrná ankeritu, ktorý niekde tvorí tenké nepravidelné žilky a zhluky idiomorfných zrn pyritu.

121 *metapyroklastiká intermediárneho a acidného vulkanizmu s vložkami zelených chloritických metapelitov*

Vyskytujú sa v kojšovskom, mnišskom a jedľoveckom príkrove. V kojšovskom príkrove sú v pásme 1,5 až 2 km na J od Dobšinej a východne od kóty Šibenica (620 m n. m.) až po oblasť Pod Stromišom

a v pásme Henclová – Stará Voda – Švedlár; ako aj Slovinky – Helcmanovce – Gelnica. V mníšskom príkrove sa tiahnu v pásmach od Starej Vody po Nižné hrable a od Mníška n. Hnilcom cez Prakovce, Kojšov po Opátku. V jedloveckom príkrove sú na povrchu v pásme na S od Krásnohorského Podhradia a prechádzajú cez okolie Pače, Úhornej až po Smolník resp. po kótu Mlynovec (959 m n. m.). Zriedkavé výskyty sú aj na SSV od Medzeva pri kóte Krásny roh (744 m n. m.). V medzevskom príkrove sú veľmi ojedinelé, napr. na J od Medzeva a pri Počkaji.

Metapyroklastiká intermediárneho vulkanizmu (zelenkavé porfyroidy) sú usmernené laminované horniny s výraznými oválnymi šošovkovitými svetlými očkami v základnej hmote svetlozelenej, sivozelenej a miestami tmavšej zelenej farby.

Mikroskopicky majú granolepidoblastickú štruktúru. Základnú hmotu tvorí drobnozrnná usmernená zmes drobných zŕn kremeňa, plagioklasu, chloritu, epidotu a aktinolitu. Podiel plagioklasu je 20 – 30 %, chloritu 20 – 40 %, epidotu 5 – 20 %, aktinolitu 0 – 10 % a kremeňa 5 – 10 %. V hornine sú aj vložky *metapelitov* s obsahom kremeňa do 30 a sericitu do 20 – 40 %. Očká aj zhluky minerálov majú podiel 5 – 30 % a sú veľké 2 – 25 mm. Tvoria nasledujúce typy.

- Plagioklasové očká. Sú vo veľkej prevahe. Plagioklas je hypidiomorfný, polysynteticky lamelovaný, miestami poikilitický (uzatvára zrnká muskovitu alebo epidotu) a slabo sericitizovaný. Tvorí ho oligoklas.
- Ojedinelé albitové očká so „šachovnicovou“ štruktúrou.
- Kremenné očká zo zhlukov drobnejších (0,2 – 0,5 mm) alotriomorfných undulózných zŕn kremeňa. Vystupujú ojedinele. Miestami majú nenápadnú magmatickú koróziu.
- Očká zo zhlukov zŕn epidotu väčších rozmerov (0,3 – 0,7 mm).
- Karbonátové očká. Tvoria ich idiomorfné až hypidiomorfné kalcitové zrná veľké 0,2 – 0,8 mm, ako aj alotriomorfné zrná ankeritu. Tieto očká odrážajú nízky stupeň karbonatizácie hornín.

V intermediárnom metapyroklastiku sú pozorovateľné aj rozptýlené drobné zrná leukoxénu a pyritu.

Metapyroklastiká acidného charakteru (sivé a bielosivé porfyroidy) sú zložením zhodné s predchádzajúcim typom metapyroklastík, ale v tomto komplexe hornín možno pozorovať nápadné laminovanie, striedanie vrstvičiek acidných metapyroklastík so *zelenými metapelitmi*, ktoré sú miestami až tmavozelené. Vrstvičky sú hrubé niekoľko cm až dm. Zelené fylity tvorí kremeň a chlorit a nachádzajú sa v nich drobné oválne zrná slabo sericitizovaného plagioklasu – acidný pyroklastický materiál. V týchto polohách sú početné zrná rudných minerálov veľkých do 0,5 – 1 mm – magnetit, leukoxén.

120 *ryolit s polohami ryolitových masívnych metapyroklastík*

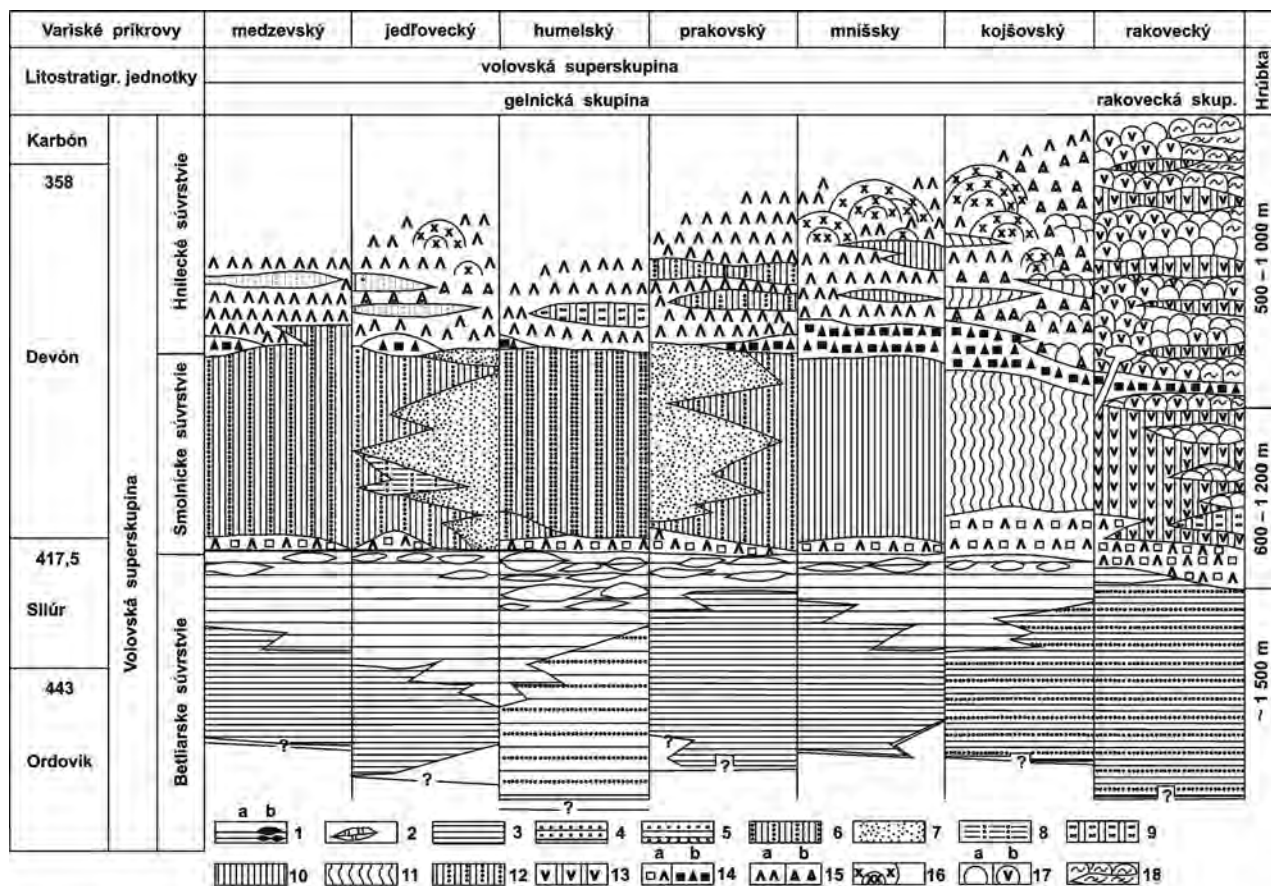
Najrozšírenejšie sú ryolity v typovej oblasti Helcmanoviec a Mníška n. Hnilcom. Ďalšie výskyty sú v mníšskom príkrove na V od Vlachova pri Bielej skale (896 m n. m.), na J od Starej Vody v okolí kóty Malé sedlo (934 m n. m.) a v pásme Prakovce – Kojšov – Opátka. V kojšovskom príkrove sú na Z regiónu v pásme Halen, oblasť Cipovej a kóty Šibenica (620 m n. m.), Krásna hôrka na SZ od Vlachova (551 m n. m.) až kóta Stromiš (1 192 m n. m.), v strede sú v širokom pásme medzi Švedlárom, Slovinkami a Gelnicou. Ojedinelý výskyt je pri Henclovej v okolí kóty Uherčiková (1 066 m n. m.) a v prakovskom príkrove iba na S od Kojšovskej hole (1 246 m n. m.).

Výlevy ryolitov sú oddelené viditeľne metamorfovanými polohami ryolitového metatufu. V *ryolitoch* sú výrazné svetlé porfyrické výrastlice z kremeňa a plagioklasu veľké 0,5 – 1,5 mm. Mikroskopicky majú porfyrickú štruktúru so sklovitou, rekryštalizovanou základnou hmotou. Porfyrické výrastlice sú v niekoľkých typoch, a to:

- Kremenné výrastlice. Sú v jednoznačnej prevahe a tvorí ich jedno alebo viac zŕn kremeňa. Kremeň je alotriomorfný, undulózný, často rozpukaný a magmaticky korodovaný (okolo 80 – 90 % výrastlíc).
- Alotriomorfné až hypidiomorfné ortoklasové zrná. Sú zriedkavé a aj v nich sú náznaky magmatickej korózie. Podiel ortoklasových výrastlíc v hornine je 5 – 20 %.
- Výrastlice slabo sericitizovaného polysynteticky a albiticky dvojčateného oligoklasu. Tabuľky plagioklasu sú miestami slabo sprehybané. Podiel plagioklasových výrastlíc v hornine je do 5 %.

Základná hmotá horniny je rekryštalizovaná a tvoria ju zrnká kremeňa a sericitu v sklovitej hmote. Je slabo vitrifikovaná a miestami sa v nej nachádzajú zhluky drobných zŕn sericitu.

Ryolitové metapyroklastiká sú zelenkavé. Základná hmotá horniny je silne usmernená a možno v nej pozorovať výrastlice plagioklasu svetlejších farieb. Hornina má reliktné porfyrickú lepidogranoblastickú štruktúru. Porfyrické výrastlice pochádzajúce z vulkanického materiálu tvorí kremeň a plagioklas a kremenné výrastlice tvorí alotriomorfný, výrazne undulózný kremeň, ktorý je miestami rozpukaný. Výrastlice oligoklasu sú albiticky dvojčatené a je v nich pozorovateľná slabá sericitizácia. Základnou hmotou je kremeň a plagioklas veľké do 0,3 mm, ktoré sú popretkávané šupinkami chloritu, ojedinele sericitu a epidotu. V základnej hmote sú rozptýlené zrnká leukoxénu a miestami početné zrnká pyritu.



Obr. 13. Litostratigrafická kolónka volovskej superskupiny (Grecula, orig.). 1a – čierne gr.-ser. fylity, zriedka tenké (cm) vložky lydítov; 1b – hrubé (niekoľko až desiatky m) polohy lydítov v čiernych fylitoch; 2 – biele a sivé karbonáty, väčšinou rekrystalizované, miestami zmenené na ankerit a siderit; lokálne sú sprevádzané vulkanickým materiálom (1, 2 – holecké vrstvy); 3 – čierne a sivé laminované gr.-ser. fylity, zriedka vložky sivých metadrôb (jedľovecké vrstvy); 4 – sivé a čierne hrubolaminované gr.-ser. fylity až striedanie vrstiev a polôh metapelitov a metapsamitov, intenzívne zvrásnené s veľmi početnými zhlukmi sekrečného kremeňa (kloptanské vrstvy); 5 – sivé a čierne hrubolaminované gr.-ser. metapelity a metasiltovce (belianske vrstvy); 6 – zelené laminované chl.-ser. fylity, vložky zelenkavých metapsamitov (medzevské vrstvy); 7 – sivé a sivozelenkavé doskovité až hrubolavicovité metapsamity, zriedka vložky drobových metazlepcov a intraformačných metabrekcií (kojšovské vrstvy); 8 – striedanie gr.-chl.-ser. fylitov a doštičkovitých metapsamitov (fylity Ostrého vrchu); 9 – zelenkavé hrubolaminované chl.-ser. metapelity, tektonicky prehnatené so sekrečným kremeňom, s vložkami až polohami laminovaných metapsamitov (zbojníckokamenské vrstvy); 10 – zelenkavé a žltozelenkavé nevýrazne laminované chl.-ser. metapelity a metasiltovce lokálne s prevahou metasiltovcov (vrstvy Jalovičieho vrchu); 11 – olivovozelené jemne laminované chl.-ser. metapelity, miestami prímies vulkanického popola (prakovské vrstvy); 12 – žltozelené a sivozelené ser. kremenité fylity (zlatníckodolinské vrstvy); 13 – nepravidelne laminované, šmuhovito sfarbené, tmavozelené chl.-ser. metapelity s početnými vložkami bazaltových metapyroklastík (folkmarksé vrstvy); 14a – spodný pestrý vulkanický (bazaltovo-keratofýrový) komplex (v rakoveckej skupine nálepkovský pestrý vulkanický komplex); 14b – vrchný pestrý vulkanický komplex; 15a – kyslé metapyroklastiká; 15b – intermediárne metapyroklastiká; 16 – ryolity (15, 16 – gelnický porfyroidový komplex); 17a – bazaltové metapyroklastiká; 17b – bazalty (17a, 17b – sykavský bazaltový komplex); 18 – amfibolity a ruly (klátovský amfibolitový komplex).

119 dacit

Na povrchu sa vyskytuje ojedinele pri východnom a západnom okraji Mniška nad Hnilcom a na V od Henclovej.

Dacit je masívna jemnozrnná hornina svetlosivej až tmavosivej farby so svetlými výrastlicami veľkými 3 – 5 mm. Mikroskopicky má porfyrickú štruktúru s rekrystalizovanou základnou hmotou. Výrazné porfyrické výrastlice tvorí plagioklas a klinopyroxén. Podiel výrastlíc plagioklasu v hornine je 10 – 30 % a klinopyroxénu 5 – 15 %.

Výrastlice plagioklasu tvoria idiomorfne výrazne zonálne a dvojčatené tabuľkovité zrná. Tvoria ich oligoklas. Miestami sú sericitizované, pričom sericitizácia selektívne postihuje určité zóny zonálneho plagioklasu. Tabuľky plagioklasu sú veľké 0,2 – 2 mm.

Klinopyroxén má dobrú štiepatelnosť, charakteristickú v reze kolmom na os *c* minerálu. Má nevýrazný tombakovohnedý γ -pleochroizmus a na okraji zrn býva uralitizovaný. Väčšie zrná pyroxénu sú uzatvorené zrnkami plagioklasu a rudných minerálov. Pyroxény sú veľké 0,2 – 1,5 mm. Základná hmota je sklovitá, slabo rekrystalizovaná a s náznakmi fluidálnej štruktúry. Nachádzajú sa v nej drobné tabuľky plagioklasu a sklovitá hmota, ako aj početné drobné zrnká rudných minerálov.

RAKOVECKÁ SKUPINA

Betliarske súvrstvie

Betliarske súvrstvie v rakoveckej skupine zastupujú stredne a hrubo laminované siltovcovo-peliticke sedimenty. Pri laminácii dominuje dvojica frakcie siltovec/pelit a potom psamit/siltovec s farebnou odlišnosťou. Hrubolaminovaný vývoj belianskych vrstiev (fylitov) na viacerých miestach pozvoľne prechádza do tenkolaminovaných kontrastne nevýrazných fylitov alebo do polôh jemnozrnného metapsamitu s podradným zastúpením pelitov. Podstatnú časť betliarskeho súvrstvia v rakoveckej skupine tvorí monotónnejší vývoj s prevládajúcimi strednolaminovanými sedimentmi typu jemnozrnný siltovec/pelit. Iba veľmi zriedkavé sú oblasti, v ktorých zložení sedimentu je viac piesčitej ako pelitickej zložky.

Belianske vrstvy (fylity) sú tmavosivé až čierne, laminované typy svetlosivé/čierne a pelitické variety čierne. Vyššiemetamorfované horniny tohto súvrstvia sa s rastúcou metamorfózou stávajú masívnejšími, zrnitejšími a ako výsledok koncentrácie organickej zložky do grafitových šupiniek sa ich farba mení na sivú až svetlosivú.

V rakoveckej skupine typický predstaviteľ betliarskeho súvrstvia volovskej superskupiny, teda holecké vrstvy s početným zastúpením lyditov a karbonátov, nie je. Ich ekvivalentnou sú iba čierne metapelity v najvrchnejšej časti belianskych vrstiev (iba prvé desiatky m hrubé), a to bez lyditov. Iba zriedka sa vyskytujú cm vrstvičky lyditu.

Belianske vrstvy (syn. belianske fylity)

Belianske vrstvy v kojšovskom a rakoveckom príkrove reprezentujú hrubolaminovaný vývoj čiernych a sivých fylitov. Podobajú sa kloptanským vrstvám, ale sú v inom geografickom a tektonickom priestore (kojšovskom a rakoveckom) a frakcia psamitov v hrubolaminovaných typoch fylitov je v nich zastúpená slabšie. Aj laminácia belianskych vrstiev je jemnejšia ako kloptanských. Laminy psamitickej a pelitickej zložky sú hrubé 3 až 10 mm, pri vložkách laminovaných metapsamitov sú psamitické vrstvičky hrubé až 1 – 3 cm, ale laminy čiernych fylitov a siltovcov iba 15 mm. Obidve zložky sú približne v pomere 1 : 1. Pelitické laminované fylity sú často budinované, a preto má hornina šošovkovito-prúžkovaný vzhľad. Keďže horniny sú väčšinou silne metamorfované, grafit tvorí šupinky veľké do 1 mm a to je zdroj trblietavého lesku hornín s ním. Ak mali psamitické prúžky pôvodne drobový charakter alebo ak sú vo vrchných častiach tohto súvrstvia aj vložky kyslého pyroklastického materiálu, hornina má povahu grafitových páskovaných rúl. Okrem uvedených litologických členov sa tu vyskytujú aj doskovité a lavicovité polohy sivohnedého jemnozrnného metapiesskovca s náznakmi gradačného zvrstvenia. Ich zastúpenie je podstatne menšie ako v kloptanských vrstvách.

Najvrchnejšia časť vrstiev je o niečo pelitickejšia a obsahuje tenké vložky čiernych kremenitých fylitov, ktoré sú ekvivalentom lyditového horizontu. Zastúpené sú aj keratofýrové pyroklastiká. Vyskytujú sa na mnohých miestach kojšovského a rakoveckého príkrovu.

118 *sivé až čierne porfyroblastické (rulovité) grafiticko-biotitické metapelity*

Podobne ako ostatné typy belianskych vrstiev sa vyskytujú napr. na severnom svahu Lacemberskej doliny, v pruhu Nálepko – Stredný hámor a i.

Kryštalické až porfyroblastické (rulovité) metapelity majú podobné minerálne zloženie ako základný litotyp č. 116. Porfyroblasty kremeňa sú výraznejšie a početnejšie a podobne aj šupinky muskovitu a biotitu dosahujú až 1 mm. Kremeň sa sústreďuje do očiek veľkých 0,5 až 1 cm. Rekryštalizácia horniny je výrazná. Z organickej hmoty kryštalizovali šupinky grafitu.

117 *striedanie hrubolaminovaných rekryštalizovaných až porfyroblastických sivých až čiernych grafiticko-biotitických metapelitov a metapsamitov*

Litotyp sa vyskytuje na viacerých miestach rozšírenia kojšovského a rakoveckého príkrovu (napr. medzi Mníškom nad Hnilcom a Slovinkami, Opátkou a Nižným Klátovom, Nálepkovom a Hnilcom a na Z v pruhu od Gočova a Vlachova po Podsúľovú a inde).

Horniny sú podobného zloženia ako horninový typ č. 116 (litotyp), ale so zvýšenou rekryštalizáciou horniny. Sú v nich polohy s výraznejšími novotvarmi a kremennými očkami. Mikroskopicky sa v niektorých polohách identifikovali zhluky aj samostatné šupinky muskovitu veľké do 0,6 mm.

116 čierne a sivé grafiticko-sericitické fylity (striedanie svetlých a tmavých lamín a polôh) s vložkami metapsamitov

Je to najrozšírenejší typ belianskych vrstiev nachádzajúcich sa v kojšovskom a rakoveckom príkrove po celej dĺžke ich výskytu. Všetky výskytu belianskych vrstiev sú intenzívnejšie metamorfované ako ich litostratigrafické ekvivalenty betliarskeho súvrstvia v ostatných tektonických jednotkách staršieho paleozoika. Belianske fylity sú tenkolaminované (tmavosivé a čierne laminy sú pelitické, svetlejšie siltovcovo-psamitické), sivé, tmavosivé a sivozelenkavé metapelity a metasiltovce. Svetlejšie laminy resp. vrstvičky majú lepidogranoblastickú štruktúru a tvorí ich kremeň (40 – 55 %), sericit (muskovit) (30 – 50 %), chlorit (0 – 5 %) a biotit (0 – 5 %). V tmavých laminách je vyššie percento sericitu/muskovitu (40 – 60 %) a sú v nich aj šupinky grafitu (1 – 3 %) resp. organického pigmentu. Akcesoricky sa v nich vyskytuje pyrit, hematit a turmalín.

Vo fylitoch vidieť striedanie hrubších (dm) vložiek a polôh *metapsamitov*, ktoré tvorí kremeň popretkávaný sericitom a chloritom. Kremeň je alotriomorfný, veľký 0,2 – 0,4 mm (miestami až 1 – 2 mm a hornina získava očkátý charakter s textúrnou prestavbou celej horniny). Šupinky sericitu a chloritu sú veľké do 0,1 mm. Tieto polohy sa striedajú s polohami sericitu resp. drobnošupinkatého muskovitu veľkého 0,1 – 0,3 mm s malým podielom kremeňa (do 5 %), chloritu a biotitu s hnedým γ -pleochroizmom. Šupinky biotitu sú nezriedka chloritizované a vo väčších sa striedajú tenké prúžky chloritu a biotitu. Intenzita metamorfného prepracovania belianskych vrstiev je priestorovo značne premenlivá, a to až po rulovité typy, a dokumentovala sa najmä na hraniciach blokov a prešmykov.

Smolnícke súvrstvie

Smolnícke súvrstvie, ako sa už uviedlo pri charakteristike súvrstvia v gelnickej skupine, je aj v rakoveckej skupine litologicky a faciálne veľmi pestré. Pestrosť súvisí s významnými paleogeografickými zmenami po druhom rapídnom riftingu, keď nasledovali prvé významnejšie vulkanické produkty bimodálneho vulkanizmu, ktoré sú rozmiestnené v rozličných prejavoch a hrúbke po celom gemerickom bazéne (tzv. spodný pestrý vulkanický komplex v gelnickej skupine).

V rakoveckej skupine je bimodálny vulkanizmus, t. j. spodný pestrý vulkanický komplex smolníckeho súvrstvia gelnickej skupiny, laterálne zastúpený *nálepkovským*.

Nad ním (po batyálnom rozčlenení sedimentačného priestoru) sedimentovali *zlatníckodolinské* a *folkmarské* vrstvy. Sedimenty smolníckeho súvrstvia sú reprezentované hlavne zelenými, tmavozelenými, zelenosivými



Foto 11. Porfyroblastický metapelit belianskych vrstiev rakoveckého príkrovu. Lok. Lacemberská dolina, severný svah. Foto Gazdačko.

a fialovými fylitmi, ktoré sú lokálne kremenité a hematitické. Prevažuje pelitická zložka resp. striedanie pelit – siltovec. Časté sú v nich aj vložky (cm, dm) a polohy (m) psamitického charakteru.

Prevažná časť fylitov a vulkanických hornín smolníckeho súvrstvia (severnú časť od Jakloviec po Mlynky) je metamorfovaná vo fácií zelených bridlíc, ale vo východnej a južnej časti rakoveckého príkrova (v pásme od Nižného Klátova po Jaklovce a od Sloviniek cez Nálepko po Dobšínú) je súvrstvie vyššiemetamorfované až do úrovne amfibolitovej fácie a horniny nadobúdajú rulovitý vzhľad.

Nálepkovský pestrý vulkanický komplex

Nálepkovský pestrý vulkanický komplex sa v rakoveckej skupine vyvinul po celej dĺžke výstupu rakoveckého príkrova. Rozšírenější je na Z a V od Nálepko. Často aj chýba a má aj veľmi rozdielnú hrúbku. Na V od Opátky (tu sú nositeľmi vyššej koncentrácie sírnikovej mineralizácie a lokálne aj volfrámového zrudnenia), na Z od Krompách, v Rudňanoch (vo vrtoch a v bani) a na S od Dobšinej sú jeho horniny metamorfované až na amfibolity a ruly a na mape sa začleňujú do klátovského komplexu. Litologicky je obdobného zloženia ako spodný pestrý vulkanický komplex v severnej časti gelnickej skupiny a zaujíma aj rovnakú litostratigrafickú pozíciu.

115 nálepkovský pestrý vulkanický komplex, nečlenený, v rozličnom stupni metamorfnej premeny

Prevládajúcim litologickým typom sú svetlosivé a bielosivé jemnozrnné *metapyroklastiká*, ktoré tvoria litologicky monotónne komplexy alebo, čo býva častejšie, obsahujú laminy a vrstvičky alebo aj niekoľko dekametrové vložky *bazaltových pyroklastík* a tmavozelených a fialových *fylitov*. Zriedkavé sú aj *kremenité keratofýry*. Samostatné hrubšie dekametrové polohy hornín bazaltového charakteru sa vo vnútri pestrého vulkanického komplexu nevyskytujú a podobne ani fialové fylity.

Kremenité keratofýry sú makroskopicky kompaktné masívne doskovité bielosivé horniny so zelenkavým nádychom a so zriedkavými výrastlicami živca a kremeňa. Ojedinele je pozorovateľný biotit. Tvoria iba niekoľko metrové polohy v keratofýrových pyroklastikách, a to najmä v oblasti Nálepko – Peklisko. Na mape sa pre malú hrúbku nevyčleňujú a sú súčasťou pestrého komplexu. Výrastlice kremeňa sú veľké najviac 1 mm, sú magmaticky korodované a s undulóznym zhášaním. Zo živcov je zastúpený albit s albitickými a karlovarskými zrastmi. Matrix sa skladá z kremenno-živcovej hmoty s malým podielom sericitu a chloritu. Obsah Na₂O kolíše medzi 2 až 5 %.

Zlatníckodolinské vrstvy (syn. zlatníckodolinské fylity)

Vyskytujú sa v rakoveckom príkrove. Sú to laminované, miestami až hrubolaminované žltozelenkavé a sivozelenkavé fylity, niekde s vložkami olivovo zelených pelitických jemne laminovaných fylitov. Lokálne sú zlatníckodolinské fylity silne kremenité s prechodom až do prúžkovaného jemnozrnného kremenitého siltovca alebo do tenkodoštičkovitých kvarcitov. Ak sú hneď v nadloží súvrstvia čiernych fylitov, v spodnej časti obsahujú aj tenké vložky kyslých a bázických pyroklastík. Zlatníckodolinské fylity sa vedno s kvarcitmi vyvinuli len rudimentárne. Hrúbka vrstiev je 100 – 300 m.

114 žltozelenkavé a sivozelenkavé rekryštalizované až porfyroblastické metapelity

Vyskytujú sa pomerne zriedka a tvoria polohy hrubé iba niekoľko dekametrov. Na mape sa v danej mierke zlučujú so základným litotypom alebo s rekryštalizovanými folkmarskými fylitmi.

V zelenkavých *rekryštalizovaných až porfyroblastických fylitoch* nachádzajúcich sa pri klátovskom amfibolitovom komplexe na okraji karbonátového masívu Murovanej skaly spolu s polohami rekryštalizovaných folkmarských fylitov, sú nápadnejšie očka až šošovky kremeňa. Kremeň je v nich alotriomorfný a nevýrazne undulózny. Očka a šošovky sú z niekoľkých zrn často rozdielnej veľkosti (od 0,2 až do 0,8 – 1 mm). Šošovky obteká drobnozrnná kremenno-sericitovo-chloritová hmota s minerálmi veľkými do 0,2 mm. V sericitových laminách až polohách sú zhľuky väčších šupiniek muskovitu. V kremenitých typoch kremeň zaberá až 80 % objemu horniny.

V *rulovitých metapelitoch* sú očka kremeňa výraznejšie a tvorí ich jedno rozpukané, zriedka výraznejšie undulózne kremenné zrno. V matrixe je oproti horninovému typu č. 113 väčší podiel sericitu a muskovitu. Ojedinele sa v kmeni zachoval typ s magmatickou koróziou a predpokladáme, že tento litotyp má väčší podiel kyslého vulkanického materiálu.

113 **žltozelené a sivozelenkavé, prevažne laminované sericitické fylity, kremenité fylity a vložky metapsamitov a kyslých metapyroklastík**

Plošne sú najrozšírenejšie pri severnom a sz. ohraničení Murovanej skaly, v oblasti Striebornej na S od Kojšova, v oblasti Smoleja na Z od Veľkého Folkmara a na V od začiatku Perlovej doliny. V západnej časti regiónu na povrchu sú rozšírené v pruhu od Sykavky (v podloží karbónskych rudnianskych zlepenčov) a oblasti Veľkej Kiry na S od Hnilca až po j. okolie Grajnára.

V žltozelených flakatých *fylitoch* zlatníckodolinských vrstiev sú pozorovateľné nepravidelné šmuhy a škvryny šošovkovitého tvaru veľké do 3 – 5 cm. Šmuhy sú z muskovitov väčších ako v okolitej horninovej hmote a spravidla so všesmernou orientáciou. Miestami je v šmuhách menšie množstvo chloritu. Kremeň je jemnozrnný a v *kremenitých fylitoch* tvorí podstatnú časť objemu horniny. Metapsamity a kyslé metapyroklastiká sú zriedkavé a tvoria iba tenké (cm) vrstvičky. Obidva typy zlatníckodolinských vrstiev sa pri prechode do nadložných folkmarských vrstiev striedajú (napr. v Perlovej doline) v dm až metrových polohách.

Folkmarské vrstvy (syn. folkmarské fylity)

Folkmarské vrstvy (fylity) sú typicky vyvinuté v rakoveckom príkrove. Zvyčajne sú v nadloží zlatníckodolinských vrstiev alebo ich aj laterálne zastupujú. Ide o zelené až tmavozelené, lokálne fialové pelitické horniny, často s nepravidelne šmuhovitou tmavozelenou pelitickou zložkou vo svetlejšom pelite, čo je pre tieto fylity typické. Obsahujú vložky bazaltových popolových pyroklastík a laminovaných kremenitých fylitov, miestne s veľmi rozdielnym zastúpením. Hrúbka vrstiev je premenlivá, a to od 200 do 800 m. Do podložia a nadložia prechádzajú pozvoľne.

112 **porfyroblastické zelené chloriticko-muskovitické fylity, lokálne fialové, s vložkami silicitov, bazaltových a keratofýrových hornín, lokálne metamorfované v amfibolitovej fáci**

Vystupujú v pruhoch na JZ od Sloviniek vedúcich cez okolie kóty Suchinec až po Holý vrch (1 016 m n. m.) a západne od obce Hnilec, južne od Babinej až po kótu Predný Bukovec (1 107 m n. m.).

Zelené lokálne aj fialové *porfyroblastické fylity* sú z polôh, v ktorých sa striedajú rozličné petrografické litotypy fylitov s premenlivou hrúbkou. *Fylity* s prúžkami a tenkými vložkami *silicitov* zelenkavej, fialovej, bielosivej farby, rovnako ako aj s vložkami *bazaltových* a *keratofýrových hornín* (ktoré sú miestami metamorfované až do úrovne amfibolitovej fácie) reprezentujú zelené až tmavozelené drobnozrnné horniny so striedaním lamín rôzneho farebného odtieňa a minerálneho zloženia, a to

- kremeň + chlorit; prevažuje kremeň so šupinkami chloritu
- kremeň + muskovit; polohy podobného zloženia, no miesto šupiniek chloritu je poloha popretkávaná šupinkami sericitu
- kremeň + muskovit + chloritové polohy; podiel minerálov je premenlivý, ale prevažuje muskovit; tento typ polôh je v prevahe a ich minerálne zloženie je premenlivé
- sericitické polohy s chloritom a malým množstvom kremeňa; miestami je v nich fylitické sprehybanie a tiež organický pigment alebo zvýšený obsah limonitu. Akcesoricky sú v hornine zastúpené hypidiomorfné až idiomorfné zrnká pyritu, hematitu a limonit. V zelenkavých, tmavosivých a červenofialových *silicitoch* majú dominantné zastúpenie kremenné zrná s variabilným podielom prímiesi chloritu, sericitu a hematitu. Vložky (metapelity rulovitého, porfyroidového vzhľadu) reprezentujú kyslé pyroklastické horniny ryolitového typu s výrastlicami kremeňa a plagioklasu (andezín, albit) v rekryštalizovanej drobnozrnnnej hmote, ktorú tvorí kremeň a sericit. V týchto polohách sa zistili aj polohy bázičných pyroklastík z kremeňa, plagioklasu, chloritu a epidotu. Epidot miestami tvorí nápadné zrná veľké 0,7 – 1,2 mm. Zriedkavé sú aj polohy s obsahom amfibolu aktinolitického typu veľkého do 0,5 mm.

111 **porfyroblastické fialozelené chloriticko-sericitické fylity**

Vystupujú v pásme Nižný Klátov – Opátka – Kojšov – Veľký Folkmar (napr. v oblasti Ostrého hrbka pri Košických Hámroch a v oblasti Predlipového vrchu na J a JV od Veľkého Folkmara v pozícii dosunutej na permské sekvencie), v širokom okolí Sloviniek, na V od Nálepky po obec Peklisko a na Z od obce Hnilec po záver potoka Tešnárka.

V *porfyroblastických fylitoch* folkmarských vrstiev vystupujú výrazné svetlé „očká“ (porfyroblasty) z kremeňa (zo zhlukov niekoľkých zrn resp. zo samostatných kremenných zrn) v prevládajúcej drobnozrnnnej kremeno-sericitovo-chloritovej hmote. V predmetamorfnom stave pravdepodobne predstavovali veľmi jemnozrnný sediment s menším podielom pyroklastického materiálu.

110 tmavozelené, zelené a žltozelené chloriticko-sericitické fylity s vložkami fialových hematitových fylitov a bazických, miestami keratofýrových metapyroklastík

Tvoria základnú fylitickú litofáciu povrchových výskytov rakoveckej skupiny. Najrozšírenejšie sú v oblasti Žakaroviec (na S od Krompašského vrchu, kóty Dúbrava, huty Matilda), ďalej postupujú po východnej aj západnej strane Perlovej doliny v jej severnom priebehu, pokračujú vo východozápadnom výstupe v oblasti Hrbka a Fajfeneho hrba na J od Rudnian a najväčšie plošné rozšírenie dosahujú v oblasti Mlynkov a kóty Martinka (1 027 m n. m.) na Z od Dobšinej.

Táto pelitická fácia sa vyznačuje zelenou až tmavozelenou (v prípade pelitickejších variet) a zriedkavejšie fialovou farbou. Farebnú a textúrnú variabilitu spôsobuje premenlivé zastúpenie bazickej pyroklastickej zložky. Psamitickéjší charakter majú horniny s prítomnosťou tenkých vrstiev bazaltových popolových pyroklastík, ale aj kremitejšieho materiálu. Na minerálnom zložení fylitov sa zúčastňuje kremeň, chlorit a svetlá sluda. Sprievodným minerálom je titanit, magnetit, hematit a limonit.

Tmavozelené, zelené a žltozelené fylity sú celistvé laminované, často sprehybané a usmernené jemnozrné horniny. Po puklinách sú limonitizované. Mikroskopicky v nich možno pozorovať granolepidoblastické až lepidogranoblastické štruktúry. Fylity tvorí kremeň (30 – 40 %), muskovit (40 – 55 %) a chlorit (5 – 20 %). Z akcesórií sú zastúpené drobné zrnká leukoxénu, hematitu a pyritu.

Vo fylitoch je niekoľko polôh odlišného minerálneho zloženia. Dominantné sú polohy kremeňa s drobnými šupinkami rozptýleného chloritu a polohy sericitu s malým množstvom chloritu a kremeňa. V sericitických polohách vystupuje chlorit v podobe tenkých paralelných lamín. V polohách fylitov sa miestami vyskytujú polohy kyslých pyroklastík ryolitového typu s výrastlicami kremeňa a plagioklasu (oligoklas, albit), zriedka ortoklasu v drobnozrnnom rekryštalizovanom kremeňovo-sericitovom matrixe s rôznym podielom jednotlivých minerálov. Veľmi zriedkavé sú polohy metapsamitov a tmavých až čiernych fylitov s organickým pigmentom.

V prípade tenkých lamín a nepravidelných polôh silicítov nerovnakého farebného odtieňa v horninách jasne prevažuje kremeň (80 – 95 %) so zrnkami popretkávanými šupinkami sericitu alebo chloritu. Miestami sú v nich rozptýlené zrnká hematitu sfarbojúceho horninu do fialova. Lokálne sa vyvinuli flakaté variety zelených fylitov s nepravidelnými šošovkovitými zhlukmi a s tmavšími sivými a zelenými škvrnami, ktoré tvorí zhluk chloritu.

Hnilecké súvrstvie

Sykvaský bazaltový komplex (pomenovanie preberáme z názvu sykvaské súvrstvie; Bajanik et al., 1981) je najcharakteristickejším členom rakoveckého príkrovu. Reprezentuje pôvodný rakovecký fylitovo-diabázový komplex. Od pôvodného označenia sa upustilo, pretože sa vyčlenila rakovecká skupina v rámci volovskej superskupiny a tá zahŕňa všetky tri súvrstvia – hnilecké, smolnícke aj betliarske. Prevažne sa skladá z bazaltových metapyroklastík, väčšinou prúžkovaných, resp. sa striedajú polohy pyroklastík rozličnej zrnitosti. Niektoré hrubozrnné typy sú strakaté, čo je výsledok metamorfnej koncentrácie svetlých a tmavých minerálov do šošoviek a nepravidelných prúžkov. Zriedka sa vyskytujú aj veľmi jemnozrné žltozelenkavé masívne metatufity. Výlevy bazaltov s hrúbkou prúdov spravidla m až desiatky m sú zriedkavé.

V bazických členoch sú aj vložky kyslých a intermediárnych metapyroklastík keratofýrov a zelených fylitov. Metamorfne prepracovanie je miestami silnejšie a to vyvolalo premenu bazických hornín hnileckého súvrstvia na amfibolitový komplex, v ktorom z kyslejších pyroklastík vznikli rulovité horniny. Pre ich geografickú vyčleniteľnosť ich nazývame *klátovský amfibolitový komplex* resp. *klátovské amfibolity*. Hovorka et al. (1984) ich začlenili do klátovského príkrovu a Spišiak et al. (1985a) označili ako klátovskú skupinu. Túto predstavu neakceptujeme, pretože na početných lokalitách je pozvoľný metamorfny prechod z amfibolov a rúl do nižšie metamorfovaných hornín. Podobné prechody sú aj pri iných typoch hornín.

Klátovský amfibolitový komplex

109 ruly

Nachádzajú sa v širšej oblasti Klátova, na Z od Sloviniek, na 16. obzore Zlatníckej žily v Rudňanoch a v oblasti Dobšinej. Horniny patriace medzi *ruly* sú výrazne usmernené drobnozrné až strednozrné horniny sivej, sivozelenej, tmavosivej a zelenosivej farby. Makroskopicky sú v nich pozorovateľné zrná kremeňa a plagioklasov veľké maximálne do 0,5 cm. V rulách sa zistilo striedanie polôh nerovnakej zrnitosti a rôzneho minerálneho zloženia, nezriedka s páskovanou textúrou.

Mikroskopicky možno ruly rozdeliť na dva základné typy – biotitické a biotiticko-amfibolické, lokálne kremenno-plagioklasové ruly.

Biotitické ruly majú porfyroblastickú, granoblastickú až lepidogranoblastickú štruktúru s porfyrickými výrastlicami plagioklasu. Tvoria ich kremeň (18 – 40 %), plagioklas (30 – 55 %), biotit (15 – 30 %), muskovit (0 – 6 %), karbonát (0 – 5 %) a akcesoricky sa vyskytuje zirkón, epidot, amfibol, granát a rudné minerály. Kremeň vystupujúci v rulách je alotriomorfný, undulózny, tvorí agregáty zŕn v podobe nepravidelných šošoviek a polohy obtekajúce porfyroblasty plagioklasu a výrazné zrná granátu. Miestami sa v prúžkoch kremeňa zistili rudné minerály tvoriace „rebríkovitú“ štruktúru. Zrná kremeňa sú veľké 0,1 – 0,6 mm. Plagioklas (oligoklas) tvorí nápadné porfyroblasty a drobnejšie zrná s polysyntetickým lamelovaním. Časté sú poikilitické štruktúry – uzatvoreniny drobných zŕn muskovitu, biotitu a kremeňa. Bývajú značne sericitizované, argilitizované a saussuritizované (až na 30 – 95 %). Premena postihuje plagioklasy často pozdĺž dvojčatných lamiel alebo je selektívna a postihuje časť lamiel v tabuľkovitom zrne. Veľkosť zŕn plagioklasu je 0,1 – 2 mm. Zriedka sa vyskytujú aj plagioklasy II. generácie (albit až oligoklas), ktoré sú nerozložené a polysynteticky lamelované. Mg biotit má silný hnedý, miestami hnedozelený γ -pleochroizmus. Často býva chloritizovaný (až na 20 – 100 % objemu biotitu). Šupinky sú veľké 0,1 – 0,3 mm. Granát almandínovo-spessartínového typu tvorí hypidiomorfné až idiomorfné zrná veľké 0,1 – 1,5 mm. Býva rozpukaný, pozdĺž puklín chloritizovaný, uzatvára drobné zrná plagioklasu, biotitu a kremeňa.

Biotiticko-amfibolické ruly majú porfyroblastickú, granoblastickú až granonematoblastickú štruktúru. Tvoria ich kremeň (20 – 40 %), plagioklas (5 – 50 %), amfibol (10 – 65 %), biotit (0 – 20 %) a chlorit (5 – 15 %). Akcesoricky vystupuje titanit, zirkón, epidot, zoisit, granát a rudné minerály. Amfibol (Mg hornblenditický amfibol) tvorí alotriomorfné až hypidiomorfné tabuľkovité zrná s výrazným hnedozeleným γ -pleochroizmom. V niektorých prípadoch – hlavne v okrajových častiach – je pozorovateľná zmena pleochroizmu na svetlozelený, čo indikuje prechod zloženia do Mg aktinoliticko-hornblenditického amfibolu. Má výraznú štiepatelnosť a často uzatvára zrnká kremeňa, plagioklasu, zirkónu a rudných minerálov. Plagioklasy majú mierne vyššiu bazicitu ako plagioklasy v biotitických rulách a vystupuje v nich oligoklas až andezín. Charakteristika ostatných minerálov biotiticko-amfibolických rúl je rovnaká ako pri biotitických rulách.

Kremenno-plagioklasové ruly tvoria výrazné tenké svetlosivé až sivobiele polohy hrubé 0,5 – 15 (zriedka 20) cm vystupujúce v horninách amfibolitovej fácie (v rulách aj amfibolitoch v oblasti Klátova) a vytvárajú paralelné polohy s usmernením komplexu hornín amfibolitovej fácie – rúl a amfibolitov. Niektoré polohy majú charakter aplitov alebo pegmatitov a pretínajú polohy amfibolitov a rúl. Miestami obsahujú K živec. Tvoria ich nápadné tabuľky plagioklasov a kremeňa. Mikroskopicky sú to granoblastické, redšie granolepidoblastické štruktúry skladajúce sa z kremeňa (40 – 70 %), plagioklasu (10 – 60 %), K živca (0 – 20 %), z malého množstva muskovitu (2 – 8 %), chloritu (1 – 5 %) a karbonátu. Akcesoricky je zastúpený epidot, zoisit a rudné minerály.

108 amfibolity

Amfibolity, lokálne s rulovitými vložkami, sa interpretujú ako telesá asociované s ďalšími členmi rakoveckej skupiny (ofiolitová suita rakoveckého príkrovu; Dianiška a Grecula, 1979; Grecula, 1982, a neskoršie práce). Amfibolity vystupujú pri Lániho hute, vo Vlčej doline, vo väčšej polohe medzi Dobšinským kopcom (Kruhová) a na Z od k. Martinka (1 027 m n. m.), ďalej v priebežnom sz.-jv. pruhu v zóne S od Opátky a smerom na S od Murovanej skaly. Prvý petrograficko-petrologický výskum skorších autorov bol zameraný na plošne najrozsiahlšie klátovské teleso amfibolitov začínajúce sa v oblasti na V od Opátky, pokračujúce do oblasti Košického lesa, jz. od Jahodnej a vyklinujúce pri Nižnom Klátove. V sv. ohraničení je toto teleso v tektonickom kontakte (dosunutie v alpínskom štádiu AD₁ a nasledujúci dextrálny rozstrih pôvodného tektonického rozhrania v štádiu AD₃) s permskými klastickými a vulkanoklastickými horninami v zóne Košickej Belej. V menšom kontinuálnom pruhu sa teleso klátovských amfibolitov vynára spod podložia terciérnych sedimentov na JV od Nižného Klátova. Podobne ako klátovské teleso sa aj výskyt na SZ od Sloviniek asocioval s rulovými vložkami.

Amfibolit reprezentuje tmavozelenú usmernenú horninu so striedaním svetlejších a tmavších nepravidelných, často šošovkovitých polôh obsahujúcich plagioklas a v malom množstve kremeň.

Mikroskopicky je odlišiteľný amfibolit s. s. a epidoticko-zoisitický amfibolit.

Amfibolit s. s. má nematoblastickú a granonematoblastickú štruktúru. Tvorí ho amfibol (45 – 80 %), kremeň (1 – 10 %), plagioklas (0 – 35 %) a akcesoricky v ňom možno nájsť epidot, zoisit, biotit, titanit, karbonát a rudné minerály.

Amfibol (Mg hornblenditický amfibol) má zreteľný zelený a hnedozelený γ -pleochroizmus a výraznú štiepatelnosť. Zrná bývajú ojedinele rozpukané. Uzatvára drobné zrná kremeňa a plagioklasu. Pozdĺž štiepných trhlín a na okraji amfibolu je pozorovateľná chloritizácia a aktinolitizácia amfibolov. Plagioklas je zastúpený oligoklasom až andezínom. Je polysynteticky lamelovaný, sericitizovaný a saussuritizovaný, miestami až úplne. Kremeň tvorí alotriomorfné undulózne zrná, často s minerálmi epidotovo-zoisitovej skupiny, zhľuky a nepravidelné polohy zŕn, zriedka aj izolované zrná rozptýlené v hornine.

Epidoticko-zoisitický amfibolit je z amfibolu (60 – 70 %), zoisitu (5 – 30 %), kremeňa (0 – 5 %), plagioklasu (0 – 20 %) a chloritu (0 – 2 %). Akcesoricky vystupuje zirkón, titanit, karbonát a rudné minerály. Výstup amfibolov, plagioklasov a kremeňa je rovnaký ako pri amfibolitoch s. s., ale je v nich vyšší podiel klintozoisitu a v menšej miere epidotu. Plagioklas býva spravidla úplne sericitizovaný a saussuritizovaný a má menšie rozmery ako v amfibolitoch s. s. Amfibol je sčasti chloritizovaný.

V spodnej časti hornín amfibolitového komplexu, hlavne v amfibolitoch, sú polohy svetlých mramorizovaných karbonátov hrubých niekoľko cm až metrov. Majú granulárnu až kryštalickú štruktúru a tvoria ich alotriomorfne, menej často idiomorfne zrná kalcitu. V malej miere je zastúpený dolomit. Kde-tu sa zistili zrnká hematitu prenikajúce hlavne dolomitom pozdĺž plôch štiepatelnosti. Na okraji takýchto polôh v nich miestami možno nájsť nápadné zrná amfibolu a biotitu, v priemere oveľa väčšie ako v okolitej hornine (amfibolit).

Amfibolit sa lokálne strieda s rulami vo farebne kontrastných polohách hrubých od niekoľkých mm až meter. Prechod obidvoch typov hornín môže byť ostrý alebo pozvoľný – amfibolit – amfibolická rula – rula.

Poznámky k problematike metamorfítov amfibolitevej fácie (Z. Németh)

Ak metamorfity amfibolitevej fácie *rulovo-amfibolitového komplexu* s. s. vystupujú v plošne rozsiahlejších a kompaktnějších polohách (oblasť Klátova a Dobšinej), ležia na nízkometamorfných horninách rakoveckej skupiny v tektonickej pozícii (Németh, 2003; klátovský príkrov sensu Hovorka et al., 1984) a kontakt hornín rulovo-amfibolitového komplexu s podložím v takom prípade sprostredkúva zóna mylonitov (jemnozrnných aktinolitických amfibolitov s mylonitovou mikrostavbou) vyvinutá na jeho báze.

Možnosť, že horniny klátovského komplexu nepatria do gemerika, ale reprezentujú tektonický klin zo susediaceho veporika, uvádza už Hovorka et al. (1984). Táto predstava korešponduje s neskoršou interpretáciou Németha (2005). Protolit metamorfítov klátovského amfibolitového komplexu spája Hovorka et al. (1984) s prostredím vrchnej časti oceánskej kôry so súčasným prínosom klastogénneho materiálu z príľahlej kontinentálnej kôry. Na rozdiel od korešpondujúcich metamorfítov v tatriku a veporiku majú metamorfity klátovského amfibolitového komplexu „kvázistatický“ charakter metamorfnej alterácie, t. j. nevykazujú podstatnejšiu úlohu dynamickej rekryštalizácie (l. c.).

Na rulovo-amfibolitovom komplexe lokálne vystupujú silne rekryštalizované karbónske klastiká (možný ekvivalent rudnianskeho súvrstvia). Treba uviesť, že sa v oblasti Rudnian odlišil aj horizont karbónskych hornín metamorfovaných v amfibolitevej fácii (Popreňák et al., 1973; Hovorka et al., 1979), ktorý je pozične nad rudnianskymi zlepenčovými telesami. Toto zistenie indikuje, že v oblasti Rudnian sú dva horizonty metamorfítov v amfibolitevej fácii, pričom polohy karbónskych hornín – metamorfítov v amfibolitevej fácii – nie sú súčasťou rulovo-amfibolitového komplexu. Deliacim „vedúcim“ horizontom, oddelujúcim horniny rulovo-amfibolitového komplexu v podloží od metamorfovaných karbónskych sedimentov v nadloží, je horizont rudnianskych zlepenčov. Dva horizonty metamorfítov amfibolitevej fácie iní (Hudáček, 1988; Jančura, 1988) interpretujú ako tektonické zdvojenie.

Prítomnosť metamorfítov amfibolitevej fácie aj v *karbónskych sledoch* v oblasti Rudnian potvrdzuje, že sa metamorfóza týchto karbónskych sedimentov mohla uplatniť až po ich sedimentácii, t. j. až vo vrchnom karbóne alebo v perme.

Podľa Faryada (1990) na komagmatický pôvod časti amfibolitov a rúl poukazujú vzťahy $Zr/Y : Zr$ v diagrame podľa Pearca a Norryho (1979, in ibid.). Podľa obsahu SiO_2 ruly väčšinou korešpondujú s andezitmi, pričom niektoré majú relatívne vysoký obsah K_2O (prejav metasomatózy?). Ruly spolu s amfibolmi vcelku sledujú trend vápenato-alkalických hornín a sčasti aj tholeiitický trend ostrovného oblúka (Faryad, 1990).

Tvorba mylonitových textúr časti epidotických amfibolitov bola najpravdepodobnejšie spätá s násunom a zdvihovou tektonikou, ktorá koncom variskej etapy viedla k zblíženiu rulovo-amfibolitového komplexu so slabo metamorfovanými horninami gemerika (Faryad, 1990). Toto tektonické zblíženie indikujú aj lokálne vyvinuté folkmarské vrstvy biotitovej až granátovej izogrady na styku s rulovo-amfibolitovým komplexom (l. c.). Tie vznikli alebo pri obdukcii a násune klátovského komplexu na tieto horniny, čo indikuje aj často výrazné usmernenie minerálov, alebo už ide o varisky metamorfované horniny zdvihnuté z granátovej zóny pri obdukcii (l. c.). V prospech prvej alternatívy zároveň hovorí aj výskyt dvoch metamorfne odlišných, avšak litologicky podobných typov hornín vedľa seba (fylity granátovej zóny v susedstve komplexu a fylity chloritovej zóny ďalej od komplexu).

Pri štúdiu polyfázovej metamorfózy hornín klátovského amfibolitového komplexu sa Radvanec (1992) zamerl na prísne vyhranený typ protolitu (minerálne zloženie: kremeň 30 – 40 obj. %, plagioklas 20 – 25 %, biotit + granát 10 – 20 %, amfibol + chlorit 10 – 20 %, skupina epidotu 5 – 10 %, fengit muskovit 5 %). Dôležitou požiadavkou bolo aj to, aby študovaná hornina okrem uvedených minerálov obsahovala aj ilmenit + rutil + titanit + kalcit + apatit a grafit? (pôvodne organický materiál). Takýmto výberom vzoriek teda nebolo postihnuté celé horninové spektrum, ale výskum sa zamerl iba na sedimenty s obsahom organického materiálu. Študovaný

protolit (semipelit) bol polyfázovo metamorfovaný v otvorenom systéme pre fluidnú fázu (l. c.). Prográdna vetva staršej metamorfózy M1 dosiahla vrcholovú hodnotu $P = 2 - 3$ kbar v chloritovo-biotitovej (500 °C; Dobšiná), biotitovej (550 °C; Rudňany) a kumingtonitovej zóne (650 °C; Klátov). V prográdnej vetve sa do fluidnej fázy mobilizovali $Ca + Fe \pm Mn \pm Mg$, H_2O a CO_2 ; to vyvolalo genézu sideritových žíl gemerika (l. c.), a tak v retrográdnej vetve metamorfózy M1 z týchto fluíd vykryštalizovali aj $Fe + Mn$ karbonáty (Radvanec, 1992). Mladšia metamorfóza M2 čiastočne reekvilibrovala staršie minerálne asociácie pri vyššom tlaku v chloritovej zóne ($P = 4$ kbar, $T = 400$ °C; l. c.).

Napriek vyčleneniu dvoch metamorfných prepracovaní v semipelite (Radvanec, l. c.; Hovorka et al., 1988) geochronologické dáta indikujú tri skupiny K-Ar vekov (Cambel et al., 1990), t. j. tri (parciálne) metamorfné postihy protolitov hornín pôvodne zaradených do klátovskej skupiny.

1. (parciálny) metamorfný postih

Vrchnodevónska metamorfóza v súvislosti s ?prehriatím až anatexiou nad subdukčnou zónou

– 391 Ma	amfibol	amfibolit	Vyšný Klátov	Kantor, 1980
– 378 Ma	amfibol	amfibolit	Košická Belá	Kantor, 1980
– 370 Ma	amfibol	amfibolit	Vyšný Klátov	Kantor, 1980
– 365 Ma	amfibol	amfibolit	Dobšiná	Cambel et al., 1980

2. (parciálny) metamorfný postih

Karbónska metamorfóza v súvislosti s ?prehriatím až anatexiou nad subdukčnou zónou

– 347 Ma	amfibol	amfibolit	Dobšiná	Cambel et al., 1980
– 324 Ma	amfibol	amfibolit	Rudňany	Kantor et al., 1981
– 320 Ma	amfibol	amfibolit	Rudňany	Kantor et al., 1981

3. (parciálny) metamorfný postih

Permsko-triasová metamorfóza v súvislosti s tepelným tokom v kolíznom orogéne (netýka sa hornín klátovského amfibolitového komplexu, ale protolitu iných hornín z rakoveckej skupiny)

– 293 Ma		rula	Rudňany	Cambel et al., 1980
– 281 Ma	amfibol	amfibolit	Rudňany	Kantor et al., 1981
– 278 Ma		rula	Dobšiná	Cambel et al., 1980
– 251 Ma		metamorfit	Dobšiná	Cambel et al., 1980
– 231 Ma		fylit	Dedinky	Cambel et al., 1980
– 214 Ma		gabroamfibolit	Dedinky	Cambel et al., 1980

Sykavský bazaltový komplex

107 *bazaltové metapyroklastiká, miestami jemnozrnné amfibolity, vložky keratofýrových metapyroklastík a fylitov*

Bazaltové metapyroklastiká, miestami s vložkami jemnozrnných amfibolitov, keratofýrových metapyroklastík a zelenofialových fylitov folkmarských vrstiev vystupujú vo veľkej polohe na V a JV od Žakaroviec a v pruhu na V od strednej časti Perlovej doliny.

Tento súbor hornín s výrazne rekryštalizačným postihom tvoria výrazné pruhy na ZJZ od Nálepky prebiehajúce do oblasti na J od Pálenice. Výskyty týchto hornín pokračujú do oblasti na VSV od Nálepky. Mohutná poloha bola zmapovaná v oblasti Holého vrchu s priebehom do oblasti severne od Lacemberskej doliny.

Vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria sa uvádzal súbor hornín zistený v priebežnom pruhu na J od Veľkého Folkmara v pozícii nad polohou folkmarských vrstiev a pod lokálne prešmyknutými zlatníckodolinskými vrstvami s vložkami metapsamitov a kyslých metapyroklastík. Ďalší pruh sa zistil v oblasti na JZ od Murovanej skaly a v oblasti Plichtovho dielu – južne od najjužnejších častí Murovanej skaly.

Bazaltové metapyroklastiká, ktoré miestami vystupujú s jemnozrnnými *amfibolitmi*, vložkami *keratofýrových hornín* (rúl) a silicitov, ako aj zelených a fialových *fylitov*, sú výrazne laminované až vrstvomité drobnozrnné horniny. Jednotlivé polohy sa striedajú v mm a cm a majú nerovnaký farebný odtieň – tmavozelený až

svetlozelený. Vložky amfibolitických bridlíc majú zloženie amfibol + chlorit + plagioklas ± kremeň. Amfibol aktinolitického typu tvorí stĺpčeky až ihličky a má svetlozelený γ -pleochroizmus. Takéto polohy sú výrazne usmernené, majú granonematolepidoblastické až granonematoblastické štruktúry.

Svetlejšie polohy sú z vulkanoklastík intermediárneho charakteru a tvorí ich drobnozrnná hmota zloženia kremeň + plagioklas + chlorit ± sericit ± kalcit. Kremeň v nich býva undulózny a plagioklas výrazne polysynteticky lamelovaný. Lamely plagioklasu sú miestami tlakovo deformované (poprehýbané). Kalcitové zrná sú veľké 1 až 1,5 mm a v intermediárnej vulkanickej hmote tvoria idiomorfne a v menšej miere hypidiomorfne zrná.

Fylity sú nápadne laminované a ich farba sa mení podľa zloženia. Chlorit prevláda nad sericitom a kremeňom. V sericitovej hmote sú miestami pozorovateľné rozptýlené zrnká hematitu spôsobujúce fialové zafarbenie horniny.

Veľkosť minerálov kolíše najmä v polohách kyslých a intermediárnych metapyroklastík a zmena ich veľkosti odráža stupeň metamorfnej rekryštalizácie horniny.

106 striedanie bazaltových metapyroklastík s fylitmi v rozličnom stupni metamorfnej premeny

Mohutná poloha bazaltových metapyroklastík v kombinácii so zelenofialovými fylitmi sa začína v oblasti Nálepky a pokračuje na VSV ponad Švedlársku horu. Menšie výskyty týchto hornín striedajúcich sa v polohách nevyčleniteľných v mierke 1 : 50 000 sa zistili na JZ a J od kóty Bukovec (1 127 m n. m.) a v pruhu na S a Z od kóty Fajfený hrb (932,5 m n. m.). Mohutnejší je výskyt v pruhu smeru SZ – JV 2 km na SV od Sloviniek smerom na kótu Krompašský vrch (1 025 m n. m.) a do oblasti Žakaroviec. Menšie výskyty sú medzi Folkmarskou skalou a Veľkým Folkmarom v pruhu na SZ od Opátky.

Bazaltové metapyroklastiká tmavozelenej farby, miestami výrazne laminované, sa striedajú s folkmarskými fylitmi rôzneho odtieňa zelenej farby alebo s fialovými fylitmi (s vyšším obsahom hematitového pigmentu v chloritovo-sericitových polohách). Fylity sú nápadne laminované a sú zelené až tmavozelené. V svetlejších laminách sú pozorovateľné vložky kremenných fylitov až silicitov.

105 bazaltové metapyroklastiká, lokálne s polohami zelených a fialových fylitov, zelenkavých a ružových silicitov a karbonátov

Metapyroklastiká bazaltového vulkanizmu vytvárajú priebežné vložky v prostredí zelenofialových folkmarských fylitov na J od Sykavy. Ich výrazný pruh je aj v oblasti Veľkej Kiry na S od Hnilca.

Dominantne sú bazaltové metapyroklastiká zastúpené v oblasti kóty Pálenica a obce Hnilčík. V tomto pruhu sú tenké vložky zelenofialových folkmarských fylitov a zavrásnené polohy hornín nálepkovského pestrého vulkanického komplexu. Pruh sa končí pri sz. hranici Nálepky a opäť nastupuje na V od neho.

Mohutný pruh bazických metapyroklastík s polohami zelenofialových fylitov a lokálnymi vložkami zelenkavých a ružových silicitov a hnedastých karbonátov vystupuje aj medzi Švedlárskými lúkami a kótou Suchinec (909 m n. m.) v južnom a karbonátmi Galmusa v severnom ohraničení. Sú v nich vložky žltozelených fylitov. Tento typ bazaltových metapyroklastík je aj na oboch svahoch Perlovej doliny. Laminované bazaltové metapyroklastiká, lokálne očkate, karbonatické (limonitizované) a s vložkami zelených a fialových fylitov, vystupujú v pruhoch na S od Sloviniek a Žakaroviec striedajúcich sa s väčšími polohami fylitov folkmarskej fácie.

Bazaltové metapyroklastiká sú silno laminované drobnozrnné usmernené horniny so striedaním lamín zelenej, svetlozelenej, špinavozelenej a žltosivej farby. Farba lamín závisí od ich minerálnej skladby. Na plochách primárnej aj sekundárnej foliácie je často pozorovateľný povlak hematitu resp. limonitu. Mikroskopicky majú granolepidoblastickú až lepidogranoblastickú štruktúru. Sú drobnozrnné a možno v nich pozorovať striedanie polôh bazického zloženia (*metatufy*) a polôh so sedimentárnou prímiesou (*metatufity*).

Metatufy majú rovnaké zloženie ako bazalty, ale ich veľkosť značne kolíše. Sú aj polohy popolovitého charakteru, v ktorých veľkosť zrn neprekračuje 0,1 – 0,2 mm, ale hrubozrnné polohy majú zrná veľké 0,3 – 0,6 mm. Horniny tvorí približne rovnomerne rozmiestnená zmes chloritu, plagioklasu (albit), epidotu a rudných minerálov (ilmenit, leukoxén, hematit), ku ktorým miestami pristupuje aj amfibol v podobe drobných ihličiek a stĺpčekov. Objemové zastúpenie minerálov je: plagioklas 10 – 30 %, chlorit 10 – 50 %, epidot 0 – 15 %, amfibol 0 – 10 %. Miestami je v hornine karbonát (kalcit) do objemu 5 % vystupujúci v podobe idiomorfných až alotriomorfných zrn.

Metatufity obsahujú významnú prímies sedimentárneho materiálu, čo sa prejavuje prítomnosťou kremeňa a drobnozrnného muskovitu a striedaním polôh odlišnej hrúbky s variabilným podielom sedimentárnej a vulkanickej zložky. Premennivá je aj zrnitosť minerálov. Kým polohy s prevahou vulkanickej zložky sú prevažne drobnozrnné (do 0,1 – 0,3 mm), polohy so sedimentárnou prímiesou nezriedka obsahujú jednotlivé minerály väčšie ako 1 mm (psamitická prímies).

V polohách metapyroklastík sa striedajú polohy nasledujúceho minerálneho zloženia:

- kremeň + sericit + karbonát (kalcit-ankerit) ± chlorit
- kremeň + chlorit + sericit + karbonát ± amfibol (aktinolit) ± epidot ± albit
- chlorit + epidot
- epidot ± chlorit ± kalcit ± kremeň
- kremeň + epidot + chlorit ± sericit
- kremeň + epidot + amfibol (aktinolit) + chlorit + albit.

Akcesoricky sa zistil zirkón, leukoxén, hematit a zriedka aj pyrit.

Vystupujúce plagioklasy tvorí albit a zriedka oligoklas. Sú zdvojitované, alotriomorfne, málokedy hypidiomorfne. Ojedinele sa vyskytujú zhluky, ktoré tvorí kremeň a albit alebo aj epidot v kremeno-chloritovej hmote.

Amfibol (aktinolit) má svetlozelený γ -pleochroizmus a tvorí ihličky a ojedinelé stĺpčeky. V týchto polohách, hlavne s vyšším podielom sedimentárnej zložky, je nezriedka pozorovateľný vyšší podiel karbonátu (kalcit, ankerit) hypidiomorfneho, občas idiomorfneho tvaru. Sporadicky sa vyskytujú silne karbonatizované horniny (obsah karbonátu je od 40 do 50 %), pričom karbonatizácia postihuje vulkanickú aj sedimentárnu zložku metapyroklastika. Pre takéto horniny je charakteristická špinavožltozelená farba. Tieto horniny niekedy získavajú masívnejší charakter.

V metapyroklastikách okrem vložiek fylitov vystupujú aj sporadické polohy zelenkastých a ružovkastých *silicítov*. Mikroskopicky sa vyznačujú granoblastickou, miestami lepidoblastickou štruktúrou. Tvorí ich kremeň (70 – 85 %), chlorit (5 – 15 %), sericit (do 5 %) a karbonát (do 5 %). Zastúpenie minerálov závisí od stupňa metamorfnej rekryštalizácie. Fylosilikáty (chlorit, sericit) tvoria v nižšie metamorfovaných silicitoch pravidelné „sieťovanie“ a pri vyššom stupni rekryštalizácie nepravidelné polohy výrazných šupiniek. Karbonáty tvoria hypidiomorfne izolované zrná zastupované kalcitom a ankeritom.

V metapyroklastikách aj vo fylitoch sa zistili nepravidelné polohy, ktoré tvorí *karbonát* (kalcit, ankerit) a kremeň + karbonát hrúbky od 1 mm do niekoľko cm. Podiel kremeňa v nich dosahuje 0 – 80 %. Polohy sú nepravidelné a často šošovkovite vyklinujú. Veľkosť minerálov v nich kolíše od 0, X mm do X mm. Vystupujúce zrná sú hypidiomorfne až alotriomorfne. Kremeň býva výrazne undulózny.

V hrubo laminovaných bazaltových metapyroklastikách sa zistilo striedanie polôh rôzneho minerálneho zloženia, často v mm mierke. Svetlejšie polohy majú vyšší podiel kremeňa alebo kremeňa + karbonátu. V hornine možno miestami pozorovať drobné (0,5 – 1 mm) svetlé očka zložené z plagioklasu (albit) + kremeňa ± karbonátu. Plagioklasy sú zdvojitované a kremeň nevýrazne undulózny.

Špecifickým typom bazaltových metapyroklastík sú svetloflakaté rekryštalizované typy tufového typu zelenej a tmavozelenej farby. Zistili sa v nich svetlé, sivé alebo žltkasté očka veľké 0,3 – 5 cm. Sú to:

– Očka, ktoré tvorí plagioklas a plagioklas + kremeň. Plagioklas (albit až oligoklas) je v nich hypidiomorfneho tabuľovitého tvaru, často polysynteticky dvojčatený a miestami slabo sericitizovaný. Kremeň tvorí drobné alotriomorfne zrná na rozhraní medzi zrnami plagioklasov v rámci jedného oka alebo väčšie zrná, veľkostne rovnocenné plagioklasom. Býva undulózny. Kremeno-plagioklasové očka sú dvoch typov – drobnozrnné, s veľkosťou kremeňa a plagioklasu do 0,3 mm, a veľkozrnné – s veľkosťou nad 0,5 mm.

– Očka, ktoré tvorí karbonát a karbonát + kremeň. Očka sú veľkozrnné (v prevahe) a drobnozrnné. Karbonát je alotriomorfny až hypidiomorfny a zastupuje ho kalcit a ankerit (hlavne v drobnozrnných očkách). Tento typ očiek predstavuje počiatkové stupne karbonatizácie metapyroklastík.

Ďalším špecifickým typom sú tmavoflakaté (očkaté) nevýrazne laminované rekryštalizované bazaltové pyroklastiká tmavozelenej a sivozelenej farby s nepravidelnými očkami tmavozelenej až takmer čiernej farby veľké 3 – 10 mm. Mikroskopicky majú blastoporfyrickú granonematoblastickú štruktúru s výraznými zrnami a zhlukmi tmavých minerálov obklopených drobnozrnnou hmotou metamorfovaného pyroklastického a sedimentárneho materiálu. Vulkanickú zložku tvorí drobnozrnná zmes chloritu, plagioklasu, epidotu a v malej miere kremeňa. Drobné stĺpčeky amfibolu prejavujú svetlozelený γ -pleochroizmus. Zrnitosť horniny je do 0,3 mm a epidot býva ojedinele veľký až 0,6 mm. Sedimentárna zložka obsahuje väčší podiel kremeňa, plagioklasu, chloritu a karbonátu. Plagioklasy sú z albitu a oligoklasu a sú albiticky zdvojitované. V horninách tohto typu sa zistil výstup početných kostrovitých zrn hematitizovaného magnetitu veľkého až do 3 mm.

Zhluky tmavých minerálov (očká) sú dvojakého druhu:

– Očka amfibolu sú z izolovaných zrn a častejšie zo zhlukov drobných zrn. Pre amfibol je charakteristický výrazný modrozelený γ -pleochroizmus. Často uzatvára drobné zrnká epidotu. Miestami, hlavne v očkách utvorených malým počtom väčších tabuliek amfibolu, sa zistilo ich poprehýbanie a miestami aj chloritizácia.

– Očka chloritu, kremeňa a karbonátov. Tie sú produktom rozkladu amfibolových očiek s prevládajúcim chloritom. Miestami tvoria pseudomorfózy po amfibole. Zistilo sa zhlukovanie kremeňa do nepravidelných polôh kopírujúcich puklinatosť amfibolu.

104 bazalt, lokálne s tenkými polohami ultrabázických hornín, bazaltových metapyroklastík, zelených a fialových fylitov

Bazalt s tenkými vložkami bazaltových metapyroklastík a fialových fylitov lokálne vystupuje vo viacerých polohách a šošovkách v pruhu medzi Rakovcom a Sykavkou, pozdĺž železničnej trate na V od Sykavy a tiež vo viacerých šošovkách medzi sedlom Grajnár a Hnilcom.

Bazalt je tvrdá masívna celistvá tmavosivá až tmavosivozelená drobnozrná hornina miestami s pozorovateľnými drobnými rudnými minerálmi.

Mikroskopicky majú horniny intersertálnu, zriedka ofitickú a fluidálnu štruktúru s metamorfne rekryštalizovanou základnou hmotou. V hornine silno prevláda plagioklas (50 – 70 %) a tvorí výrazné anizometrické, prevažne alotriomorfné tabuľky oligoklasu, často mierne sprehybané. Rekryštalizovanú základnú hmotu tvoria drobné zrná plagioklasu, epidotu a šupiniek chloritu, zriedka tabuľky a ihličky amfibolu. Podiel týchto minerálov v hornine veľmi kolíše – chlorit tvorí 10 – 35, amfibol 0 – 5 a epidot 5 – 15 % z celkového objemu horniny. V základnej hmote sú miestami pozorovateľné drobné zrná leukoxénu. Rozdiely sa zistili aj v zrnitosti horniny. Plagioklasy v analyzovaných vzorkách sú veľké 0,2 – 4,5 mm.

103 hrubozrný bazalt (dolerit)

Hrubozrný bazalt (dolerit) sa zistil v šošovke na východných svahoch Rakoveckej doliny 1,8 km na J od obce Rakovec, v niekoľkých menších šošovkách medzi sedlom Grajnár a obcou Hniliec, v oblasti kóty Pálenica (1 115 m n. m.) a v menších šošovkách vystupujúcich v oblasti na J od Hnilčička.

Je to drobnozrná celistvá masívna hornina zelenej, tmavozelenej, tmavosivej farby, v ktorej sú miestami rozptýlené svetlejšie drobné zrná karbonátu alebo plagioklasu. Na lomovej ploche sú pomerne časté zrnká rudných minerálov. V prípade výstupu doleritov je zjavné aj makroskopicky pozorovateľné zväčšenie jednotlivých zrn, hlavne plagioklasov.

Mikroskopicky sa dolerity aj bazalty zhodujú. Majú granoblastickú, reliktnu intersertálnu a reliktnu fluviálnu štruktúru. Horniny sú z väčších hypidiomorfných až alotriomorfných tabuliek plagioklasu, chloritu, epidotu, amfibolu a karbonátu. Plagioklas tvorí 40 – 60, amfibol 0 – 15, chlorit 5 – 20 a epidot 0 – 10 % objemu horniny. Plagioklasové tabuľky sú prevažne anizometrického, miestami takmer izometrického tvaru, dvojčatené podľa albitového zákona alebo je pozorovateľné polysyntetické lamelovanie, hlavne izometrických plagioklasov. Zastupuje ich albit až oligoklas. Väčšie zrná bývajú rozlámané, poikilitické a uzatvárajú zrnká epidotu a ihličky amfibolu (hlavne pri doleritoch).

Amfibol má svetlozelený γ -pleochroizmus. Tvorí stĺpčeky a ihličky, často väčšie ako sú zrná plagioklasov (0,1 – 1,0 mm). Tieto nápadne väčšie minerály obklopuje zmes drobnejších zrn a stĺpčekov plagioklasu, epidotu, amfibolu a šupiniek chloritu.

Chlorit má zelený γ -pleochroizmus. Tvorí nepravidelné šupinky a ich zhluky, zriedka nepravidelné polohy, na ktoré sa viaže väčšie množstvo rudných minerálov – leukoxén, hematit, redšie limonit a ojedinele aj ilmenit, často leukoxenizovaný. Ak vystupujú výrazné anizometrické zrná ilmenitu, nezriedka sú poprehýbané a polámané.

V niektorých vzorkách možno pozorovať úplne saussuritizované relikty starších plagioklasových zrn. Časť vzoriek je karbonatizovaná. Karbonatizácia postihuje plagioklasy v podobe väčších zrn, hlavne kalcitu, ktorý tvorí hypidiomorfné až idiomorfné zrná, ale postihuje aj drobnozrnnejšiu rekryštalizovanú základnú hmotu s výskytom drobných alotriomorfných ankeritových zrn.

102 gabro, metagabro

Gabro a metagabro sa zistili v ojedinelých výskytoch 2 km na JZ od Sykavy v polohe na Z od horného toku Demjanky, na Grajnári a tiež vo veľkej polohe 2,5 km na SV od Nálepky. Vyznačujú sa tmavosivou, tmavozelenou a tmavosivozelenou farbou, ako aj všesmernou, miestami nevýrazne usmernenou textúrou. Jednotlivé minerály sú veľké 3 – 10 mm.

Mikroskopicky majú horniny granulárnu hypidiomorfnú štruktúru. Prevládajúci plagioklas v nich tvorí 60 – 70 % objemu, amfibol 0 – 15, chlorit 5 – 10, epidot 0 – 10 a stilpnomelán 5 – 15 %. Časté hypidiomorfné, miestami alotriomorfné tabuľky plagioklasu sú polysynteticky zdvojčatené. Zastupuje ich albit, oligoklas, zriedka až andezín. Sú poikilitické a uzatvárajú drobné zrná epidotu, šupinky chloritu, stilpnomelánu a amfibol. Tabuľky plagioklasu sú často rozlámané a sprehybané a to ojedinele vedie k „undulozite“ lamiel plagioklasu. Z tmavých minerálov popri amfibole a epidote vystupuje aj chlorit a relikty pyroxénu. Amfibol tvorí výrazné tabuľkové zrná so svetlozeleným γ -pleochroizmom. Na ich okraji bývajú ihličky a stĺpčeky amfibolu aktinolitického typu s pleochroizmom tmavšej zelenej farby. V drobnozrnnejšej hmote epidotu a chloritu sa pravdepodobne vyskytujú relikty pyroxénu

alotriomorfneho tvaru so zlou štiepatelnosťou a so svetlohnedozeleným γ -pleochroizmom. V niektorých vzorkách sa zistili početné šupinky stilpnomelánu lemujúce plagioklasy, ktorý po štiepných trhlinách preniká aj do plagioklasu. Minerály sú pravdepodobne produktom metamorfneho rozkladu pôvodných olivínov.

Akcesoricky sa v hornine nachádzali zriedkavé alotriomorfne zrná kremeňa, drobné zrná hematitu a nápadné zrná hematizovaného magnetitu.

ŠTÓSKA SKUPINA

Vrchný devón (?) – spodný karbón (?)

Je to novovyčlenená litostratigrafická jednotka v paleozoiku gemerika. Jej stratigrafické postavenie nie je jednoznačné – leží v nadloží staropaleozoických súvrství (nad betliarskym a smolníckym) a v podloží vrchnopaleozoického čiernomoldavského súvrstvia (vrchný karbón? – perm) gočaltovskej skupiny.

Atribút „štóske“ sa objavil už dávnejšie, ale vždy s neistým litostratigrafickým aj tektonickým postavením (Andrusov, 1958; Klinec, 1959). Bajaník et al. (1981) tento komplex pôvodne zaradili do rakoveckej série a tú rozdelili na tri súvrstvia (smrečinské, sykavské a štóske). Neskôr Bajaník et al. (1984) štóske súvrstvie pokladali za samostatnú jednotku gemerika. Grecula (1965, 1982) tieto horniny vyčlenil ako štóske fylity a zaradil ich do smolníckeho súvrstvia, ale v ostatnom čase ich považuje za mladšie ako typické staropaleozoické komplexy. Podobný náhľad majú viacerí ďalší autori (napr. Reichwalder, 1969; Mello et al., 1997).

Typový profil štóskej skupiny je v doline Čierna Moldava na geofyzikálnom profile PF-56 v metrži 59,8 až 74,4.

Superpozícia týchto súvrství nie je v celom území výskytu hornín štóskej skupiny stabilná, najmä pozícia čiernych bridlíc. Na typovom profile a aj inde sú vyčleniteľné ako samostatná desiatky metrov hrubá poloha, ale v iných profiloch sú členom súvrstvia zelených bridlíc ako vrstvičky a tenké (dm až m) polohy. Psamity sú najčastejšie vo vrchnej časti skupiny, ale v tenších (m) polohách sú v celom profile stredného súvrstvia.

101 sivé a čierne laminované grafiticko-sericitické bridlice

100 zelené chloritické bridlice s laminami a vložkami čiernych grafiticko-sericitických bridlíc, miestami aj psamity

99 zelené pieskovce, lokálne droбноobliakové zlepenca

98 zelené laminované a kremité bridlice s laminami a vložkami jemnozrnného pieskovca

Mikroskopicky *zelené* a *sivozelené bridlice* sa skladajú z jemnozrnného kremeňa (40 – 50 %), zvyškov silne sericitizovaných a kaolinizovaných živcov (1 – 3 %) a z chloritu (10 – 20 %). Chlorit je bohatšie zastúpený v tmavozelených a olivovozelených bridliciach (20 – 40 %) a v tomto type sa častejšie vyskytujú aj zvetrané úlomky živca. Väčšie zoskupenie šupiniek chloritu a ilmenitu by mohlo zodpovedať pseudomorfózam po amfibole. Tento typ predstavuje sedimenty z rozrušených bazaltových hornín gelnickej skupiny.

Čierne a *sivé bridlice* majú podobné minerálne zloženie ako zelené bridlice, ale pristupuje k nemu rozptýlený pigment (1 – 5 %), chlorit a živce chýbajú. Organická zložka sa v kontrastne (bielo – čierne) laminovaných bridliciach sústreďuje v čiernych laminách s obsahom až do 8 %. Svetlé laminy sú z kremeňa (80 %) a sericitu.

Psamity sú reprezentované jemnozrnným bielosivým, sivozelenkavým a zelenkavým pieskovcom s granolepidoklastickou štruktúrou. Zrnká kremeňa sú prevažne zaoblené, veľké 0,1 – 1 mm, nepravidelne rozmiestnené a tvoria aj samostatné laminy. Väčšinou je to kremenno-sericitická hmota s občasnými väčšími zrnami až obliakmi (1 – 10 mm). Vo výraznejších polohách droбноobliakového *zlepenca* sa okrem kremeňa vyskytujú aj obliaky lyditu, kvarcitu a kyslých vulkanitov (kremenné keratofýry).

ČRMEĽSKÁ SKUPINA

Spodný (?) a vrchný karbón

Črmeľská skupina je súbor klastických hornín karbónskeho veku bez presnejšieho stratigrafického určenia jej hraníc. Je v nadloží staršieho paleozoika gemerika (údaj z vrtovej na lokalite Košice-Bankov)

a v sv. časti tektonicky leží alebo na obale kryštalinika Čiernej hory (vrt SGR-V-10), alebo priamo na granitoidoch (na JV od Margecian). Nadloží sú permské obalové sekvencie gemerika a veporika. Skupina sa člení na tri nižšie litostratigrafické jednotky (odspodu): kopaninské (sivé zlepenčovo-pieskovcové súvrstvie), bankovské (súvrstvie čiernych bridlíc a karbonátov) a zlatopotocké súvrstvie (súvrstvie zelených bridlíc, pieskovcov a zlepenčov obsahujúce zlepence Panského vrchu, pieskovce Vrabčích skál a suchodolinské bridlice).

Kopaninské súvrstvie

Kopaninské súvrstvie (termín použil M. Grecula, 1998, a M. Grecula in Koblusky et al., 2001, na zlepenčové komplexy faciálneho systému A a B) je spodným členom črmelskej skupiny s časovým rozsahom zasahujúcim aj do obdobia sedimentácie bankovského a možno aj zlatopotockého súvrstvia. Je to izotopická fácia približne s rovnakým litologickým vývojom v tom istom geografickom prostredí, ale v odlišnom čase. Z toho vychodí, že najmä bankovské súvrstvie by voči kopaninskému prezentovalo heterotopickú faciáciu vznikajúcu v tom istom sedimentačnom prostredí a sčasti v tom istom čase (pozri litostratigrafickú schému). Kopaninské súvrstvie je reprezentované prevažne zlepenčovo-pieskovcovým súvrstvom sivej aj čiernej farby. Jeho hrúbka je od niekoľkých do 500 m, najčastejšie 100 – 150 m. Typovou lokalitou veľkoobliakových zlepenčov sú Kopaniny a ostatných typov zlepenčov s pieskovcovými polohami chrbát tiahnuci sa smerom S – J z Črmelského údolia 1 km na SZ od zastávky železnice Vpred.

97 sivé až čierne sludnaté polymiktné zlepence, gravelity, pieskovce a vložky sludnatých sivých a čiernych bridlíc

Hrubozrnné zlepenčové a pieskovcové sedimenty tvoria úzky pretiahnutý pás pozdĺž jz. okraja výskytu črmelskej skupiny. Pravá hrúbka tejto sukcesie je priemerne 150 m a laterálne sa mení.

Sivé veľkoobliakové zlepence sú na Z od Košickej Belej (na V od južného konca priehrady Ružín) na typovej lokalite Kopaniny (zlepenčové polohy prechádzajú aj na západný breh priehrady, tam sa striedajú s polohami čiernej bridlice, no na mape sa na zjednodušenie litologickej situácie uvádza iba číslo litotypu bridlíc č. 95, ale malo tam byť aj číslo 97). Klasty zvyčajne tvoria dobre zaoblené metamorfované sedimentárne a vulkanické horniny veľké 4 – 64 mm, zriedka väčšie, plávajúce v zle vytriedenom siltovcovom až hrubozrnitopiesčitom matricke bohatom na kal. Zvyčajne sa hojne vyskytujú kalovcové a pieskovcové klasty podobného zloženia, ako má matrix. Hrúbka vrstiev kolíše od 1 do 8 m. Väčšia hrúbka je pravdepodobne výsledkom amalgamácie. Kontakty vrstiev sú ostré a zvyčajne ploché. Klasty sú paralelne orientované, lokálne imbrikované alebo náhodne orientované. Prítomné sú malé, nahor sa zjemňujúce cykly. Túto zlepenčovú asociáciu prekrývajú jemnejšie sedimenty s prevahou štrkovitého pieskovca v menšej miere so zlepencom a masívnym pieskovcom. Obliaky (1 – 3 cm) sú roztrúsené nepravidelne alebo v paralelných pásoch. Na báze vrstiev sa vyvinula inverzná gradácia. Hrúbka vrstiev lokálne stúpa od 0,1 – 0,4 do 2 m, pravdepodobne ako výsledok amalgamácie (M. Grecula, 1988).

Laterálnym ekvivalentom veľkoobliakových zlepenčov sú *sivé polymiktné zlepence*, ktoré sa vyskytujú prevažne na južnom okraji črmelskej skupiny v tektonickom styku so zlepencami permu pozdĺž Črmelského údolia. Ich hrúbka sa odhaduje na 150 až 200 m, ale smerom do stredu panvy sa stenčujú a v oblasti magnezitového ložiska Bankov sa vrtmi už nezistili. Laterálne ich zastupujú sivé a tmavosivé sludnaté pieskovce (droby, drobové pieskovce, ojedinele arkózovité sludnaté pieskovce) až laminované čierne bridlice (siltovce a pelity) s vložkami a polohami psamitov bankovského súvrstvia. Zlepence aj smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov a sivých kremenitých sludnatých pieskovcov s vložkami čiernych bridlíc.

V sivom a tmavosivom polymiktnom zlepenči sú obliaky veľké 1 – 5 cm a sú z kremeňa, sludnatého metapieskovca a zo zelených a tmavosivých fylitov. Obliaky sú polozaoblené až zaoblené a sú aj viac-menej izometrické (hlavne z metapieskovcov, lyditov, kvarcitov a kremeňa) a výrazne anizometrické obliaky (z fylitov rozličného typu a farby). Matrix zlepenčov je piesčitý a tvorí ho kremeň a muskovit s malým podielom chloritu. V zlepenčových vrstvách sa nachádzajú polohy sludnatého pieskovca pozvoľne prechádzajúce do zlepenca. Ojedinele sa tam vyskytujú nepravidelné tenké polohy (do 3 – 5 cm), ktoré tvorí chloritolit – tmavozelené polohy chloritu s malým množstvom muskovitu (sericitu) – a zriedkavé zrnká kremeňa (do 5 %). V šupinkách chloritu (veľkých 0,4 – 0,7 mm) sú miestami tenké prúžky muskovitu v rámci jednej chloritovej šupinky. Akcesoricky sú zastúpené aj zrnká alotriomorfného a hypidiomorfného pyritu (M. Grecula, 1988).

V zlepenčových telesách sú aj vložky tmavosivého a čierneho siltovca a bridlice so zriedka zachovanými fosílnymi stopami po živočíchoch, ako sú planolity a chondrity.

Bankovské súvrstvie

Bankovské súvrstvie (bankovské vrstvy – M. Grecula, 1998, 2001, in Kobulský et al., 2001) sa skladá zo súboru čiernych a sivých pelitov, siltovcov a psamitov miestne s veľmi rozdielnym zastúpením klastickej sludy a kremeňa. V hraničných úsekoch s kopaninským súvrstvom sa obidve súvrstvia striedajú. Spodná časť bankovského súvrstvia je z komplexu čiernych pelitov a siltovcov, zriedkavejšie zo sludnatých piesčitých pelitov. Polohy sivých, prevažne drobovitých psamitov hrubých 0,2 až 3 m sú častejšie v spodnejších častiach komplexu. Sivý zlepenec sa zistil iba ojedinele, častejšie v nadloží karbonátov. V psamitických sedimentoch je časté gradačné zvrstvenie. Lydity, ktoré opísal Sasvári (1992) na SZ od Košických Hámrov, sme neoverili. Vo vrchnej časti pelitického komplexu v prechodnom horizonte ku karbonátom sú tenké (dm až 1 m) vložky tmavého vápenca (napr. v profile vrtu KV-6 sú štyri tenké polohy karbonátov rozmiestnené v celom profile pelitov, ktorého pravá hrúbka je takmer 300 m).

Typickým členom bankovského súvrstvia sú už spomenuté vrstvičky, vložky a polohy karbonatickej bridlice, dolomitu a vápenca, ktoré sa miestami zmenili na magnezit. Najväčší výskyt karbonátov je na SZ od Košíc (magnezitové ložisko Košice), ostatnými výskytmi sú iba niekoľko metrov hrubé šošovky pozdĺž Črmelského údolia.

Hrúbka bankovského súvrstvia je veľmi premenlivá a s tektonickým zhrubnutím a stenčením ju odhadujeme od niekoľkých do 700 m. Typovou lokalitou súvrstvia je veľkolom na ložisku Košice-Bankov. Rozšírenie bankovského súvrstvia je na viacerých miestach výskytu črmelskej skupiny. Bankovské súvrstvie možno korelovať s ochtinskou skupinou na západe gemerika.

Podložie bankovského súvrstvia je známe z viacerých vrtov (KV-6, 7, 8 a 10) a tvorí ho sykavský bazaltový komplex a belianske vrstvy staršieho paleozoika. Styk je alebo ostrý, alebo bázu tvorí tektonická brekcia. V nadloží sa vyskytuje zlatopotocké súvrstvie.

96 *čierne ílovité a sludnaté bridlice, vložky sivého a čierneho sludnatého pieskovca a zlepenca, polohy a telesá karbonátov vrátane magnezitu*

Vrstvy tmavej bridlice a pieskovca sa na povrchu vyskytujú prevažne v jv. časti črmelskej skupiny a v dvoch nesúvislých pruhoch sa tiahnu od Košíc až po záver Črmelského údolia.

Čierne ílovité, miestami sludnaté bridlice sú jemnozrnné laminované horniny. Tvorí ich kremeň (40 – 65 %) a sericit (35 – 60 %). Horniny majú lepidogranoblastickú štruktúru. Kremeň vytvára drobné nevýrazne undulózne alotriomorfné zrnká. Sericit dosahuje veľkosť do 0,1 mm. Horninu tvorí viac-menej pravidelná zmes minerálov, aj keď ich podiel v jednotlivých polohách kolíše. Časté sú drobné klasty (šupinky) muskovitu. V sludnatých polohách je miestami zvýšený obsah hematitového pigmentu. V čiernych bridliciach, najmä vo vrchnej časti bankovského súvrstvia, sú aj laminy a vložky zelených bridlíc alebo sa obidva litotypy striedajú. Lokálne sa vyskytujú aj hrubozrnné polohy tmavosivého pieskovca a zlepenca a vrstvičky až tenké vložky dolomitu a magnezitu pri prechode do karbonátového horizontu.

95a *karbonáty*

Karbonáty v bankovskom súvrství vystupujúce v hrubších polohách (spravidla desiatky metrov) postihla vo vrchnom perme Mg metasomatóza za vzniku magnezitu (Radvanec et al., 2004, 2004a). Typickým príkladom takého vystupovania sú časti magnezitového ložiska pri Košiciach (Bankov, Banisko a Medvedia), malé teleso pri Kavečanoch a šošovkovité telesá na jz. svahu Črmelského údolia v oblasti železničnej zastávky Vpred.

Karbonátovú fáciu opísal M. Grecula (1998) ako L – karbonátový systém. Hrúbka karbonátového horizontu je 200 až 280 m. Pre stratifikáciu karbonátového horizontu je charakteristický asymetrický cyklus náhleho rastu a postupného poklesu karbonátového obsahu vo vertikálnom smere. Podľa M. Greculu (1988) sa vápencové útvary prejavujú ako 0,2 až 0,6 m hrubé mikritické vrstvy, nezriedka tenko horizontálne laminované a s veľkým obsahom dobre vytriedeného kremeňa. Striedajú sa s tmavosivými siltovými a často sludnatými karbonátovými bridlicami a slieňmi. Vrstvy hrubnú smerom nahor, pričom klesá terigénna prímes, ktorá je polymiktnej povahy. Vrstvy prechádzajú do masívnych karbonátov so sporadicky zachovanými zvyškami koralov, bryzoí, brachiopód a bivalvií. Na báze masívnej časti sekvencie sú šošovkovité 1 – 3 m hrubé telesá karbonátovej brekcie s ostrohrannými klastmi vápenca plávajúcimi v tmavosivom matrice zloženom zo zmesi biodetritickej droby a siliciklastického kalu. Smerom k vrchu faciálnej asociácie sa opäť stáva dominantným striedanie vápenca a kalovca. Hrúbka karbonátových vrstiev klesá a navrchu ich nahrádza hrubá poloha (20 – 30 m) tmavého kalovca s vložkami pieskovca.

Ohraničenie telies karbonátov modifikuje tektonika. V podložnej časti magnezitového ložiska Košice sa zistilo väčšie zastúpenie vápenca a dolomitického vápenca. Na rozdiel od ostatných ložísk v západnej časti

SGR je tu menší podiel diagenetického dolomitu a častejší výskyt čiernych bridlíc vo vnútri telesa. Vrchná hranica telies na styku s nadložími je tak ako pri väčšine magnezitových ložísk výraznejšia, čo je výsledok náhleho prerušenia sedimentácie.

Aj do nadložja prechádza karbonátový horizont pozvoľne striedaním tenkých polôh karbonátov a čiernych pelitov. V nadloží sú už častejšie vrstvy sivého drobového pieskovca, ale ojedinele aj poloha sivého polymiktného zlepenca (Kobulský et al., 1991a, 1991b). Hrúbka nadložného komplexu čiernych bridlíc je miestne veľmi rozdielna. V niektorých vrtoch v najvrchnejšej časti karbonátového horizontu sú už vložky zelenej bridlice a pieskovca a tvoria prechod do nadložného zlatopotockého súvrstvia.

95 čierne a sivé laminované bridlice a pieskovce s vložkami zelených bridlíc a ojedinele aj sivých a čiernych karbonátov

Na povrchu dominantne vystupujú v pruhoch od sz. okraja Košíc cez Črmelenské údolie až po vodnú nádrž Ružín, k. Hoľa a lemujú vrstvy litofácie č. 95 a 97.

Zvyčajne sa vyskytujú v nadloží karbonátového horizontu alebo, ak karbonátový horizont nie je zastúpený, vyvíjajú sa pozvoľne z čiernych a tmavosivých ílovito-pieskovcových vrstiev so zlepenčovými vložkami alebo priamo z polymiktného zlepenca kopaninského súvrstvia, a to pribúdaním vložiek zelenej bridlice.

Čierna a sivá laminovaná bridlica a pieskovec obsahujú organickú hmotu, ktorá je príčinou tmavého sfarbenia a je nepravidelne rozptýlená hlavne v pelitickej frakcii. V týchto horninách sú časté takmer monominerálne sericitické laminy a vrstvičky zvyčajne lamináciu hornín. Vo vrstvách čiernej a sivej bridlice, ktoré sú miestami až kontrastne laminované, sa vyskytujú laminy a tenké nepravidelné polohy zelenej bridlice s vyšším podielom chloritu. Zriedka sa vyskytujú aj šošovky bielych, sivých a čiernych karbonátov.

Zlatopotocké súvrstvie

Zlatopotocké súvrstvie (pomenované podľa doliny Zlatý potok na JV od Košickej Belej) je najvyššou litostratigrafickou jednotkou črmelskej skupiny zloženej z vrstiev polymiktného zlepenca, pieskovca a bridlice zelenej a zelenosivej farby. Vyvíja sa z podložného bankovského súvrstvia a to alebo prechodným horizontom z čiernej bridlice, alebo z karbonátového horizontu tiež pozvoľne striedaním karbonátov a zelenej bridlice (preto sa tenké polohy bielych, veľmi čistých karbonátov začleňujú do najspodnejšej časti zlatopotockého súvrstvia).

Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 200 až 500 m.

94 zelené polymiktné zlepenca s polohami zelenkavého pieskovca (zlepenca Panského vrchu)

93 zelené pieskovce, lokálne s klastmi amfibolov, s polohami zelených bridlíc, miestami vložky sivých a čiernych bridlíc, sludnatých drôb, ojedinele karbonáty (pieskovce Vrabčích skál)

Zlepenca Panského vrchu sa nachádzajú na JV od Margecian a tiahnu jv. smerom do oblasti na V od Košickej Belej. Laterálne prechádzajú do telies zeleného pieskovca Vrabčích skál. Litologicky sa zlatopotocké súvrstvie charakterizuje podľa výsledkov štúdia M. Greculu (1998) a dopĺňajú sa údajmi Pramuku (in Kobulský et al., 2001).

Zelené zlepenca a hrubozrnné zelené pieskovce sú v sz. časti územia. Veľmi nízky obsah kremeňa a prítomnosť mafických minerálov (hlavne amfibolov) viedli k interpretácii týchto hornín ako bázických vulkanitov a vulkanoklastík (Vozárová a Vozár, 1988). Podrobné terénne pozorovanie v nich odhalilo veľmi časté sedimentárne štruktúry. Na ich klastogénny pôvod z podložných staropaleozoických bazaltových a amfibolitových komplexov poukazuje aj novší petrologický výskum Radvanca (ústna informácia) a Pramuku (in Kobulský et al., 2001).

Zelené polymiktné zlepenca (možný ekvivalent bindtiansko-rudnianskych zlepenčov) sú menej časté ako amalgamované vrstvy hrubozrnného zle vytriedeného masívneho pieskovca. Obidve zrnitostné triedy sú ostro ohraničené zhora aj zdola, lokálne zvlnené alebo majú eróznú štruktúru. Často vyklinujú na krátku vzdialenosť. Masívne pieskovce majú niekedy vyvinuté miskovité textúry. Obliaky (priemerne veľké 0,5 – 2,5 cm) v zlepencových vrstvách sú ostrohranné až polozaoblené, pravdepodobne intraformačného pôvodu, aj keď možno nájsť aj fragmenty kremeňa, metamorfovaných a iných hornín. Fácia je normálne (produkt sedimentácie bazálnej časti vysokohustotného turbiditného prúdu) a zriedkavejšie menej inverzne gradovaná alebo obliaky plávajú v tmeli.

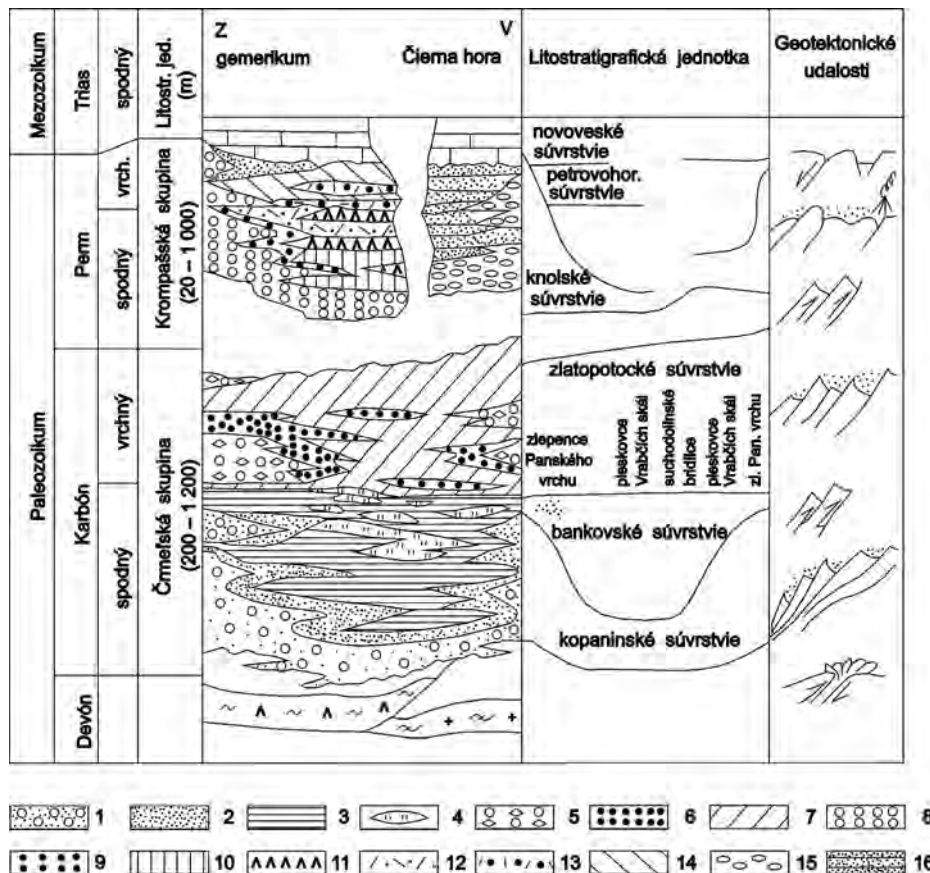
Zelené zlepencové komplexy obsahujú polohy laminovaného mafického pieskovca a bridlice (kalovca), ktoré prevládajú v centrálnej a jv. časti územia. Vrstvy sú navzájom paralelné s horizontálnou alebo skoro

horizontálnou lamináciou. Niekedy je prítomná aj nízkouhlová šikmá laminácia. Gradácia je slabo pozorovateľná. Na báze sú niekedy viditeľné stopy po zaťaženi, ale zvyčajne sú kontakty ploché a ostré. V menšom rozsahu sa vyskytuje vlnitolaminovaný pieskovec a kalovec. Zrná sú z rôznych typov kremeňa a litických fragmentov a ide skoro výlučne o plagioklas, sludu a ťažké minerály. Horniny sú zle alebo stredne zle vytriedené a častice poloostrohranné až polozaoblené.

Mikroskopicky býva v zelených pieskovcoch polykryštalický kremeň rovnomerne zastúpený monokryštalickým. Kremeň je zvyčajne vysoko undulózny, a ak je polykryštalický, veľké množstvo malých stlačených a suturových zrn poukazuje na jeho metamorfny pôvod. V zelenom pieskovci je maximálne množstvo čistého kremeňa s priamym zhášaním. Je pravdepodobne vulkanického pôvodu.

Živce sú často jediným alebo dominantným svetlým komponentom hornín. Kryštály sú vo väčšine prípadov zaoblené a jedinou indíciou ich vulkanického pôvodu sú zachované plynné uzavreniny. Na druhej strane niektoré rozlámané a zaoblené zrná a ich nárasty naznačujú, že detritus vznikol eróziou litifikovaných hornín skôr ako resedimentáciou nespevnených vulkanoklastík. Dominuje plagioklas a K živec chýba vo všetkých faciálnych asociáciách. Dôvod týchto črt je dvojaký: môže ísť o odraz zdroja v gemeriku, kde je K živec málo, alebo z veporika. Chýbanie tohto minerálu najväčšmi ovplyvnila postdepozíčná alterácia pôvodných zdrojových hornín a redepozíčné procesy (napr. Boles, 1982; Helmhold, 1985).

Medzi úlomkami vulkanických hornín prevažujú plagioklasové lišty a mikrolitické zrná reprezentujúce hlavne bazaltovú a intermediárnu lávu. Najhojnejšie sú v arkózovom pieskovci, ale ich nižší obsah v zelenom pieskovci možno vysvetliť väčšou fragmentáciou hrubozrnných vulkanických a hypoabysálnych hornín. Túto myšlienku podporuje najvyšší obsah mafických minerálov (hlavne hornblendu, aktinolitu a pyroxénu) v zelenom pieskovci. Detritická sluda sa od autigénnej odlišuje ťažko, ale všeobecne prevládajú muskovity nad biotitmi.



Obr. 14. Litostratigrafická kolónka karbónu a permu pri východnom okraji gemerika (Grecula, orig.). Črmeľská skupina (spodný ? – vrchný karbón): 1 – sivé a čierne sludnaté polymiktné zlepence a gravelity; 2 – pieskovce, vložky sludnatých bridlic (1, 2 – kopaninské súvrstvie); 3 – čierne a sivé laminované bridlice, sludnaté bridlice s vložkami sivých pieskovcov; 4 – karbonáty, magnezity (3, 4 – bankovské súvrstvie); 5 – zelené polymiktné zlepence s vložkami zelenkavých pieskovcov a bridlic (zlepence Panského vrchu); 6 – zelené pieskovce rozličnej zrnitosti, drobové, amfibolové a živcové pieskovce, sludnaté droby, vložky bielych a sivých karbonátov (pieskovce Vrabčích skál); 7 – zelené laminované bridlice, pieščité bridlice, tenké vložky zelených pieskovcov, ojedinele aj karbonátov (suchodolinské bridlice), (5 až 7 – zlatopotocké súvrstvie). Krompašská skupina (perm): 8 – zlepence; 9 – pieskovce s vložkami bridlic (8, 9 – knolské súvrstvie); 10 – pestré bridlice, 11 – vulkanické (ryolit, dacit, andezit) horniny, 12 – pestré pieskovce, bridlice, vložky zlepencov (10 až 12 – petrovohorské súvrstvie); 13 – pieskovce, bridlice, polymiktné zlepence (strážanské vrstvy); 14 – pestré bridlice, pieskovce, evapority (bielovodské vrstvy), (13, 14 – novoveské súvrstvie). Obalové jednotky veporika (perm – spodný trias): 15 – sivozelené a fialové pieskovce, droby, zlepence a bridlice pestrých farieb, 16 – sivobiele kremeence, arkózy, pieskovce, lokálne kremeňové pieskovce a zlepence a vložky pestrých bridlic.

Zelené pieskovce (*pieskovce Vrabčích skál* – pomenovanie použil M. Grecula 1988 na označenie fácie mafických pieskovcov; M. Grecula in Kobulský et., 2001) reprezentujú zelené a sivozelené drobnozrnné masívne a nevýrazne laminované horniny. Tvorí ich kremeň, chlorit, muskovit, často s hematitickým pigmentom. Vystupujúci kremeň dosahuje 30 – 50 %, tvorí izolované alotriomorfné zrná. Miestami sú pozorovateľné nepravidelné polohy kremeňa s nevýraznou undulozitou. Muskovit (20 – 75 %) a chlorit (5 – 10 %) sú vo veľkej prevahe. V takom prípade má hornina fylitickú štruktúru – výrazné sprehybanie šupiniek muskovitu, ktorý je dominantný. Akcesoricky sa v hornine nachádzajú zrnká pyritu a hematitu.

Zelený a tmavozelený pieskovec je produktom dezintegrácie bázických hornín zo staropaleozoického podložia (metabazaltov, amfibolitov). Sú v nich šošovkovité zhluky amfibolu s hnedozeleným γ -pleochroizmom (do 15 – 25 %). Značnú časť horniny tvoria šupinky chloritu (30 – 45 %) veľké do 0,4 mm. Chlorit spolu so zrnkami kremeňa a leukoxénu (do 10 %) obteká klasty amfibolu. V hornine sa vyskytujú rozptýlené zrnká leukoxénov a hematitu. Drobnozrnné sivozelené variety pieskovca mikroskopicky tvorí kremeň (30 – 45 %), muskovit (40 – 60 %) a chlorit (20 – 35 %). Horniny sú viac-menej z rovnomernej zmesi jednotlivých drobnozrnných minerálov, ale prevažujú sludnaté minerály. Kremeň tvorí izolované nevýrazne undulózne zrnká. Zriedka možno nájsť aj monominerálne nepravidelné výraznejšie undulózne vrstvičky kremeňa so zrnami veľkými 0,3 – 0,5 mm. Muskovit významne prevažuje a často sú pozorovateľné polohy s prednostnou orientáciou väčších šupiniek muskovitu (okolo 0,3 mm oproti 0,1 – 0,2 mm v hlavnej mase horniny) v dvoch na seba kolmých smeroch. Zriedka vidno fylitické zvrásnenie muskovitových polôh. Chlorit v hornine tvorí nepravidelné zhluky, a ak je prítomný v menšom množstve, vystupuje v podobe drobných izolovaných šupiniek.

Akcesoricky sa vyskytujú zrnká leukoxénu a hematitu a v niektorých polohách je malá prímies organického pigmentu spôsobujúceho tmavosivé a sivé sfarbenie horniny.

V najspodnejšej časti vrstiev sa lokálne nachádzajú tenké (cm – dm) polohy bielych kryštalických karbonátov (mramor) s tenkými prúžkami zelenej bridlice a pieskovca. Vyskytujú sa napr. v nadloží bankovského súvrstvia (vrty VKH-4, 5), na západnej strane Črmeľského údolia pri severnom okraji Košíc, v závere Črmeľského údolia a i.

92 zelené laminované bridlice, v spodnej časti striedanie zelených, sivých a čiernych bridlíc (suchodolinské bridlice)

Na povrchu sa vyskytujú v pruhoch od sz. konca Košíc cez obidve strany Črmeľského údolia až po Veľký Folkmar a zvyčajne tvoria aj erózne zvyšky v nadloží bankovského súvrstvia na priečných hrebeňoch. Typovou lokalitou je Suchá dolina pri severnom okraji Košíc.

Zelené laminované bridlice sú sivozelené a tmavosivozelené. Mikroskopicky majú granolepidoblastickú štruktúru, ktorú tvorí kremeň (10 – 30 %), chlorit (10 – 35 %) a sericit (40 – 80 %). Podiel jednotlivých minerálov v hornine v polohách a laminách značne kolíše. Kremeň tvorí alotriomorfné alebo undulózne zrná rozptýlené v hornine, alebo nepravidelné monominerálne kremenné polohy. Chlorit je rozptýlený alebo tvorí zhluky šupiniek rozptýlené v sericitickej hmote. Časť šupiniek býva rozložená. Striedajú sa laminy chloritu a sericitu v jednej šupinke.

V bridliciach sú miestami tenké (cm, dm) polohy *kremenca* paralelné s plochami laminácie horniny. V zelených bridliciach sa nachádzajú aj polohy a laminy *sivej* a *čiernej bridlice*, a to zvyčajne pri prechode do súvrstvia čiernych bridlíc. Pre tieto laminy a polohy čiernych aj tmavosivých bridlíc je charakteristický malý obsah organického pigmentu.

OCHTINSKÁ SKUPINA

Spodný karbón

Súbor spodnokarbónskych sedimentov vystupujúcich pri západnom obmedzení gemerika sa pôvodne definoval ako súčasť karbónskych formácií dobšinskej skupiny (Bajaník et al., 1981), ale litologicky obdobné sekvencie pri východnom obmedzení gemerika ako samostatná litostratigrafická jednotka vyššieho radu – črmeľská skupina (in Bajaník et al., 1983, 1984; redefinovaná z pôvodného názvu „črmeľská séria“, ktorý prvý použil Máška in Fusán, 1959). Po biostratigrafickom datovaní veku obidvoch komplexov (spodný karbón na základe sporomorfov), a hlavne po preukázaní výraznej podobnosti v ich litologických sledoch, sa tieto litostratigrafické jednotky redefinovali (Vozárová, 1996). Definovala sa ochtinská skupina s tromi súvrstviami – hrádokým (na západných výskytoch) a črmeľským (na východných výskytoch v jej spodnej časti) a lubeníckym (vo vrchnej časti).

Podľa Vozárovej (in Hraško et al., 2005) je evidentné, že sa spodnokarbónske sedimenty zachovali iba vo forme silne tektonicky redukovaných zvyškov v stykovej zóne medzi jednotkami severného gemerika a južného veporika, a to v tzv. západogemerikej ostrohe, ako aj pri východnom obmedzení gemerika v úseku približne medzi Košicami a Margecanmi. Relikty metasedimentov ochtinskej skupiny sa identifikovali aj v doline Furmanec, a to v tektonickom podloží mezozoika silického príkrovu (Plašienka a Soták, 2001). Kontakt ochtinskej skupiny s nadloží je v západnej časti výskytov tektonický – pozdĺž hrádockej línie sú na spodnokarbónsku sekvenciu dosunuté staropaleozoické komplexy južného gemerika a ich obal. V oblasti medzi Ochtinou a Lubeníkom (mimo mapy) sa v jej tektonickom nadloží navyše nachádzajú trosky bôččanského príkrovu zastúpené vysokotlakovo rekryštalizovanými sekvenciami. Priame stratigrafické nadložie spodnokarbónskej sekvencie je v tejto zóne reprezentované iba rudimentárnymi zvyškami drobnozrnného zlepenca a pieskovca, ktoré sa litologicky korelujú s vrchnokarbónskym hámorským súvrstvom (Abonyi, 1971, 1971a; Vozárová, 1996).

Hrádocké súvrstvie

Zachovalo sa pri západnom obmedzení gemerika, v najväčšom rozsahu v oblasti Ochtiná – Jelšava. Jeho vek bol doložený na základe sporomorf ako vrchný turnén – visén. Charakteristické formy sú: *Tumulispora varituberculata* (Zieher), POT. NAUM., *Tetraporina glabra*, *Vallatisporites verrucosus* HAQUE, *Lophosphaeridium finitimus* TSCH., *Dictyotrites submarginatus* (Planderová, 1982; Bajanič a Planderová, 1985).

Podľa Vozárovej (in Hraško et al., 2005) najstaršiu známu časť tohto súvrstvia tvoria metazlepence vytvárajúce vrstvy hrubé do 1 m alebo striedajúce sa viacnásobne nad sebou alebo ak sa striedajú s medzivrstvami metapieskovcov a tmavých fylitov. Metazlepence majú spravidla eróznym kontakt s podložnými vrstvami (typové výskyty v oblasti k. Magura).

Najhrubšiu časť hrádockého súvrstvia tvorí pomerne monotónny komplex turbiditov, ktoré sú z tmavých fylitov s interkaláciami drobnozrnného a strednozrnného metapieskovca. V súbore sa lokálne objavujú zelené bridlice (bazaltové metatufy a metatufity), ako aj malé telesá metabazaltov. Väčšie telesá metabazaltov a metadoleritov vystupujú vo vrchnej časti formácie, na mnohých lokalitách priamo v podloží lubeníckeho súvrstvia. Tieto drobnoporfyrické metabazalty a metadolerity svojím minerálnym zložením patria do skupiny amfibolického gabra. Jediným magmatickým minerálom, ktorý sa v nich zachoval, je hnedý Ca amfibol (Fe hornblend). Ten po okraji kryštálov a veľmi často aj pozdĺž štiepných puklín je zatláčaný asociáciou chlorit + zelený aktinolit ± epidot alebo je úplne aktinolitizovaný. Doteraz jediné rádiometrické datovanie z týchto hornín urobil Kantor (1980), a to K/Ar metódou z amfibolov, ktorá doložila vek 347 ± 22 mil. rokov. Predpokladáme, že táto hodnota datuje vek magmatickej aktivity, pretože zachovanie magmatických amfibolov je dobré a naložená asociácia novotvorených minerálov zodpovedá teplote nižšej, ako je teplota uzatvárania celého systému. Zistený spodnokarbónsky vek korešponduje s biostratigrafickými vekmi ochtinskej skupiny, čo tiež podporuje názor, že najpravdepodobnejšie určujú vek magmatizmu.

Stupeň metamorfnej premeny hrádockého súvrstvia zodpovedá teplotným podmienkam fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu (odhad na základe b_0 hodnôt muskovitov – $T = 350 - 370$ °C, $P \approx 2$ kbar pri geotermálnom gradiente 40 °C/km; Sassi a Vozárová, 1987; tiež hodnôt KI v rozsahu 0,17 – 0,23 2θ , pri IR = 1; Vozárová a Šucha, nepublikované údaje). Tieto dáta zodpovedajú spoločenstvu minerálov Act + Chl + Alb + Ep, ktoré sa zistilo v asociovaných metabazaltoch a v ich metavulkanoklastikách, ako aj v spoločenstve minerálov Tr + Tlc + Srp ± Mgs v metaultrabázikách.

91 **sivé, bielosivé a zelenkavé droby a gravelity až zlepenca, vložky čiernych a zelených bridlíc a pieskovcov**

Obliaky v sivých, bielosivých a zelenosivých až zelenkavých *drobách*, *gravelitoch* až *zlepencoch* v týchto horninách tvorí kremeň, kvarcit, pieskovec a bridlica rozličnej farby. Tmel je piesčitý. V komplexe hrubozrnných hornín vystupujú polohy zeleného a sivozeleného *pieskovca*, kvarcitov až *bridlíc*. Prechody medzi zrnitostne rozdielnymi polohami bývajú pozvoľné.

90 **sivé až čierne hrubozrnné pieskovce až gravelity, zriedkavo vložky sivých zlepenecov a čiernych bridlíc**

Najrozšírenejšie sú v oblasti Ochtinej (kóta Lašanka), na V od kóty Dúbrava (700 m n. m.) a v celom styku s najvyšším členom rimavického súvrstvia od Ochtinej po Rejdovú. Svetlosivé až tmavosivé, zriedka takmer čierne hrubozrnné masívne sludnaté *pieskovce* až *gravelity* s vložkami *zlepenecov* a *bridlíc* sú najrozšírenejšie v západnom okolí Ochtinej.

Mikroskopicky majú horniny granolepidoblastickú štruktúru. Tvorí ju kremeň (40 – 60 %), plagioklas (10 – 20 %), K živce (5 – 15 %) a muskovit (20 – 35 %). Akcesoricky sa vyskytujú zrnká rudných minerálov a šupinky biotitu. V hornine sú pozorovateľné výrazné šošovkovité zrná K živca (ortoklas, zriedkavejšie mikroklín) a plagioklasu (zrná sú veľké do 1 – 2 mm). Uzatvárajú ich ojedinelé drobnejšie šupinky muskovitu a vzácnejšie biotitu veľké do 0,1 – 0,2 mm. Plagioklas miestami vytvára s kremeňom zhluky drobnejších zrn. Kremeň vedno s muskovitom „obteká“ klasty živcov (kremeň je veľký do 0,3 mm), je alotriomorfný a undulózný. Šupinky muskovitu veľké do 0,5 – 0,6 mm tvoria nepravidelné sprehybané polohy a v niektorých častiach horniny sa vyskytujú takmer monominerálne polohy (s malým podielom kremeňa) hrubé do niekoľkých mm. V polohách muskovitu sa nachádzajú rozptýlené zrnká leukoxénu.

89 čierne a sivé laminované bridlice, sivé pieskovce, vložky sivých karbonátov a zelených bridlíc, ojedinele lydit

Tento súbor hornín vystupuje pozdĺž násunovej plochy ochtinskej skupiny na rimavské súvrstvie ako najspodnejší tektonicky amputovaný člen ochtinskej skupiny. Najrozšírenejší je medzi kótou Dúbrava (700 m n. m.) a Roštárom.

Sivé, tmavosivé až čierne piesčité *bridlice* sú jemnozrnné a s vložkami sivého a tmavosivého strednozrnného až hrubozrnného *pieskovca*. V pieskovcových polohách vystupujú kremenné polohy prechádzajúce až do tmavosivých až čiernych *lyditov* s organickým a rudným pigmentom. V pieskovcových telesách je výrazná koncentrácia sludy na plochách vrstvitosti. V horninách sa ojedinele vyskytujú polohy a vložky tmavosivého až čierneho vápenca.

88 čierne laminované kryštalické bridlice, kvarcity, lydity, vložky sludnatých pieskovcov a bunkovitých karbonátov

Prevládajú na Z od Ochtinej a na S od Roštára. Drobnozrnné celistvé, masívne laminované horniny tvorí hlavne kremeň (70 – 98 %), v menšom podiele plagioklas (albit, 0 – 5 %), chlorit (0 – 10 %) a muskovit (0 – 5 %).

Podľa petrografickej charakteristiky Vozárovej (in Hraško et al., 2005) muskovit a chlorit tvoria nepravidelné polohy obtekajúce oválne zrná kremeňa a plagioklasu veľké 0,2 – 0,4 mm. V sludnatých polohách je zastúpený limonitový a v menšej miere organický pigment. Akcesoricky vystupujú karbonáty (kalcit) a rudné minerály (pyrit). Zriedka, hlavne na styku s bunkovitými *karbonátmi*, sa v bridliciach pozorovali alotriomorfné kalcitové zrná miestami uzatvárajúce zrnká kremeňa.

Lydity sú masívne drobnozrnné a s obsahom kremeňa takmer 100 %. Zrnká alotriomorfného kremeňa iba zriedka dosahujú 0,1 mm. Prítomné sú aj nepravidelné polohy s organickým pigmentom a v nich sa vyskytujú zrnká hypidiomorfného pyritu. V lyditoch možno pozorovať tenké nepravidelné žilky remobilizovaného kremeňa. Jednotlivé zrná v nich sú rovnako veľké ako v hornine, resp. sú maximálne 23x väčšie.

87 vložky svetlých živcových pieskovcov a kvarcitov

Detailné premapovanie širšieho priebehu stykovej zóny gemerika s veporikom, ktoré sa uskutočnilo v ostatných rokoch (Németh in Hraško et al., 2005), zistilo vložky arkózovitých hornín aj v horných častiach litostratigrafickej kolónky ochtinskej skupiny.

Špecifickým prípadom asociácie *živcových* (arkózovitých) *psamitických sedimentov* s ochtinskou skupinou je ich vystupovanie v najvyšších častiach spodnokarbónskej sukcesie v horizonte pod dosunutým spodným paleozoikom gemerika. Tieto relatívne kompetentnejšie horniny tvoria bázu násunu a v rovnakej pozícii pod alochtónnym telesom pravdepodobne vystupujú zásluhou tektonickej redukcie plastických fylitických horizontov ochtinskej skupiny pri násune (l. c.).

86 bážické a intermediárne vulkanoklastiká a pyroklastiká

Bážické a intermediárne vulkanoklastiká a pyroklastiká vystupujú ako vložky v prostredí sivého pieskovca a čiernej bridlice hrádockého súvrstvia ochtinskej skupiny. V regióne sa zistil iba ich menší výskyt v oblasti 1 – 1,5 km na SZ až SSZ od Slavošky. Na S od Markušky vystupuje v tektonickom segmente priamo v nadloží násunovej plochy ochtinskej skupiny na horniny obalu veporika.

Z petrografického hľadiska táto poloha bážických pyroklastík reprezentuje chloritovo-albitovo-aktinolitickú bridlicu. V minerálnej asociácii albit + chlorit + aktinolit ± epidot ± rutil sú po celej štruktúre horniny šmuhovite rozptýlené sulfidy a v miestach relatívne vyššej koncentrácie sulfidov sa vyskytujú aj relatívne hrubšie,

sýtejšie dozelená sfarbené kryštály aktinolitu. Podstatná časť štruktúry horniny sa skladá z jemnozrnného usmerného agregátu, ktorí tvoria aktinolit + chlorit + epidot + albit. Paralelné s foliáciou bývajú relatívne hrubozrnné prúžky, a to lokálne s prítomnosťou aktinolitického amfibolu a sulfidov.

Lubenické súvrstvie

V lubeníckom súvrství dominujú karbonátové horniny – vápenec a jeho metasomovaný ekvivalent – magnezit. Karbonáty vystupujú v prostredí čiernych bridlíc. Pôvodný organodetrilitický vápenec bol pri metamorfných premenách postupne zatláčaný dolomitom a neskôr sa miestami epigenetický premenil na magnezit (Radvanec a Prochaska, 2001; Koděra a Radvanec, 2002; Németh et al., 2004).

Bouček a Příbyl (1960) z lokality Ochtiná tento horizont zaradili do namúru B – C. Ide predovšetkým o faunu trilobitov *Phillipsia margaritifera* ROEMER, 1980, a *Paladin eichwaldi* (Fischer, 1825). Ešte predtým boli opísané nálezy bivalvií, brachiopód a tiež koralov druhu *Lithostrotion carpaticum* HER. (Bouček a Ulrich, 1931; Heritsch, 1934). Neskôr sa po náleze konodontov, ostrakód a skleritov holotúrií vek lubeníckeho súvrstvia prehodnotil a stanovil oveľa presnejšie a zaradilo sa do spodného karbónu, a to do vrchného visénu – serpuchova (Kozur et al., 1976). Konodonty sa našli v profile opusteného magnezitového lomu pri Ochtinej, kde sa striedajú čierne bridlice a hrubé lavice vápenca a dolomitického vápenca. V spodnej časti tohto profilu sa našiel *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF), ktorý reprezentuje najvrchnejší visén, a vo vrchnej „*Gnathodus*“ *bilineatus bollandensis* (HIGGINS & BOCHAUER) veku namúr A, čo v medzinárodnej stratigrafickej schéme zodpovedá serpuchovu. Ďalšie stratigrafické údaje potvrdzujúce spodnokarbónsky vek lubeníckeho súvrstvia sa získali na základe spoločenstiev rias: lokalita Furmanec (Plašienka a Soták, 2001 – vrchný visén, zóna 15 – 16), lokalita Ochtiná (Mamet a Mišík, 2003), a bryzoí, lokalita Jedlovec (Zágoršek a Macko, 1994). Spoločenstvo rias, ktoré opísal Mamet a Mišík (l. c.), indikuje rozpätie visén – zóna 16 až spodný serpuchova – zóna 17. Plytkovodné podmienky, miestami až s občasným vynáraním na súš, dokumentujú nálezy vadózneho dolomitu na lokalite Ochtiná, ktoré ako prvý opísal Mišík (1988). Relatívne hlbšie (neritické) prostredie lokálne potvrdzujú zistené sklzové textúry – karbonátový a intrabioklastový detrit v rámci tmavých bridlíc.

85 čierne a sivé rekryštalizované vápence v čiernych bridliciach

Čierne bridlice s rekryštalizovanými vápencami vystupujú spravidla vo vrchných častiach stratigrafického sledu ochtinskej skupiny v zóne od Rejdovej po Hankovú a ďalej od Markušky a Ochtinej na ZJZ. Typovou lokalitou v rámci predkladaného mapového diela je výskyt na J od bývalého poľnohospodárskeho družstva v Markuške a v oblasti opusteného lomu v Ochtinej.

Bridlice sú siltovcové a pelitické a majú dobre vyvinutý systém foliácie. V tektonicky exponovaných zónach sú náznaky tvorby lineárnych štruktúr a v prípade výraznejšej primárnej laminácie – striedania tenkých piesčitejších vložiek s pelitickými – aj krenulačnej kliváže. Pôvodnú lamináciu indikujú rozdiely v pomernom zastúpení kremeňa a ojedinelých dvojčatne lamelovaných plagioklasov voči fylosilikátom.

Čierne, tmavosivé a sivé *kryštalický vápenec* tvorí doskovité polohy premenlivej hrúbky v tmavosivej až čiernej bridlici. Vo vápenci sú časté drobné nepravidelné žilky kalcitu.

84 magnezity

Telesá magnezitu majú stabilnú pozíciu v hornej časti litostratigrafickej kolónky ochtinskej skupiny a vystupujú tam v prostredí jemnozrnných bridličnatých sedimentov s organickou substanciou (čiernych bridlíc).

Magnezit a magnezitizované karbonáty predstavujú v plastických okolitých horninách rigidné telesá a ich kontakt s okolím je takmer vždy tektonizovaný. Z radu v minulosti ťažených ekonomických výskytov magnezitu sú v regióne len dve menšie šošovky v oblasti Ochtinej a novozistený výskyt pri Vyšnej Slanej.

Výskum v ostatných rokoch dokumentoval vznik kryštalického magnezitu genetického typu Veitch postupným nahrádzaním Ca za Mg v pôvodných spodnokarbónskych organodetrilitických vápencových polohách počas metamorfného procesu M1 v perme a na hranici permu a triasu (370 – 420 °C; Radvanec a Prochaska, 2001; Koděra a Radvanec, 2002; Németh et al., 2004). Mg pri tomto nahrádzaní poskytovali permoskýtske solanky v bazénoch – produkty varisej postkolíznej (post-VD) evolúcie. Regionálna extenzia a vysoký fluidný tok uľahčili aktiváciu hydrotermálneho systému.

Hlavným minerálnym komponentom magnezitových telies je svetlosivý hrubozrnný (*sparry*) magnezit. Strednozrnné a jemnozrnné variety bývajú sivé, žltozelené až hnedasté. Z minerálov sa v magnezite zistil kremeň, grafit, chlorit, dolomit, kalcit, talk, apatit a pyrit (Radvanec a Prochaska, 2001). Prostredie čiernych bridlíc obklopujúce magnezitové telesá má minerálnu asociáciu kremeň, grafit, Fe chloritoid, chlorit,

muskovit – illit, kaolinit, rutil, monazit, zirkón, xenotím, pyrit a sfalerit (l. c.). Textúra magnezitu je masívna, všesmerne zrnitá a na okrajoch telies prúžkovaná. V oxidačných zónach sa magnezit mení na okre.

Magnezit má nasledujúce chemické zloženie: MgO (od 40,2 do 42,6 %), Fe₂O₃ (3 – 4 %), CaO (1,5 – 4,8 %), SiO₂ (0,7 – 2,5 %), MnO (0,1 – 0,4 %); Abonyiová a Grecula in Grecula et al. (1995).

DOBŠINSKÁ SKUPINA

Vrchný karbón

Superpozícia litostratigrafických jednotiek je spracovaná v zmysle predchádzajúcej kapitoly a z toho vychodí, že najmladším súvrstvím dobšinskej skupiny je zlatnícke súvrstvie. Hámorské a rudnianske súvrstvie sú laterálne ekvivalentné, čiže predstavujú rozdielne paleogeografické prostredie a na začiatku vývoja karbónskych sedimentov pravdepodobne aj samostatné depozičné centrá s rozdielnou provenienciou zdrojového materiálu (podrobnejšie v kapitole Geotektonický vývoj).

Hámorské súvrstvie

83 sivé sludnaté pieskovce až gravelity, miestami vápnité, zriedka vložky sivého zlepenca a čiernej bridlice

Vystupujú v izolovanom výskyte v smere V – Z na J od Poráča a na V od Rudnian. Sú to masívne strednozrnné strednolaminované *pieskovce až gravelity* sivej až sivozelenej farby, zriedka s vložkami sivého *zlepenca* a čiernej *bridlice*. Pieskovce sú často rozpukané a na puklinách a plochách laminácie limonitizované. Mikroskopicky má pieskovec lepidogranoblastickú štruktúru a tvorí ho kremeň (70 – 95 %), illit (25 – 5 %), sericit a drobnošupinkatý muskovit (5 – 15 %). Zriedka sú v ňom drobné idiomorfne zrnká pyritu.

Zriedkavé vápencové vložky vystupujúce v polohách sludnatého pieskovca sú kalové, sivé, preniknuté sieťou žiliek Fe karbonátu (ankerit, Fe dolomit). Na žilkách karbonátov je limonitový povlak.

82 hrubolaminované nevýrazne kontrastné čierne sivé bridlice a čierne piesčité bridlice s vložkami sivých drôb

Vystupujú v úzkych pruhoch na J od kóty Muráň, pokračujú na S od Mlynkov, na J od Kruhovej (severne od Dobšinej), na Z od Dobšinského sedla a v izolovaných výskytoch na Z od Tretieho hámra a na S od Krížnej jedle. Polohy tmavosivej až čierne sivej hrubolaminovanej *bridlice* sú piesčitej povahy. Majú granolepido-blastickú štruktúru a možno v nich pozorovať oválne klastické zrnká alotriomorfného, nevýrazne undulózneho kremeňa veľkého do 2,5 mm. Tieto zrnká obteká drobnozrnná kremenno-sericitová hmota. V polohách s vyšším obsahom sericitu je organický pigment a rozptýlené alotriomorfné zrnká hematitu a limonitu.

81 sivé zlepenca s vložkami čiernych a sivých sludnatých bridlíc, pieskovcov a drôb

Výskyty sa začínajú na J od Poráča a smerom na Z pokračujú do oblasti Rudnian, Závadky, Bindtu, Ráztok a na S od Mlynkov. Horniny sú rovnakého charakteru ako horninový typ č. 78. V *zlepencových* polohách sú početné vrstvičky a laminy čiernych sludnatých pelitov a psamitov. Čierne *bridlice* tvorí sericit + kremeň + organická hmota a akcesoricky zrnká pyritu. *Bridlice* sú detailne „fyliticky“ sprehýbané. *Psamity* sú podobného zloženia ako v litotype č. 78.

80 čierne a sivé pieskovce striedajúce sa s čiernymi bridlicami, lokálne vložky sivého zlepenca

Pieskovec a zlepenec sú podobné ako v litotype č. 78. Najrozšírenejšie sú v oblasti Dobšinej (Kruhová), Malej a Veľkej vičej doliny, na S od Vyšného hámra v Dobšinskom potoku, v oblasti Striebornej, Fáflovej a v izolovaných kryhách na JV od Fabiánky.

Čierna *bridlica* tvorí polohy a laminy skladby sericit + kremeň + organická hmota. Akcesoricky sa vyskytujú zrnká pyritu. *Bridlice* sú detailne „fyliticky“ sprehýbané. Vo výrazne vrstvomitých a laminovaných *bridliciach* sa striedajú polohy pestrého minerálneho zloženia. Sú to polohy

– s prevládajúcim kremeňom a sericitom; podiel zložiek značne kolíše; obsah kremeňa je od 30 do 80 %, sericitu 70 – 25 %; zriedka je v nich albit (do 5 %) a organická hmota

- sericitu (nad 90 %) s malým podielom kremeňa, leukoxénu, väčších šupiniek muskovitu a organickej substancie
 - sericitu (nad 95 %) s výrazným podielom organickej hmoty, s pyritom a hematitovým pigmentom
- Polohy v hornine sú orientované paralelne a polohy s väčším obsahom organickej hmoty veľmi nepravidelne poprehýbané.

79 sivé až čierne jemnozrnné až kalové vápence

Vystupujú v oblastiach identických s litofáciou č. 80, ale najmä v oblasti na S od Dobšinej. Drobnozrnný tmavý masívny vápenec tvorí hrubšie polohy v súvrství sedimentárnych hornín (tmavých a zelených bridlíc) preniknuté sieťou tenkých bielych kalcitových žiliek.

78 sivé kremenno-sľudnaté zlepenec s arkózovitým tmelom, s vložkami arkóz a sivých až čiernych drôb a drobových zlepenecov

Vyskytujú sa v oblasti na S od Krížnej jedle a Striebornej. Nevýrazne usmernený drobnobliakový až veľkobliakový zlepenec je sivý a sivožltkastý. Mikroskopicky majú horniny blastopsamitickú až blastosefilitickú štruktúru. Obliačky sú zaoblené až polozaooblené, anizometrické, zriedka izometrické, oválne a často pretiahnuté do výrazných šošoviek. Tmel je piesčitý a drobnozrnný. Obliačky vystupujúce v hornine sú niekoľkých typov. Sú to:

Kremenné obliačky. Sú oválne, anizometrické, často šošovkovité. Skladajú sa z väčšieho počtu kremenných zŕn veľkých 0,01 – 0,2 mm. Kremeň je alotriomorfný a značne undulózny. Vo väčších kremenných zrnách je pozorovateľné „obláčkovité“, nepravidelné zhášanie kremeňa. Na kremenných zrnách možno miestami pozorovať tlakové deformácie – prehnutie kremenných zŕn.

Obliačky kremenno-sericitického metapelitu. Sú nápadného šošovkovitého tvaru s lepidogranoblastickou štruktúrou a výrazne usmernené. Drobnozrnná kremenná hmota je popretkávaná šupinkami sericitu. Iba zriedka sú v nich pozorovateľné súvislejšie sericitické polohy.

Obliačky sericitického metapelitu (fylitu). Výrazne anizometrické obliačky takmer výlučne tvorí sericit, v ktorom miestami vidieť tenké nepravidelné polohy drobnozrnného kremeňa. Štruktúra horniny je usmernená, lepidogranoblastická. V obliačkoch možno miestami pozorovať výrazné sprehybanie jednotlivých vrstvičiek. Orientácia vrstvičiek je v niektorých obliačkoch paralelná s usmernením matrixu zlepenecov a v iných kolmá na orientáciu sericitov v matrixe.

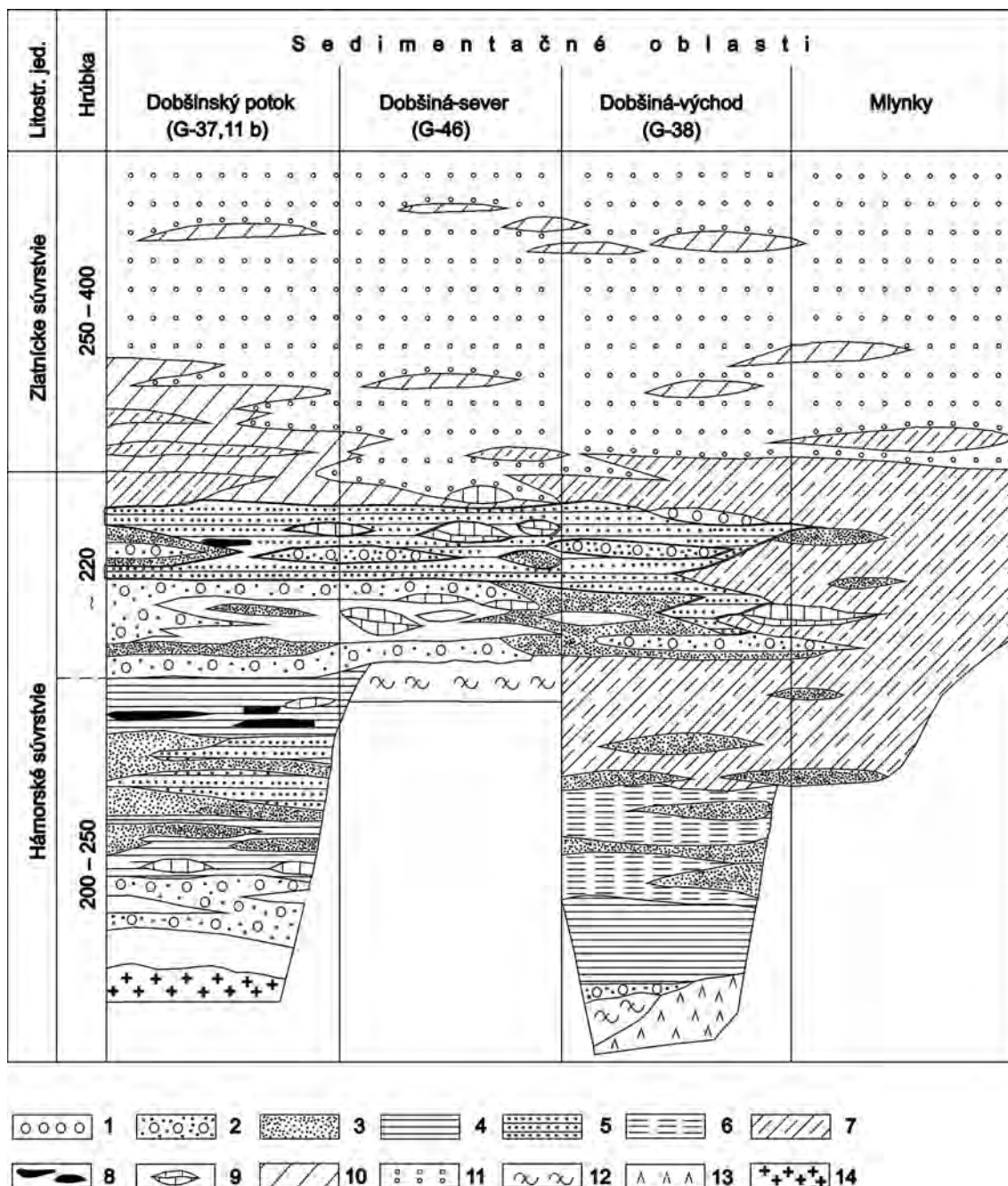
Základná hmota zlepenecových polôh je drobnozrnná a usmernená. Tvoria ju drobné zrná kremeňa a sericitu (drobnošupinkatého muskovitu). Kremenné zrná sú alotriomorfné a nevýrazne undulózne. Podiel kremeňa a sericitu kolíše. V niektorých častiach horniny možno pozorovať až monominerálne zhluky a polohy sericitu. V zhlukoch mikroskopicky vidieť „fylitické“ zvrásnenie sericitických polôh. Akcesoricky vystupuje aj hematit.

Vložky *pieskovca* a *arkózy* v zlepenecových polohách sú svetlejšie a drobnozrnnéjšie. Tvoria tenké lavicovité polohy. Mikroskopicky majú lepidogranoblastickú štruktúru. Tvoria ju drobné obliačky kremeňa obtekané kremenno-sericitovou a sericitovou drobnozrnnou výrazne usmernenou základnou hmotou. Obliačky kremeňa sú slabo undulózne a tvorí ich jedno alebo malý počet kremenných zŕn.

Sivá až čierna *droba* a *drobový zlepenec* sú masívne lavicovité strednozrnné až hrubozrnné horniny usmernené a miestami drobnolaminované. Sú kremenné a majú lepidogranoblastickú štruktúru. Tvorí ich kremeň a muskovit (sericit). Kremeň vytvára alotriomorfné oválne zrnká usporiadané do nepravidelných a paralelne usporiadaných polôh a nepravidelných zhlukov. Veľkosť zŕniček kremeňa je do 0,3 – 0,5 mm. Kremenné polohy sú obtekané paralelne orientovanými šupinkami sericitu. Akcesoricky možno nájsť tenké nepravidelné polohy obohatené o leukoxén a zrnká pyritu. Zriedka sa vyskytujú drobné aj väčšie šupinky biotitu (do 0,4 mm) s hnedým γ -pleochroizmom. Šupinky biotitu sú izolované a orientované paralelne s usmernením horniny.

77 striedanie čiernych a zelených bridlíc s ojedinelými vložkami zeleného pieskovca

Izolované výskyty sú v oblasti na S od Vincovky, na J od Vyšného hámra v Dobšinskom potoku a Prostredného hámra (na S od Mlynkov). V komplexe je pozorovateľné striedanie polôh zelenej *bridlice* (*mlynské bridlice*) s polohami sivých, tmavosivých až takmer čiernych metapelitov. Ojedinele sa vyskytujú hrubozrnnéjšie piesčité polohy s väčším podielom drobných zŕn kremeňa. V *pieskovci* sú kremenné klasty obtekané matrixom.



Obr. 15. Litostratigrafické profily karbónu v dobšinskej oblasti (Grecula, orig.). 1 – sivé sludnaté zlepenec, vložky pieskovcov; 2 – sivé a čierne polymiktné zlepenec a pieskovce; 3 – sludnaté sivé pieskovce, vložky piesčitých bridlic; 4 – čierne bridlice; 5 – čierne a sivé piesčité a sludnaté bridlice; 6 – sivé sericitické laminované bridlice; 7 – čierne nevýrazne kontrastne laminované bridlice (mlynské bridlice); 8 – tenké slojky antracitu; 9 – karbonát; 10 – zelené bridlice, bridličnaté pieskovce; 11 – zelené pieskovce rozličnej zrnitosti, miestami hrubozrnné s klastmi amfibolov, živcov a s vložkami zelených bridlic. Podložie karbónskych sedimentov: 12 – amfibolity a ruly, 13 – bazaltové horniny rakoveckej skupiny, 14 – veporické kryštalinikum.

Rudnianske súvrstvie

76 zelené a sivé laminované bridlice s vložkami svetlozelených metapieskovcov, sporadicky sludnaté metadroby

Predtým bol tento komplex súčasťou rakoveckej skupiny a teraz je zaradený do karbónu. Najrozšírenejší je v oblasti na S od Halenu, na J od Striebornej a na Z od Dobšinej. *Bridlica* je výrazne usmernená laminovaná hornina s hrúbkou lamín od niekoľko mm až do vrstvičiek hrubých niekoľko cm. Je zelená, sivozelená, sivá a pri horninách s väčším podielom hematitového pigmentu miestami fialová.

Mikroskopicky horniny majú granolepidoblastickú až lepidoblastickú štruktúru a tvorí ich kremeň (15 – 45 %), sericit (40 – 70 %) a chlorit (10 – 25 %). Kremeň tvorí drobné alotriomorfné slabo undulózne zrná veľké 0,05 – 0,15 mm. Vystupujúci chlorit má nevýrazný zelený γ -pleochroizmus.

Podiel minerálov v hornine je nepravidelný a v laminách veľmi premenlivý. Laminy majú rozličný farebný odtieň, ktorý odráža ich minerálne zloženie. Vo svetlých sivých polohách výrazne prevláda kremeň s veľmi premenlivou zrnitosťou. Podiel chloritu a sericitu je malý (dosahuje najviac 10 %), ale v svetlozelených typoch dosahuje 20 – 30 %. Zrnká kremeňa sú popretkávané jemnou sieťou sericitu a chloritu. Tmavšie laminy majú podiel kremeňa do 10 – 15 %. Kremeň je jemnozrnný, vystupuje v podobe izolovaných alotriomorfných zrníčok a iba zriedka tvorí zhluky. Výrazné sludnaté a chloritické polohy sú „fyliticky“ sprehybané.

Metapieskovcové vložky sú hrubozrnejšie. Je v nich väčší podiel zrn kremeňa a plagioklasu vystupujúcich izolovane resp. tvoriacich zhluky zrn. Kremeň je alotriomorfný a výrazne undulózny. Plagioklasy sú značne sericitizované a saussuritizované. Matrix pieskovca je podobný minerálnemu zloženiu zelených bridlíc, ale je v ňom väčší podiel karbonátov – kalcitu a ankeritu. Lokálne majú metapieskovce drobový charakter.

Vložky *sivých a čiernych bridlíc* obsahujú kremeň (15 – 30 %), sericit (80 – 90 %) a chlorit (0 – 10 %). Tmavú farbu spôsobuje organický pigment, ktorý je rozptýlený viac-menej pravidelne. V častiach s väčším podielom kremeňa zastúpenie organického pigmentu klesá, ale rastie podiel hematitu a často aj karbonátu (zriedka do obsahu až 30 – 40 % ankeritu a sideritu?).

75 rudnianske zlepence: veľkoobliakové polymiktné metazlepence, lokálne vložky zelených piesčitých bridlíc

Zlepenkové polohy vystupujú v nadloží metamorfítov amfibolitovej fácie rakoveckého príkrovu (v pruhu na J od Poráča a Rudnian – Zlatník) resp. v priamom nadloží rakoveckej skupiny (v oblasti Závadky, Mlynkov, Svinského hrbu a Dobšinej). Netvorí súvislú polohu, ale lokálne navierajú a vyklinujú až do úplného nahradenia pieskovcami. Pieskovec je sivý a zelenkavý, strednozrnný, vrstvomitý a tvorí ho kremeň, plagioklas, muskovit a karbonát. Akcesoricky vystupuje grafit a hematit. Sú zhodného minerálneho zloženia ako matrix zlepenčov.

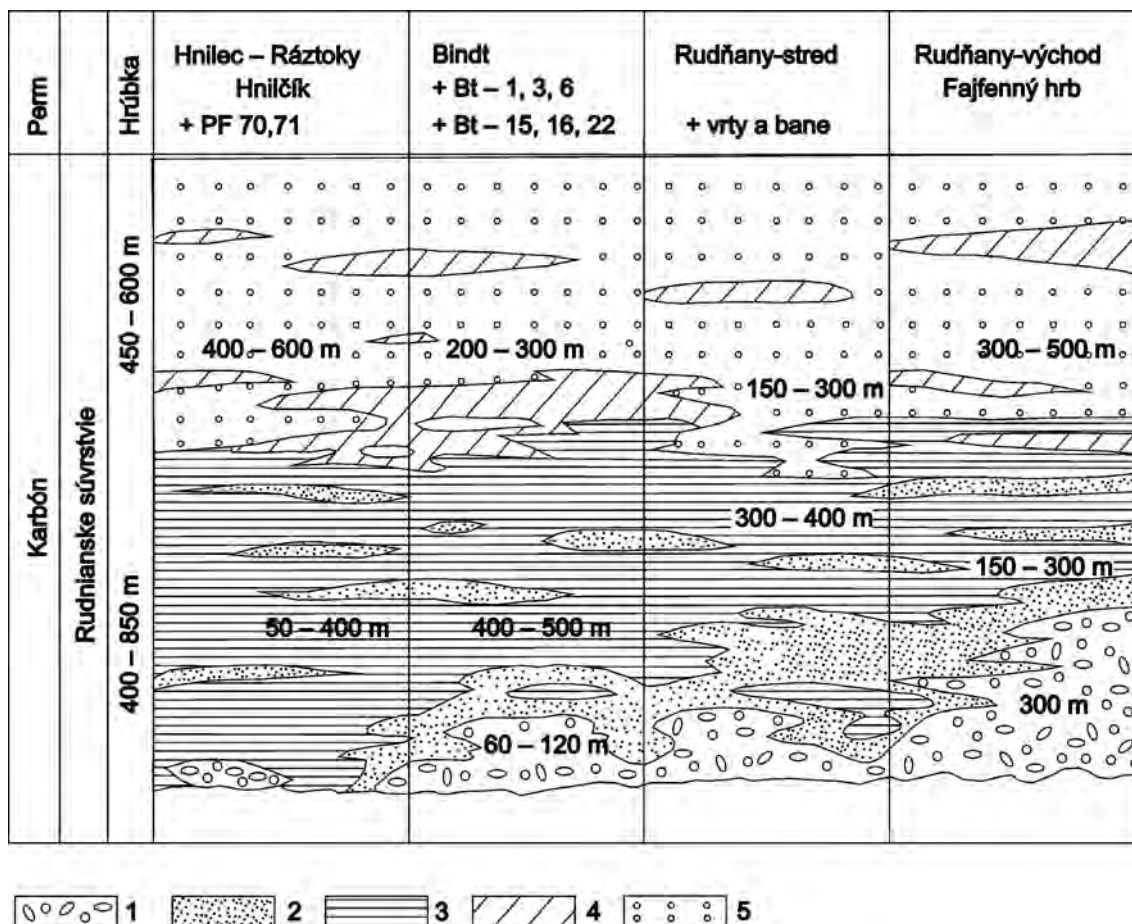
Rudnianske metazlepence (syn. bindtiansko-rudnianske zlepence) sú zelenej, sivozelenej, sivej a žltkavej farby, čo závisí od skladby matrixu horniny.

Zlepenkové obliaky sú oválne a veľké od 0,5 do 25 – 30 cm, zriedka až 60 cm. V závislosti od minerálneho zloženia sú sivé, sivozelené, zelené, tmavozelené až takmer čierne. Stupeň ich zaoblenia kolíše. Sú poloostrohranné až dokonale zaoblené, ale najčastejšie polozaoblené až zaoblené. Tvar obliakov je slabo anizometrický, asférický, zriedka výrazne anizometrický. Sféricita závisí od materiálu a je od 0,5 m (fylity a zelené fylity) až do 0,9 m (zelený pieskovec, rula a amfibolity). Podľa Pramuku (in Hrušovský et al., 1985; Kobulský et al., 2001) sú v zlepeneci nasledujúce typy obliakov:

Biotitické ruly. Sú sivé, tmavosivé, svetlozelené a žltkavozelené, majú granolepidoblastickú, zriedka granoblastickú štruktúru a orientovanú páskovanú textúru. V rudnianskych zlepencoch nie sú čerstvé typy rúl. Sú alterované a najčastejšie pozorované minerálne paragenézy rúl v zlepeneci tvorí kremeň + plagioklas + biotit + kalcit; kremeň + plagioklas + chlorit + kalcit; kremeň + plagioklas + sericit + karbonát (kalcit – ankerit); kremeň + sericit (muskovit) + karbonát. Sú odrazom rastúceho stupňa alterácie rúl. Plagioklasy sú značne sericitizované a saussuritizované a zriedkavé sú zvyšky dvojčatenia. Bázicitou zodpovedajú oligoklasu – andezínu. Rozklad plagioklasov postupuje pozdĺž dvojčatných lamiel. Vyskytujú sa chloritizované a baueritizované biotity. Podiel minerálov v obliaku ruly je: kremeň 35, plagioklas 49, biotit (chloritizovaný) 5, chlorit 9 a karbonát 2 %.

Amfibolity. Sú sivozelené, žltozelené a tmavozelené a majú paralelnú až masívnu textúru. Ich štruktúra je nematoblastická až granonematoblastická. Veľkosť minerálnych zrn je do 0,3 – 0,8 mm. Čerstvý typ amfibolitov vystupuje v obliakovom materiáli zriedka. Amfiboly aj plagioklas sa menia. V amfibolitoch možno pozorovať paragenézu amfibol + plagioklas + kremeň + chlorit + sericit (muskovit) + karbonát. Plagioklasy sú značne sericitizované a saussuritizované, a preto sa ich bazicita nedá stanoviť opticky. Zrná plagioklasov sú často karbonatizované a prebieha v nich rast sericitov na drobnozrnný muskovit (do 0,1 – 0,2 mm). Amfiboly sú rozložené na zmes chlorit + karbonát + drobnozrnný kremeň, po ktorom sú pseudomorfózy, často so zachovanými stopami po štiepných trhlinách.

Zelené metapelitey a metapsamity bázického materiálu. Sú zelené a tmavozelené. Obliaky majú laminovanú usmernú textúru, aj keď v niektorých je usmernenie nezreteľné a zriedka nijaké. Minerálne zloženie tvorí kremeň + plagioklas + chlorit + sericit (muskovit) + karbonát. Často kolíše, pričom zmena sa dá pozorovať aj v mikromierke. Nezriedka možno pozorovať striedanie pelitických a psamitických polôh. Vystupujúce plagioklasy sú značne sericitizované a často polysynteticky dvojčatené. Tvorí ich albit – oligoklas. Chlority majú výrazný zelený γ -pleochroizmus a často sú v ňom zrnká rudných minerálov (hematit).



Obr. 16. Litostratigrafické profily karbónu v oblasti Hnilec – Bindt – Rudňany (Grecula, orig.). 1 – zelenavé a sivozelenavé veľkoobliakové až balvanité zlepence (bindtiansko-rudňanske zlepence), vložky zelenavých pieskoviec; 2 – sivé pieskovce, sludnaté pieskovce, miestami karbonatické pieskovce, vložky sivých piesčitých bridíc; 3 – čierne laminované bridlice, vložky sivých pieskoviec; 4 – zelené bridlice s vložkami zelených pieskoviec; 5 – zelené pieskovce rozličnej zrnitosti, lokálne karbonatické, miestami s klastmi amfibolov a živcov resp. drobnobliakových zlepenecov s úlomkami amfibolitov a podložných hornín.

Sivé a čierne metapelity sú zastúpené sericitickými a kremenno-sericitickými fylitmi, miestami s menším podielom kremeňa, organickej substancie a karbonátu. Sú aj úlomky grafitických fylitov s organickou hmotou rozptýlenou v sludnatých (sericitových) vrstvičkách.

Obliaky karbonátov a kremeňa. Sú drobné (do 2 – 3 cm) a tvorí ich kremeň, karbonát (ankerit, siderit) alebo kremeň + karbonát. Sú z materiálu žilnej výplne.

Matrix zlepenecov je drobnozrnný, piesčitý. Mikroskopicky rozlišujeme vzorky s matrixom obsahujúcim chlorit, kremeň + sericit (drobnozrnný muskovit) + chlorit + karbonát + hematit, pričom hematit často vystupuje vo vrstvičkách šupiniek chloritu; kremenno-sericitový matrix (kremeň + sericit + plagioklas + biotit + muskovit + karbonát + hematit), pri ktorom býva biotit značne chloritizovaný a plagioklas saussuritizovaný a sericitizovaný s bazicitou zhodnou s bazicitou plagioklasov vystupujúcich obliakov. V matrixe často vystupuje karbonát tvoriaci alotriomorfné, zriedka hypidiomorfné zrná zastúpené kalcitom až ankeritom. Pri väčšom podiele karbonátu sa v matrixe vyskytujú zrníčka turmalínu s hnedým γ -pleochroizmom. Podiel hematitu v matrixe je premenlivý. Nezriedka vzniká výrazná pigmentácia jemnozrnných častí matrixu – hematitický tmel, pričom sú zrníčka hematitu rozptýlené v celom matrixe, ako aj v šupinkách sludnatých minerálov.

Podľa Radvanca (1998) sú rudňanske zlepence vysoko tlakovometamorfované v subdukčnej zóne.

75a sivé drobné metazlepence a metadroby s klastmi živcov, amfibolitov a rúl

Je to strednozrnná fácia rudňanských metazlepenecov v novovyčlenených výskytoch na rulovo-amfibolitovom komplexe v oblasti na SV od Vyšného Klátova a v polohách malej hrúbky na S a SV od Dobšinej, ako aj v oblasti na S od Krížnej jedle. Kompozícia klastogénneho materiálu korešponduje s hruboklastickou faciou rudňanských zlepenecov v zóne od Bindtu po Rudňany.

Zlatnícke súvrstvie

74 zelené piesčité bridlice a pieskovce, lokálne s vložkami fialových bridlíc

Vystupujú v oblasti na S od Halenu na J od Lániho huty. Polohy *zelenej piesčitej bridlice* a *pieskovca*, *lokálne s vložkami fialovej bridlice* sú detailne laminované. Niektoré pieskovcové typy majú až charakter brekcie, v ktorej sú úlomky a tmel podobnej povahy, ale odlišujú sa farebným odtieňom s náhlymi prechodmi. Na prechode úlomok – tmel sú miestami polohy drobnozrnného karbonátu a kostrovitých zrn epidotu (relikt pyroxénu?).

Mikroskopicky majú horniny granolepidoblastickú až granonematoblastickú štruktúru a obsahujú materiál redeponovaných bázických metamorfovaných vulkanitov staršieho paleozoika. Ich minerálne zloženie tvorí amfibol s modrozeleným γ -pleochroizmom ihličkovitého až drobnotabulkovitého tvaru veľký do 0,2 mm (do 10 %), amfibol zeleného γ -pleochroizmu tvoriaci tabulkovité zrná a ich nepravidelné zhluky veľké do 0,3 – 0,4 mm (do 10 %) a chlorit (30 – 40 %) tvoriaci nepravidelné polohy a zhluky. V polohách s chloritom sú miestami nepravidelné šmuhy leukoxénu. Kremeň je výrazne undulózny (20 – 40 %) a tvorí nepravidelné polohy, vtrúseniny a šošovky, miestami aj väčšie izolované zrná. V hornine tohto typu možno pozorovať drobné aj väčšie alotriomorfné zrná epidotu (miestami aj kostrovité zrná predstavujúce relikt po pyroxéne), ktorý ojedinele dosahuje až 30 % objemu horniny. V niektorých častiach komplexu, hlavne v laminovaných chloritických typoch, je vyšší obsah karbonátu (ankerit) tvoriaceho drobné alotriomorfné zrná (0 – 10 %). Akcesoricky sa vyskytujú drobné nepravidelné zrná leukoxénu (i keď miestami je obsah do 5 %) a zriedka hypidiomorfné a idiomorfné zrná pyritu. Na tento typ hornín sa viaže vzácno-prvková mineralizácia (Repčiak et al., 1997).

74a mramory, vápenca, dolomity, sčasti ankeritizované, rozličnej farby

V oblasti Dobšinej na J od Mlynkov sa v detritických zelených sedimentoch vyskytujú malé čiastočne ankeritizované šošovky prevažne sivého *mramorizovaného vápenca* a *dolomitu*. Vystupujú v spodnej časti zlatníckeho súvrstvia.

73 hrubozrnné amfibolové zelené pieskovce a zelené droby až gravelity s klastmi amfibolov a obliakmi amfibolitov

Vyskytujú sa na S a SV od Halenu. Sú to masívne celistvé zelené a tmavozelené horniny laminované a často výrazne usmernené. Miestami majú charakter stredozrnného až hrubozrnného *pieskovca* a *droby* až *gravelitov* a charakteristickú sedimentárnu textúru. Veľkosť obliakov kolíše od 0,1 mm do 1 – 2,5 cm. Farebne sú rozdielne – svetlosivé, špinavožlté, žltkasté a časť z nich je nápadne tmavozelená. Pri potlačení pieskovcovom a drobovom charaktere majú miestami znaky metamorfovaných bázických pyroklastík.

Výrazné reliktové sedimentárnych textúr a štruktúr týchto hornín sú pozorovateľné aj mikroskopicky. Ich štruktúra je lepidogranoblastická, lepidonematogranoblastická až nematogranoblastická a reliktne sedimentárna. Vyskytujú sa v nich oválne a šošovkovité obliaky premenlivého minerálneho zloženia.

Sú v nich:

- *Živcové* obliaky (pravdepodobne rulovité), ktoré prevažne tvorí jedno, zriedka viac zrn plagioklasu a K živcov. Plagioklasové obliaky tvorí zdvojitý plagioklas (oligoklas), ktorý býva poikilitický a uzatvára drobné šupinky muskovitu a zrnká kalcitu, a ojedinele lepidomelán. K živce sú zastúpené ortoklasom a zriedkavejšie sú menšie. Veľkosť plagioklasových zrn je do 2 – 3 a K živcov do 1,5 – 2 mm. Zriedka sa vyskytuje malé množstvo kremeňa. Tento typ obliakov sa makroskopicky prejavuje svetlou sivou farbou.

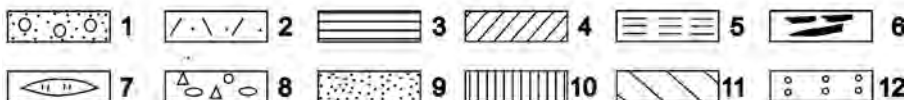
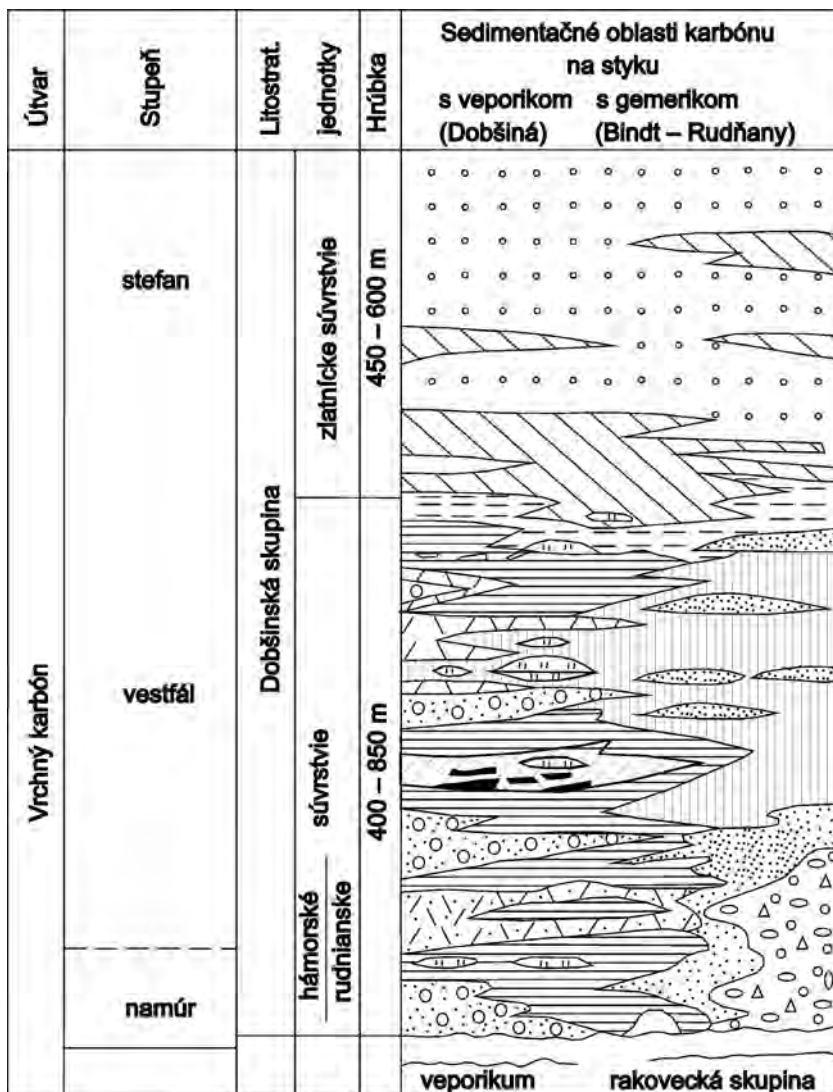
- Obliaky, ktoré tvoria *kvarcit*, premenené *bridlice* a *pieskovce*. Sú oválne a ich minerálne súčiastky sú spravidla orientované paralelne. Tvoria ich drobné zrná kremeňa popretkávané malým množstvom muskovitu a chloritu.

- Obliaky – najskôr *amfibolitov* – tvorené zhlukmi rozloženého amfibolu. Amfibol je karbonatizovaný a hematizovaný a jeho pôvodný charakter sa nedá určiť. Sú v ňom reliktové amfibolovej štiepatelnosti. Tieto obliaky sú žltozelené a špinavožlté.

- Obliaky *amfibolitov* zelenej a tmavozelenej farby. Tvorí ich amfibol a chlorit a miestami je v nich pozorovateľný malý podiel kremeňa a epidotu. Prevažuje v nich chlorit výrazného zeleného γ -pleochroizmu. Epidot tvorí krátke stĺpčeky s pestrými interferenčnými farbami. Vystupujúci amfibol tvorí stĺpčeky, má zelenú a modrozelenú γ -pleochroizmus a na okraji zrn sa jeho farba mení na svetlozelenú.

Na okraji niektorých typov obliakov (plagioklasových a amfibolovo-chloritových) bývajú ihličky amfibolu s výrazne zeleným a modrozeleným γ -pleochroizmom (barroisit a winchit).

Obliaky obteká drobnozrná výrazne usmernená drobnozrná hmota, ktorú tvoria drobné zrná kremeňa a v menšej miere plagioklas, epidot, chlorit, amfibol a kalcit. Podiel jednotlivých minerálov značne kolíše. Akcesoricky sa vyskytuje leukoxén a titanit. V niektorých vzorkách sú zastúpené všetky minerálne fázy, no sú aj horniny, v ktorých prevláda stĺpčekovitý až ihličkovitý amfibol (70 – 80 %) zeleného γ -pleochroizmu s menším množstvom kremeňa (20 – 25 %), kým ostatnú časť tvorí malé množstvo muskovitu a karbonátu. Obsah epidotu je miestami až 20 – 35 %. V hornine s veľkým množstvom epidotu je spravidla vyšší obsah chloritu (20 – 30 %).



Obr. 17. Litostratigrafická kolónka dobšinskej skupiny (Grecula, orig.). 1 – sivé sludnaté zlepenec s vložkami sivých pieskovcov a piesčitých bridlíc; 2 – sivé a čierne sludnaté pieskovce, arkózovité pieskovce s vložkami drôb a zlepenec; 3 – čierne sludnaté bridlice, piesčité bridlice s vložkami pieskovcov a drôb; 4 – čierne a sivé laminované bridlice; 5 – tmavosivé nevýrazne kontrastne laminované bridlice (mlynské bridlice); 6 – tenké slojky antracitu; 7 – tmavosivé karbonáty miestami zmenené na ankerit a siderit (1 až 7 – hámsorské súvrstvie); 8 – zelenkavé veľkoobliakové až balvanité polymiktné zlepenec so zelenkavým drobovitým a pieskovcovým tmelom (bindtiansko-rudnianske zlepenec); 9 – sivé pieskovce, miestami karbonatické, vložky sivých piesčitých a sludnatých bridlíc; 10 – čierne a sivé laminované bridlice s tenkými vložkami sivých pieskovcov (8 až 10 – rudnianske súvrstvie); 11 – zelené bridlice, laminované bridlice, vložky zelenkavých pieskovcov, v spodnej časti súvrstvia striedanie čiernych a zelených bridlíc; 12 – zelené pieskovce rozličnej zrnitosti, lokálne karbonatické, miestami s klastmi amfibolov a živcov resp. drobnoobliakových zlepenecov s úlomkami amfibolitov a iných podložných hornín (11, 12 – zlatnícke súvrstvie).

72 **karbonatické lavicovité a doštičkovité zelené pieskovce s rôznou zrornosťou a s vložkami zelených bridlíc (redeponované bázické horniny)**

Tvoria výrazný pruh tiahnuci sa na S od Rejdovej cez Vyšný hámor až po Palcenskú Mašu a pokračuje od Sykavky cez Grejnár, Ráztoky, na S od Nálepky cez Rudňany po Poráč.

Karbonatické pieskovce sú doštičkovité až lavicovité, rovnomerne zrnité až masívne. Miestami sú nevýrazne usmernené až laminované s občasnými vložkami *zelenej bridlice*. Sú zelené, tmavozelené a sivozelené a majú variabilnú zrornosť – sú jemnozrnné až hrubozrnné.

Mikroskopicky v nich možno pozorovať lepidogranoblastickú až lepidonematogranoblastickú štruktúru. Sú v nich výraznejšie zrná, ktoré tvorí hlavne rozložený plagioklas (10 – 20 %) a menej často alotriomorfný kremeň (cca 5 %). Zrníčka obteká drobnozrnná masa zo sericitu (10 – 20 %), chloritu (50 – 60 %), epidotu (10 – 15 %), amfibolu (10 – 15 %) a karbonátu (5 – 10 %). Kremeň v pieskovci je alotriomorfný a nápadne undulózny. Plagioklas je takmer úplne sericitizovaný a saussuritizovaný a zriedka sa dajú pozorovať nerozložené polysynteticky lamelované zrná oligoklasu. Vystupujúci karbonát je zastúpený kalcitom – ankeritom a v hornine býva viac-menej pravidelne rozptýlený. Amfibol je aktinolitického typu a často tvorí paralelne orientované ihličky a stĺpčeky. Epidot vytvára zhluky alebo izolované drobné stĺpčekovité zrná, ktoré sú v hornine rozmiestnené nepravidelne. Akcesoricky sa vyskytujú zrná pyritu a ilmenitu, často rozloženého na leukoxén.

KROMPAŠSKÁ SKUPINA

Perm

Permské súvrstvia severogemerickéj zóny reprezentuje krompašská skupina definovaná Bajaníkom (in Bajaník et al., 1981). Stratotypovou lokalitou je širšie okolie Krompách. Tieto súvrstvia charakterizujeme na základe informácií z terénneho mapovania a reambulácie úloh SGR-geofyzika a Atlas geomáp SGR, ako aj rovnako podrobných prác Novotného a Mihála (1987), Vozárovej a Vozára (1988) a Mihála et al. (1994, in Kobluský et al., 2001). Pre celú zónu severogemerického permu je severný úklon pôvodných vrstvových sledov charakteristický iba sčasti. Ich kontinuitu porušujú zóny regionálnych alpínskych prešmykov a vrásových deformácií a ich výsledkom je časté tektonické zblíženie neadekvátnych litostratigrafických členov.

Knolské súvrstvie

Názov súvrstvia je motivovaný názvom kóty Veľká Knola (1 265 m n. m.), ktorá je 3 km na SV od Mlynkov. Pôvodne sa označovalo ako permské bazálne súvrstvie. Jeho premenovanie na knolské súvrstvie a redefinícia pochádza od Bajaníka et al. (1981). V zmysle Novotného a Mihála (1987) sa knolské súvrstvie člení na dve oblastné litostratigrafické jednotky. Jeho spodnú časť tvoria muránske zlepenca a vrchnú markušovské pieskovce. Zlepenca sú typickým predstaviteľom kontinentálnej fácie.

71 **perm, nečlenený**

Vysvetlivka zahŕňa malý povrchový výstup permských hornín vyskytujúcich sa na karbónskych resp. spodnopaleozoických sekvenciách, ktoré sa v danej mapovej mierke nedali rozčleniť.

70 **polymiktné zlepenca** (syn. muránske zlepenca)

Zlepenca vystupujú v kontinuálnom pruhu (segmentovanom mladšou zlomovou tektonikou) 2,5 – 3 km na JJZ od Stratenej cez Palcenskú Mašu na Biele Vody, Havraniu dolinu, okolie Závadky, Rudnian a Poráča. V ďalšom priebehu na V ich prekrýva kryha Galmusu a spod nej sú odkryté v širšom severnom okolí Sloviniek. Na J od Krompách pruh muránskych zlepenecov pokračuje ďalej na V menšími polohami až do oblasti na JZ od Kurtavej skaly. Muránske zlepenca reprezentujú transgresívnu fáciu na karbónskych členoch (resp. v oblasti na JV od Krompách na staropaleozoických členoch) a menšia poloha v styku s rudnianskymi zlepenkami sa zistila v oblasti na JZ od Jakloviec.

Zlepenca muránskej fácie sú fialové, sivofialové, zriedkavejšie zelené a spravidla strednozrnné. Vyznačujú sa veľkou variabilitou klastogénneho materiálu od dobre opracovaných obliakov až po sedimentárnu brekciu. Zlepenecové obliaky tvorí prevažne fialový a svetlý jemnozrnný kvarcit, mliečnobiely a vodovobiely kremeň. Známe sú aj zelené variety. Časté sú klasty žltej bridlice, pravdepodobne derivované z exhumovaných fylitov zlatníckodolinských vrstiev rakoveckej skupiny. Na študovanom území je hrúbka muránskych zlepenecov

desiatky a maximálne 100 m. V okolí Muráňa a Veľkej Knoly sa predpokladá hrúbka horizontu týchto zlepenčov až 500 m. Ležia diskordantne a transgresívne na svojom podloží. Vek zlepenčov nie je paleontologicky doložený a ako bazálny člen permských sekvencií môže na okraji sedimentačného priestoru siahť aj do vyšších stratigrafických úrovní.

69 pieskovce a bridlice (syn. markušovské pieskovce)

Pieskovce a bridlice knolského súvrstvia, označované aj ako *markušovské pieskovce* (podľa stratotypovej lokality v Markušovskej doline), na hodnotenom území vystupujú v nadloží muránskych zlepenčov v okolí obce Biele Vody a vo vrcholových úsekoch plochého hrebeňa Viničiara (kóty 1 144 m n. m., 1 232 m n. m.). V podobnej pozícii sú aj na S od Hnilčíka a na V od Gretly, ďalej vo veľkej plocho ležiacej polohe na S od Závadky a medzi Závadkou a Rudňanmi. V ďalšom vystupovaní smerom na V sa zistili predovšetkým v širšom okolí Jahodnej, kde tvoria podložie hutianskeho vulkanického komplexu a reprezentujú ich fialové bridlice (aj s laminami karbonátov) a pieskovec.

Pre markušovské pieskovce, ktoré sú prevažne jemnozrnné a lokálne drobové, je typický výskyt jemného muskovitu na vrstvových plochách. Časté sú prechody do fialových pelitov s laminami hnedastých karbonátov. Keďže sa markušovské pieskovce od hornín novoveského súvrstvia odlišovali ťažko, v minulosti sa občas zaradovali až do spodného triasu (verfénu – skýtu). Súčasťou týchto pieskovcov je tzv. *slivnícky horizont*, ktorý je laterálne nepravidelne rozšírený a tvoria ho zelené a zelenosivé kremenné pieskovce až zlepence v hrúbke 5 – 10 m. Jeho typickým znakom je lokálne vyvinutá sulfidická Cu a U mineralizácia (typová lokalita Slivníky v Markušovskej doline).

Nepatrné výskyt slivníckeho horizontu sme zistili cca 200 m na S od zákruty štátnej cesty nachádzajúcej sa na JZ od Veľkej Knoly. V danej mapovej mierke sme ich nevyznačili. Slivnícky horizont sa zistil a opísal najmä pomocou vrtov (napr. vrt RB-3, 4 na S od Závadky a 903 – Novoveská Huta; Novotný a Mihál, 1987).

Podľa palynologického určenia z jednej vzorky z vrtu 860 (Novoveská Huta, hĺbka – 1 954 až 1 956 m) by sa markušovské pieskovce mohli zaradiť do saxónu (Planderová, 1984, ústna informácia in Novotný a Mihál, 1987).

Petrovohorské súvrstvie

Názov súvrstvia je motivovaný názvom Petrova hora (615 m n. m.), ktorá je medzi Kropáčmi a Štefanskou Hutou. V tejto oblasti sa definoval aj pôvodný typový profil Bajanička (in Bajaniček et al., 1981). Súvrstvie sa pôvodne označovalo všeobecným označením ako permské efuzívno-sedimentárne súvrstvie. Na petrovohorské súvrstvie ho premenoval Bajaniček et al. (1981). Súvrstvie je typické bohato zastúpenými vulkanoklastickými horninami prevažne ryolitovo-dacitového zloženia resp. efúziami, ale lokálne s prevahou andezitového zloženia. Na základe prieskumných vrtov najmä Uránového prieskumu sa podarilo súvrstvie rozčleniť na oblastné litostratigrafické jednotky nižšieho radu. Keďže v petrovohorskom súvrství nie sú všetky jednotky zastúpené kontinuálne vo všetkých jeho častiach, definovalo sa niekoľko hypostratotypových profilov (in Novotný a Mihál, 1987).

68 zlepence, pieskovce, lokálne mandľovcové bazalty (čiernohorské zlepence)

68a bridlice a pieskovce (spodné prechodné vrstvy)

Čiernohorské zlepence definoval Novotný a Mihál (1987) ako bazálne vrstvy petrovohorského súvrstvia. Ich povrchové vystupovanie sa viaže hlavne na západnú časť územia od Dankovej cez Novoveskú Hutu do Markušovskej doliny, ale na V od Galmusu sa nezistilo. Sú nazvané podľa kóty Čierna hora (1 152 m n. m.), vzdialenej 3,5 km na JJZ od Stratenej. Vystupovanie pieskovcov a bridlíc, lokálne s vložkami zlepenčov (v inom členení) v podloží vulkanitov a vulkanoklastík petrovohorského súvrstvia, bolo známe už pri tvorbe geologickej mapy Slovenského rudohoria-východná časť 1 : 50 000 (Bajaniček a Vozárová, red., et al., 1983; vysvetlivka č. 105).

Zlepence tvoria súvislý pruh hrubý do 100 m na S od obce Biele Vody a na S od kóty Viničiara (1 144 m n. m.). Ide o vystupovanie v alpskej prešmykovej zóne, pričom prešmyk pribehu VSV – ZJZ až V – Z so sklonom na JJV až J ich tektonicky zblížil s faciou markušovských pieskovcov resp. muránskych zlepenčov v podloží. Tento vzťah v oblasti na S od kóty Viničiara zaznamenal vrt 778. Čiernohorské zlepence vo väčších polohách vystupujú cca 0,7 – 1 km na JJV od kóty Suchá hora (898 m n. m.). Podobné tektonické vzťahy boli overené vrtmi 868, HP-31 a 933 situovanými na V a SV od kóty Muráň (1 260 m n. m.) alebo vrtom 859 na J od Novoveskej Huty. Pomocou vrtov a banských prác sa uprostred čiernohorských zlepenčov overili aj mandľovcové bazalty.

Primárne litologické prechody z fácie markušovských pieskovcov do čiernohorských zlepenecov sú známe z oblasti medzi Markušovskou dolinou a odkaľovacou nádržou rudnianskeho ťažobného závodu.

Zlepenec sú polymiktné až oligomiktné zelenej a fialovej farby. Obliaky tvorí kremeň, kremeneč, pieskovec, aleurity a fylity. Hrúbka zlepencového horizontu kolíše od 0 po 200 m. Zlepenec sú podloží hutianskeho vulkanického komplexu. V oblasti Novoveskej Huty sa medzi zlepencami a hutianskym komplexom ešte objavujú polohy pieskovca a bridlice tzv. spodných prechodných vrstiev.

Doskovité telesá jemnozrnitých a mandľovcovitých silne premenených *bazaltov* zelenofialovej farby (Gregorovič a Novotný, 1982) sú súčasťou čiernohorských zlepenecov v západnej časti hodnoteného územia (v úseku od Stratenej po Novoveskú Hutu). Ich pozíciu v prostredí čiernohorských zlepenecov overili vrty, ale predovšetkým rad banských diel. Podľa Novotného a Mihála (1987) ide o produkty iniciálneho vulkanizmu (t. j. prvej vulkanickej fázy) z počiatočného obdobia tvorby grabenovej stavby.

Spodné prechodné vrstvy sa pre ich nerovnomerné rozšírenie a rôznorodý litologický obsah vyčlenili len ako neformálna jednotka (Novotný a Mihál, 1987). Ich litologickou náplňou sú fialové *bridlice* (aleurolity) a jemnozrnný drobový *pieskovec* s vrstvičkami a konkréciami Fe dolomitu. Najväčšiu hrúbku (do 100 m) dosahujú len v oblasti Novoveskej Huty. Ležia v podloží hutianskeho vulkanického komplexu na čiernohorských zlepencoch. V západnejšej časti tohto územia ležia vulkanické členy petrovohorského súvrstvia priamo na čiernohorských zlepencoch.

67 hutiansky vulkanický komplex: dacity, andezity a ich pyroklastiká

Hutiansky vulkanický komplex sa skladá z vulkanitov a vulkanoklastík prevažne intermediárneho charakteru, ktorých produkcia sa spája s neskorším štádiom mobility severogemerickkej oblasti. Jeho produkty sú reprezentantmi druhej vulkanickej fázy (Novotný a Mihál, 1987). Názov komplexu je motivovaný názvom obce Novoveská Huta. Horniny komplexu petrograficky podrobne charakterizoval Gregorovič (1979, 1981) a Vozárová (in Václav a Vozárová, 1978).

Touto vysvetlivkou označujeme len efuzívne členy hutianskeho vulkanického komplexu. V jeho bazálnej časti sa zistili lávové prúdy *dacitov* – *andezitov* zelenej, sivozelenej a sivofialovej farby. Napriek tomu, že ide o masívne a často húževnaté horniny, v tektonicky postihnutých miestach sú silno zbridlčnené. V ich zložení prevláda plagioklas (do 50 %), ortoklas (0 – 15 %) a kremeň (5 – 10 %). Bázickejšie typy (do 60 % SiO₂) sa zaraďujú medzi andezity a typy nad 60 % medzi dacity (Gregorovič in Novotný a Mihál, 1987). Andezity a dacity sú známe takmer v celej dĺžke vývoja severogemerického permu. Najrozšírenejší a najhrubší je komplex v priestore Novoveskej Huty.

V nadložnej časti vulkanického telesa sa vyskytujú nepravidelné a nie všade rozšírené *vulkanoklastiká* hrubé až do 50 m (Novoveská Huta).

Vulkanity a vulkanoklastiká sú v širokom priestore okolo Novoveskej Huty intenzívne metasomaticky premenené (označované za metavulkanity – metasomatity) s dezintegráciou minerálneho zloženia, štruktúr a textúr. Hlavne vo vulkanoklastikách sú aj ložiskové akumulácie U-Mo mineralizácie. V priestore Krompách a Jahodnej sú vulkanity málo zmenené. Komplex sa intenzívne skúmal vrtmi (Stratená, Krompachy, Petrova hora a Jahodná) a v Novoveskej Hute aj banskými prácami.

66 vrchné prechodné vrstvy a oligomiktné vrstvy: aleurolity až pieskovce, lokálne drobnozrnné polymiktné zlepenec

Oligomiktné vrstvy ležia priamo na vulkanoklastikách hutianskeho komplexu a majú obmedzený priestorový rozsah. Viazu sa na pruh smeru V – Z situovaný približne 900 na S od kóty Muráň (1 260 m n. m.) a v hĺbke v širokom okolí Novoveskej Huty. Reprezentuje ich svetlý oligomiktný (kremenný) zlepenec, lokálne polymiktný zlepenec a pieskovec s vložkami jemných acidných pyroklastík so synsedimentárnou pyritovou impregnáciou.

Vrchné prechodné vrstvy zastúpené bridlicou a jemnozrnitým až strednozrnitým pieskovcom s lokálnym výskytom polôh intraformačného zlepenca sú na mapových listoch známe vo väčších polohách v západnej časti územia medzi Palcmanovou Mašou a Novoveskou Hutou. Vo väčšine prípadov, napr. v oblasti Krompách, Petrovej hory až Jahodnej, tieto vrstvy chýbajú a produkty tretej vulkanickej fázy (grúnsky komplex) ležia priamo na produktoch druhej vulkanickej fázy (Mihál et al. in Kobulský et al., 2001).

65 grúnsky vulkanickosedimentárny komplex: ryolity a acidné pyroklastiká

Grúnsky vulkanickosedimentárny komplex predstavuje produkty tretej vulkanickej fázy s acidným vulkanizmom. Jeho časti lokálne reprezentuje pestrý vývoj vulkanoklastík až tufitického zlepenca. Hrubšie zlepenecové sedimenty so sulfidickými impregnáciami sú nositeľmi U-Mo zrudnenia pri Novoveskej Hute a Hnilčíku.

Túto oblastnú litostratigrafickú jednotku zaviedol Novotný a Mihál (1987). Názov je odvodený od kóty Pátrov grúň (1 151 m n. m.), nachádzajúcej sa 2,5 km na JJZ od Stratenej (mimo hodnotenej oblasti). V prechodnej sedimentačnej zóne má komplex litologicky pestrú náplň. V centrálnej zóne (vrt SM-2; Maheľ a Vozár, 1971) sa uvádza mohutný vulkanickosedimentárny komplex s ryolitmi. Podľa silikátových analýz (l. c.) sa okrem ryolitov zistili aj bázičkejšie vulkanické produkty. Acidné vulkanity sú zastúpené hlavne *ryolitmi* až albitizovanými ryolitmi. S vrstvami tvoria konformné výlevné telesá dlhé stovky metrov a hrubé 5 – 20 a zriedka aj viac metrov. Ležia na báze grúnskeho komplexu a ojedinele sa nad sebou vyskytujú dve telesá. Ich povrch má ako výsledok viskozity lávy pecňovitý tvar (lom na U rudu Muráň). Sú to sklovité (felsity) s výrastlicami kremeňa. Telesá formované v subakvatickom prostredí sú sivé a zelené s obsahom sírníkov a v tufogénnych vrstvách v nadloží s rozlične bohatou U-Mo mineralizáciou. Telesá vzniknuté v subaerickom prostredí sú fialové a v nich, ako aj v nadložných tufogénnych vrstvách, chýba mineralizácia.

Uvedené vývoje sú rozšírené v širšom okolí Novoveskej Huty, Hnilčíka a Haniskovej, kde sú indikované na povrchu a v početných banských a vrtných prácach a rovnako aj na J od Stratenej.

Pokračovanie pruhu vulkanitov grúnskeho komplexu sa zistilo ďalej na V od Kropách v silne skomprimovanej prešmykovej zóne so subvertikálnou pozíciou pôvodnej vrstvomitosti, ktorá vytvára synklinálu rozsegmentovanú niekoľkými prešmykmi. *Ryolity* vystupujúce v okolí Kropách sú sklovité, lokálne porfyrické, fialové až zelenosivé. Južné tektonické ohraničenie pruhu acidných vulkanitov tvoria muránske zlepenice. Tieto vulkanity vystupujú aj v severnom ramene synklinály v úzkom pruhu východozápadného priebehu (priemerne prvé desiatky metrov), ktorý je v bezprostrednom južnom susedstve Petrovej hory (615 m n. m.). V priestore Kropách a Petrovej hory sa zistila najväčšia hrúbka *vulkanoklastík* grúnskeho komplexu.

Vo východnej časti severogemerického permu od Košickej Belej cez Jahodnú po Myslavu sú náplňou grúnskeho komplexu hlavne sekvencie pestrého pieskového, popolového, brokového, lapilového a aglomerátového tufu, ktorý je silno zbridičnatý a blízko styku s veporikom rozsegmentovaný pozdĺžnymi prešmykmi. Telesá ryolitov sa v tejto oblasti nezistili.

64 malomuránske a rybnícke vrstvy: pieskovce, bridlice, aleurolity, zlepenice

V zmysle Novotného a Mihála (1987) táto vysvetlivka zahŕňa pieskovce, bridlice a konglomeráty rybníckych, ako aj pieskovce a bridlice malomuránskych vrstiev.

Pestré detritické sedimenty rybníckych a malomuránskych vrstiev sú najvyšším členom petrovohorského súvrstvia. *Rybnícke vrstvy* vystupujú v nadloží grúnskeho komplexu vo veľmi obmedzenom rozsahu v oblasti Novoveskej Huty až Havranej doliny. Zistili sa len vo vrtoch (Novotný a Mihál, 1987), a preto sa nedefinovali za formálnu litostratigrafickú jednotku. Podľa údajov z vrtoch (l. c.) sa opisujú ako drobnozrnné sivofialové zlepenice s prechodom do pieskovcov. Zlepenicové obliaky sa vyznačujú vysokým stupňom zaoblenia a silným percentuálnym zastúpením obliakov vulkanitov (dacitov a ryolitov). Ďalšie obliaky tvorí kremeň, pyroklastiká, pieskovec, aleurolity a fylity. Predstavujú fluviálny sediment pozdĺžneho trogu.

Oblastnú litostratigrafickú jednotku *malomuránske vrstvy* zaviedol Novotný a Mihál (1987) a označuje fialové bridlice, aleurolity a ojedinelý jemnozrnný drobový pieskovec. Ich typickým znakom je rozličný podiel Fe dolomitu v tmeli bridlíc a aleurolitov. Fe dolomit tvorí laminy, ale aj polohy (hrubé do 1 m) a časté konkrécie. Názov vznikol od názvu kóty Malý Muráň (961 m n. m.), ležiacej na Z od Novoveskej Huty. Najrozsiahlejšie povrchové vystupovanie týchto vrstiev je v širšom západnom a južnom okolí Novoveskej Huty a na J od odkalovacej nádrže úpravne v Rudňanoch, ale vystupujú v celej dĺžke severogemerického permu. Sú najvyšším členom petrovohorského súvrstvia.

Malomuránske vrstvy v zóne medzi Kurtavou skalou a Štefanskou Hutou vystupujú v pelitickom vývoji. Pelity sú fialové, zriedkavejšie sivé a čiernosivé a s vysokým podielom karbonátovej zložky. Prejavuje sa výskytom ružových karbonátových konkrécií, ale aj hrubších polôh ílovitých karbonátov (Mihál et al. in Kobulský et al., 2001). Osobitnou litofáciou sú polohy tmavosivých aleurolitov a grafitických bridlíc.

Novoveské súvrstvie

Novoveské súvrstvie je reprezentované novým permským sedimentačným cyklom s diskordantným uložením na podloží (Mihál *ibid.*). Pomenované je podľa obce Novoveská Huta. Názov v zmysle zásad československej stratigrafickej klasifikácie zaviedol Novotný a Mihál (1987) na miesto pôvodného označenia sadrovcové súvrstvie (Bajaník et al., 1981). Novoveské súvrstvie sa predtým nejednotne vekovo zaradovalo do vrchného permu resp. spodného triasu. Interpretuje sa ako jednotný vývoj prevažne jemnozrnných až strednozrnných sludnatých pieskovcov na báze so zlepenicami, ktoré vo vyšších častiach prechádzajú do aleuritov, pelitov a neskôr do evaporitov. Spodná časť novoveského súvrstvia – strážanské vrstvy – zodpovedá terigénnej formácii a vrchná – bielovodské vrstvy – patria do lagunárnej formácie s prevahou chemogénnej sedimentácie.

V starších prácach (Maheľ, 1956; Drnzík a Hudáček, 1963) sa z vrchnej časti novoveského súvrstvia – vyššie nad evaporitmi – opísala fauna spodnotriasového veku. Prechod do karbonátov je postupný cez slienité a piesčité karbonatické sedimenty. V súčasnosti je vek novoveského súvrstvia podložený nálezmi makroflóry (Háber, Sitár a Novotný, 1986) v zlepencoch strážanských vrstiev a z vojtechovského horizontu (v Novoveskej Hute). Palynologické určenia z okolia Košickej Belej (Planderová in Václav a Vozárová, 1978) ho datujú do vrchného permu, pričom vzorka patrila bielovodským vrstvám (vrt KBV-2, hĺbka 84 m). Prvá spodnotriasová fauna (*Claraia clarai* EMMRICH) sa zistila (Maheľ a Vozár, 1971) vo vrte SM-1 (na SZ od Novoveskej Huty) asi 92 m nad najvyššou polohou anhydritu bielovodských vrstiev. Konvenciálna hranica perm – trias teda môže ležať medzi najvrchnejšou polohou síranov a prvým výskytom triasovej fauny. Novoveské súvrstvie sa člení na bielovodské a strážanské vrstvy.

63 *polymiktné zlepence* (syn. strážanské zlepence)

Bázálne časti strážanských vrstiev sú reprezentované *polymiktnými zlepencami* a hrubozrnnými pieskovecami. V zlepeneci je typický obsah nerovnako opracovaných úlomkov fialových a ružových ryolitov. V zlepeneci prevláda kremeň a úlomky fialovej bridlice. Zlepenec tvorí prevažne šošovkovité telesá hrubé prvé desiatky metrov. Vrtnými prácami sa overilo, že týchto polôh môže byť aj niekoľko nad sebou a v oblasti Novoveskej Huty tvoria horizont hrubý 100 aj viac metrov. Zlepencových polôh smerom na J do okrajovej zóny postupne ubúda a napr. v okolí Rudnian ide iba o jeden nesúvislý horizont (Mihál et al., 1994), ale rozšírené sú v celom severogemerickom perme.

62 *strážanské vrstvy: pieskovce, bridlice*

V pruhu novoveského súvrstvia je pozorovateľné vyklinovanie zlepenčov smerom na S. Zlepence sú nahrádzané stredozrnnými kremenitými *pieskovcami* a *bridlicami* so svetlou sludou v plochách vrstvitosti. Sú sivej, zelenej a fialovej farby. V hornej časti vrstiev sa zistil horizont s výskytom organických zvyškov a s premenlivou sulfidickou impregnáciou, tzv. vojtechovský horizont (Novotný a Mihál, 1987). Známý je hlavne v západnej časti územia medzi Mlynkami a Tepličkou nad Hornádom. Náznaky sulfidickej impregnácie sú známe aj z okolia Krompách.

61 *bielovodské vrstvy: pieskovce a bridlice, lokálne evapority*

Názov je odvodený od osady Biele Vody pri Mlynkoch, kde sa typomorfné horniny našli aj na povrchu (Novotný a Mihál, 1987). Prechod zo strážanských vrstiev do nadložných bielovodských je postupný a kladie sa na prvý výskyt evaporitov. Pri absencii evaporitov v úlomkoch na povrchu je kritériom ich výskytu prítomnosť pelitov a často rauvakov, ktoré tvoria väčšinou nadložie evaporitov.

V spodných častiach bielovodských vrstiev sú časté vrstvy jemnozrnného až stredozrnného kremenitého a muskovitického *pieskovca*. Povrchové vystupovanie týchto hornín sa viaže na zónu severne od hlavného (gretlovského) prešmykového pásma. Podobné horniny – fialové a svetlozelené *aleuolity* a *bridlice* – sa lokálne zistili aj v evaporitoch, no hlavne nad nimi. Pri súčasnom erozívnom zreze a uložení vrstiev zaberajú podstatnú časť povrchových výstupov novoveského súvrstvia v širšom západnom, severnom a východnom okolí Novoveskej Huty. V pruhu na Z od Tepličky sú prekryté eocénnymi zlepencami.

Evapority boli predmetom rozsiahleho prieskumu v oblasti Novoveskej Huty aj Bielych Vôd. V horizontoch evaporitových sedimentov sú zastúpené karbonáty, sadrovec, anhydrit a v menšom množstve kamenná soľ (vrt SM-1). Z karbonátov prevláda dolomit, ale zistil sa aj kalcit a v niektorých prípadoch aj magnezit (Turan a Vančová, 1976; Václav a Vozárová, 1978). Iná zóna povrchového výstupu evaporitov je na južnom okraji Novoveskej Huty s pokračovaním v úzkom pruhu po kótu Malý Muráň (961 m n. m.), ale aj na V (Podzámčiská, Šafárka). Ide o tektonické šupiny generálne východozápadného priebehu, ktoré tvoria bezprostredné tektonické nadložie alpínskeho prešmyku. Vystupovanie evaporitového horizontu v prevrátenej pozícii v tejto zóne overil vrt 28a, 164, 769, 56 a 860 a rovnako aj šachta J-3, avšak inde vystupujú (na S) v normálnej pozícii.

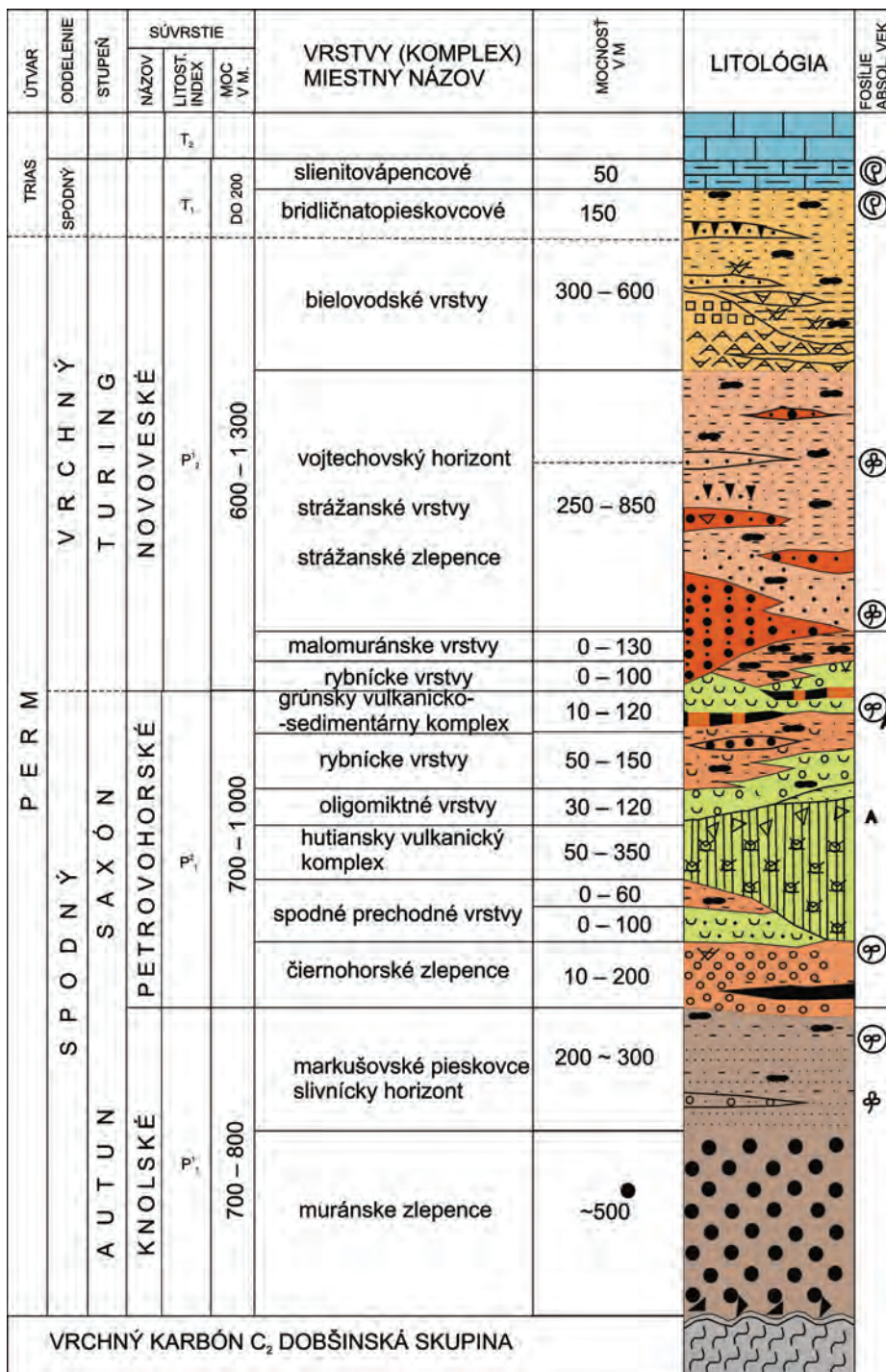
Pre horizont evaporitov bielovodských vrstiev krompašskej skupiny v otvorenom evaporitovom lome Šafárka (Sasvári, 2004) je charakteristické striedanie hruboúlomkovitých aluviálnych uloženín s lagunárno-sabchovitými sedimentmi. Evaporitové sedimenty sa vyskytujú spolu so sivými a sivozelenými bridlicami a pieskovcom. Súčasťou evaporitovej litofácie sú polohy intraformačných brekcií s karbonátovou, anhydritovou alebo sadrovcovou základnou hmotou (Derco a Karoli in Sasvári, 2003). Tieto brekcie sa striedajú s polohami laminovaných evaporitových a úlomkovitých sedimentov – sulfátovými pieskovcami.

Sulfátové pieskovce dosahujú v lome Šafárka hrúbku až 20 m. Tvoria ich ílovito-prachovité klasty s polohami neevaporitových bridlíc a tmavého dolomitu hrubého milimetre až 20 cm. Jemnozrnný sulfátový

pieskovec obsahuje prímes pelitu alebo jemnozrnného karbonátu – dolomitu a svetlozelený pelit šupiny sericitu, kremeň, málo chloritu a pyritu. Z akcesorických minerálov sa objavuje turmalín, zirkón a drobné úlomky tvorí aj jemnozrnný pieskovec. Kremeň v pelitickej hmote je rekryštalizovaný a dolomit tvorí kompaktné sivé a svetlosivé úlomky bez foliácie.

Sulfátové (evaporitové) brekcie majú síranový sadrovcovo-anhydritový matrix uzatvárajúci klasty ílovitých, siliciklastických a karbonátových klastov a sú produktom gravitačných prúdov a zistili sa v severnej a severozápadnej stene otvoreného lomu Šafárka.

Intraformačné brekcie obsahujú opracované úlomky (obliaky) veľké až 30 cm vyplňajúce erózne kanály so siliciklastickým a karbonátoklastickým materiálom, ktorý je diskordantne uložený voči nadložnému súvrstviu dolomitových zlepcov, bunkovitých vápencov a ílovitých a ílovito-vápnitých sedimentov hnedej, svetložltej a hrdzavožltej farby.



Obr. 18. Litostratigrafická kolónka krompašskej skupiny (Novotný a Mihaľ, 1987, 2001).

GOČALTOVSKÁ SKUPINA

Vrchný karbón – ?spodný trias

Gočaltovská skupina reprezentuje mladopaleozoicko-spodnotriasový vývoj v južnej časti gemerika ležiaci na staropaleozoickom podklade. Podľa Ivaničku a Snopka (in Bajaník et al., 1983; Ivanička et al., 1989) bezprostredným podložím tejto skupiny je drnavské súvrstvie gelnickej skupiny (vrchný silúr až spodný devón) a štóske súvrstvie. Podľa Greculu (1982) gočaltovská skupina leží na horninách rozličných členov volovskej superskupiny a podľa najnovšieho výskumu aj na štóskej skupine.

Gočaltovská skupina sa skladá z troch terigénnych súvrství – čiernomoldavského, rožňavského a štítického – zastúpených sedimentmi a len malým množstvom (cca 10 %) redeponovaných acidných vulkanických hornín.

Horniny mladšieho paleozoika na J gemerika nachádzajúce sa v oblasti doliny Čierna Moldava, Tupý vrch, Skorušina, Drnava a izolovane v oblasti Rožňavy, Rudnej, Štítickej Maše a Roštára sa litologickým vývojom, ako aj stratigrafickou a geografickou pozíciou od pôvodne vyčlenených súvrství gočaltovskej skupiny, teda od rožňavského a štítického súvrstvia odlišujú. Charakteristický je pomerne hrubý (desiatky až prvé stovky m) vývoj čiernych bridlíc, ktoré, ako vyplýva z geologickej mapy, ležia diskordantne na horninách štóskej skupiny. Tento súbor hornín pozvoľne prechádza do nadložného zeleného pieskovcového súboru hornín. Najvyšším členom je zlepenovo-pieskovcový vývoj prevažne zelenkavej farby s vložkami typických hrboľkatých zelenkavých a fialových bridlíc. Všetky tri súbory hornín sú litologicky veľmi dobre vyčleniteľné a majú jasné superpozičné vzťahy. Stratigraficky sú doložené sporomorfami (pozri nižšie) s rozsahom vrchný karbón až spodný perm. Ich vzťah k rožňavským zlepencom gočaltovskej skupiny odvodzujeme z oblasti kóty 647 m n. m. (na V od Banského potoka pri Drnave) a vrchu Glac. Tento súbor hornín superpozične kladieme do podložia zlepenov a z toho vychodí, že sú staršie ako rožňavské súvrstvie, aj keď ich vrchná časť môže byť laterálnym ekvivalentom.

Uvedené súbory hornín vyčleňujeme ako samostatnú litostratigrafickú jednotku – čiernomoldavské súvrstvie. Má názov podľa doliny Čierna Moldava s typovým litologickým profilom od konca doliny pozdĺž Javorovej a Chotárnej doliny na Tupý vrch, Skorušínú a Osadník. Stratigrafické rozpätie je vrchný karbón – spodný perm. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 300 až 500 m.

Nižšími litostratigrafickými členmi sú (odspodu): *javorovodolinské vrstvy* (čierna bridlica a pieskovec), *chotárnodolinské vrstvy* (zelený pieskovec) a (najvyššie) *osadnícke vrstvy* (zelený pieskovec s hematitom a zlepenec). Ich litologická charakteristika sa uvádza ďalej.

Čiernomoldavské súvrstvie

Vystupuje v oblasti Medzeva a Drnavy a v izolovaných výskytoch sa objavuje v oblasti Rožňavy, Rudnej, Štítickej Maše a Roštára. Ako to vyplýva aj z geologickej mapy, komplex leží diskordantne na svojom podloží.

Podľa Planderovej (in Vozár a Vozárová, 2001) sa spodná časť súvrstvia čiže čierna bridlica javorovodolinských vrstiev datuje na vestfál – stefan. V oblasti na S od kóty Osadník (1 186 m n. m.) pozvoľne prechádza do komplexu vrstiev sivozeleného kremenca (chotárnodolinské vrstvy), ktoré niektorí autori (Reichwalder, 1973; Bajaník et al., 1984) pokladajú za bázu gočaltovskej skupiny a kladú ho na rozhranie stefan – autun, kým starší autori (Fusán, 1954; Klinec, 1959; Máška, 1957b; Reichwalder, 1969a, 1969b; Varga, 1970; podobne aj Snopko et al., 1988) ich pokladajú za karbónske.

Sivočierne až čierne pelitické a siltovcovo-pelitické bridlice sa vyznačujú výraznou priečnou bridličnatosťou a lamináciou s postupným prechodom do nadložných vrstiev zelenkavého pieskovca a zlepenca.

Čierne piesčité bridlice alternujú s pieskovecami s malým podielom bitúmenu. Tvoria polohy hrubé niekoľko metrov. V pieskovcových polohách býva aj vulkanoklastický materiál keratofýrového až intermediárneho charakteru, ktorý Reichwalder (1973) považuje za tuť a tufit kremenitých porfýrov a na základe podobnosti so severogemerickým vývojom permu ho tiež pokladá za permský. Pravdepodobne ide o redeponovaný materiál z kyslých metapyroklastík gelnickej skupiny a spolu s preplaveným zeleným pieskovcom ho možno považovať za vrchnokarbónsky.

Kedže Planderová aj nadložné súvrstvie zelenkavých bridlíc a pieskovcov datovala na stefan C – D – spodný perm (oblasť Zádielskej doliny a Čremošného), súvrstvie čiernych bridlíc pokladáme za vrchnokarbónske a kladieme ho do nadložia najvrchnejšej časti štóskej skupiny.

60 javorovodolinské vrstvy: sivočierne až čierne pieskovce a bridlice

Tvoria polohy (hrubé do 100 m) v oblasti Skorušinej, Osadníka, na V od Drnavy a na S od Glacu (na J od Roštára). Sú z rovnoplochoštiepatelných čiernych *bridlíc* s vložkami až polohami sivého *pieskovca* a kremenca sivej aj zelenkavej farby s obsahom klastickej sludy. Kremenec až kvarcity sú miestami sivé až čierne. *Bridlice* majú trieskovitý a kvarcity hranolovitý a ostrohranný rozpad. Planderová (in Vozár a Vozárová, 2001) určila z týchto bridlíc spóry vestfálsko-stefanského veku. Pre zelenkavý kremenec až kvarcity je typický výskyt klastickej svetlej sludy, a to najmä na plochách odlučnosti. Uložené sú subhorizontálne a transgresívne.

Pieskovec je z kremeňa (30 – 40 %), plagioklasu (0 – 20 %), muskovitu (20 – 35 %) a chloritu (5 – 30 %). Akcesoricky sa v ňom vyskytujú alotriomorfné zrná pyritu, magnetitu a hematitu. Zastúpená je aj grafitická substancia, ktorú Bajaník et al. (1984) neidentifikovali, hoci Vozár a Vozárová (in Kobulský et al., 2001) práve z týchto vrstiev – horizontu – vybrali vzorky na zistenie kryštalinity grafitu.

59 chotárnodolinské vrstvy: sivozelené kvarcity a pieskovce, miestami mikrokonglomeráty

Sú v nadloží skôr opísaných vrstiev. Tvoria ich masívne stredozrnné až hrubozrnné sivozelenkavé *kvarcity* až *kremence* a *pieskovce* s ostrohranným rozpadom, ktorými prechádza sieť kremenných žiliek hrubých do 1 cm. Miestami obsahujú spekulit – hematit. Hrúbka vrstiev je až 150 m (na J od kóty Zeleniak). Často je pozorovateľný klastický muskovit do 2 mm. *Mikrokonglomeráty* sú iba miestami a tvoria polohy uprostred pieskovcových vrstiev.

Kremeň v horninách zvyčajne prevláda. Pozorovateľné sú výraznejšie zrná slabo undulózne zhášaného kremeňa veľkého 0,2 – 0,4 mm. Hlavnú časť kremeňa predstavuje kremeň veľký do 0,2 mm rozptýlený v celej hornine. Albit tvorí alotriomorfné zrná veľké do 0,2 mm a býva dvojčatený. Muskovit a chlorit sú viac-menej pravidelne dispergované v celej hornine. Chlorit tvorí šupinky veľké 0,2 – 0,3 mm a muskovit do 0,1 mm.

58 ryolitové (redeponované) pyroklastiká

Vyskytujú sa v širšom okolí kóty Skorušina (1 028 m n. m.) a Osadník (1 185 m n. m.). Sú to polohy redeponovaných svetlosivých až bielosivých kyslých *pyroklastík* ryolitového typu. V hornine sú svetlosivé výrazné oválne a šošovkovité výrastlice kremeňa. Sú deformované a rozpukané. Obteká ich svetlá drobnozrnná (rekryštalizovaná) a zbridličnatená základná hmota, ktorú tvorí kremeň, sericit a malé množstvo chloritu s hypidiomorfnými až idiomorfnými zrnkami pyritu a hematitu. Podľa chemického zloženia patria do skupiny subalkalických vulkanitov vápenato-alkalickému radu (Gregor, Reichwalder a Vozárová, 1981).

57 osadnícke vrstvy: zelené redeponované pieskovce s hematitom a spekulitom, miestami zelené zlepence

Štúr (1869) tieto vrstvy zaradil do karbónu. Karbónsky vek im pripísal aj Šuf (1936), Kantor (1950), Andrusov (1953a) a i. Máška (1957b) tento sedimentárny súbor označuje ako zádielske vrstvy železnícko-jasovskej série a pokladal ich za vrchnopermské.

V jeho spodnej časti vystupujú polohy pestrej bridlice až jemnozrnného pieskovca. Lokálne sú v nich menšie nepravidelné zlepenkové polohy so zelenkavým tmelom. Smerom do nadložia postupne prechádzajú do pomerne hrubej a súvislej zlepencovej polohy. Hrúbka zlepencovo-pieskovcových vrstiev je od niekoľko desiatok m až do vyše 200 m, a to na sv. svahoch Osadníka (1 185 m n. m.).

Pieskovec je sivý, zelenosivý a miestami hrdzavosivý. Klastické pieskovcové zrná tvorí hlavne kremeň a miestami aj úlomky acidných vulkanitov felzitickej štruktúry. Živce zastupuje albitizovaný ortoklas, šachovnicový albit a plagioklas. Okrem svetlej sludy sú bežné zvyšky chloritizovaného biotitu. Z akcesórií sa vyskytuje sericit, chlorit, turmalín a rutil.

Jemnozrnné sedimenty majú miestami charakter ílovitej a piesčitej bridlice, zriedkavejšie vytriedeného kremenného pieskovca, ktorý je najčastejšie zelenkavý, fialovosivý, modrosivý, svetlohnedý alebo modrozelený. Najbežnejším typom sú sericiticko-chloritické bridlice.

Rožňavské súvrstvie

Tvorí súvislý horizont medzi Rožňavou a Drnavou až po Jasov. So štítnickým súvrstvom je spätý pozvoľnými litologickými prechodmi.

Mikroflóra získaná zo sedimentov tohto súvrstvia na výskytoch na S od Kováčovej a z doliny Blatnica má stratigrafické rozpätie stefan C – D až spodný perm. Mikroflóra širšieho stratigrafického rozpätia (perm – trias) sa zistila v oblasti Hrádku na Z od Štítnika, ale z nadložia bazálnych zlepenecov z tej istej oblasti určila Planderová (1979) i formu *Triquiritites additus* WILSON & HOFFMEISTER, ktorej vekové zaradenie je úzke – autun II. Treba uviesť, že fácia oligomiktných aj polymiktných zelenkavých zlepenecov má najsilnejšiu afinitu k vrchnému karbónu, nie k permu, pretože oligomiktný zlepenec často obsahuje litoklasty čiernej grafitickej bridlice, resp. s nimi aj alternujú a najviac sa podobajú vývoju hávorských vrstiev. Planderová (ibid.) aj nadložný zelenkavý vývoj s polohami zelenkavého zlepenca dokumentovala ako vrchný karbón – spodný perm a podobný vývoj možno sledovať aj v slatvinskom súvrství v oblasti Hankovej, kde sú pozorovateľné postupné prechody z vrchného karbónu do spodného permu až spodného triasu. Za bazálne spodopermské pokladáme polymiktné fialovkastosivé zlepenca.

56 oligomiktné zlepenca

Priestorové rozšírenie *oligomiktných zlepenecov* sa asocjuje s výstupom súvrství gelnickej skupiny v ich bezprostrednom podloží s monotónnym zložením obliakového materiálu sprevádzaným metakvarciti a kremennými metadrobnami (30 – 40 %). V spodnej časti bazálnych zlepenecov je úlomkový materiál relatívne pestrejší, obohatený o úlomky čiernych fylitov alebo paleoryolitov (južný svah k. Turecká, k. Ostrá skalka na S od Rákoša a Markušky). Prevažuje strednozrnný až drobnozrnný zlepenec, len v bazálnych častiach v oblasti kóty Glac na JV od Roštára, na Z od Gočaltova a na S od Drnavy sa vyskytuje hrubozrnný, miestami až balvanovitý zlepenec. Pozvoľný prechod do sivého pieskovca, ktoré sa vyvinuli priamo v podloží, zaraďujeme do karbónu.

Obliaky svetlosivého zlepenca sú polozaoblené až zaoblené a veľké 0,5 až 15 cm. Sú zo zhlukov alotriomorfných značne undulóznych zrn kremeňa s malým podielom sericitu a ojedinele so zrnkami karbonátu (kalcit). Zriedka sa vyskytujú nápadné anizometrické obliaky, ktoré tvoria sivé a tmavosivé bridlice zložené z kremeňa a sericitu s malým množstvom organickej hmoty a limonitu.

Zlepenec je drobnozrnný so sivým a zelenosivým piesčitým matrixom. V jednotlivých polohách možno miestami pozorovať fylitické textúry. Piesčité bridlice sú drobnozrnné a tvorí ich kremeň (20 – 35 %), muskovit (20 – 50 %) a chlorit (10 – 25 %). Kremeň tvorí drobné alotriomorfné zrná, ktoré sú v hornine s muskovitom a chloritom izolované. Pri ich väčšom podiele tvorí v hornine nepravidelné polohy. Muskovit s chloritom sú v hornine viac-menej pravidelne rozmiestnené a iba zriedka tvoria polohy, v ktorých viditeľne prevládajú. Polohy s ich väčším podielom sú často detailne sprehybané. V hornine sa akcesoricky vyskytujú zrnká pyritu.



Foto 12. Oligomiktné zlepenca rožňavského súvrstvia s obliakmi kremeňa a sporadicky kvarcítov na J od Markušky. Foto Gazdačko.

55 polymiktné zlepenca, sivé gravelity a vložky pieskovcov

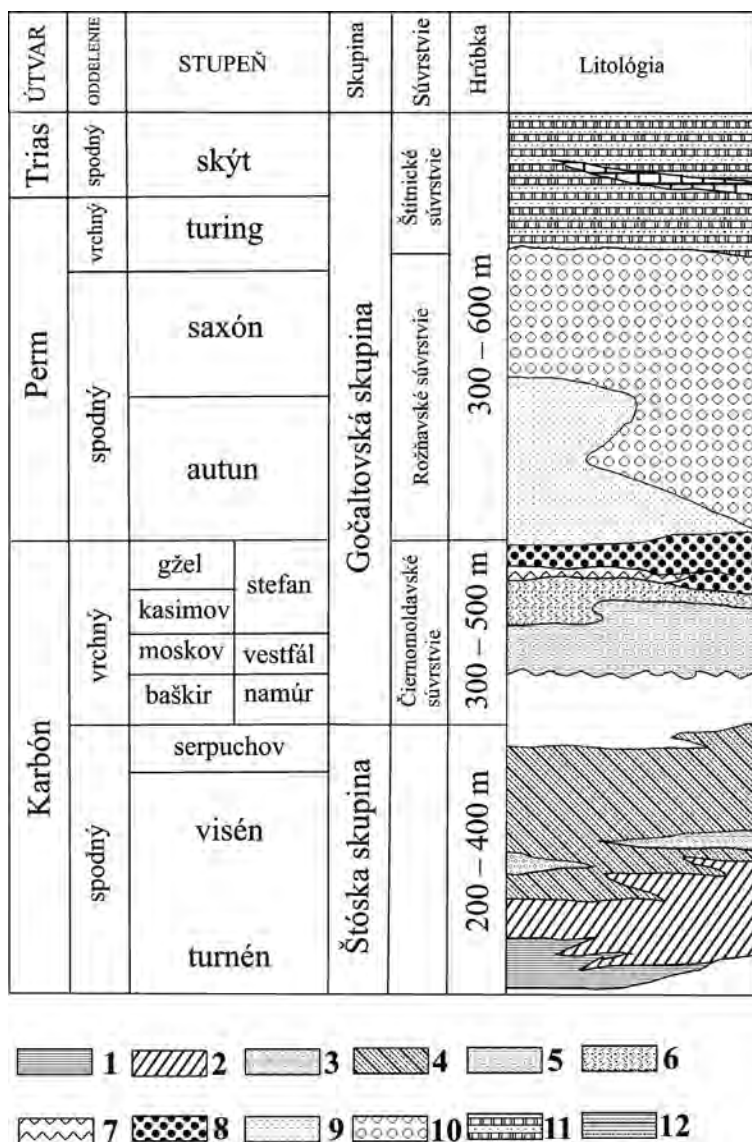
Najlepšie sú vyvinuté medzi Medzevom a dolinou Blatnica a zložením odrážajú charakter bezprostredného podložia. *Polymiktné zlepenca* sú pestro sfarbené – fialovosivé, svetlosivé – drobnozrnné až strednozrnné. Petrografické zloženie obliakového materiálu je: kremeň, metadroby, metaprachovce, laminované metaprachovce, kremenité sericitické, sericiticko-grafitické, sericiticko-chloritické, chloritické, albiticko-chloritické a hematitové fylity, metaryolity, metaryolitový tuf a ojedinele lydity. Obliakový materiál je všeobecne veľmi slabo opracovaný. Spolu s nimi vystupujú bridlice, pieskovce a gravelity s lokálnymi nepravidelnými polohami brekciovitého zlepenca. Smerom do nadložia postupne prechádzajú do pomerne hrubej súvislej zlepenecovej polohy. Hrúbka zlepenecovo-pieskovcovo-bridličnatých hornín je premenlivá, a to od niekoľko desiatok m a na sv. svahoch Osadníka (k. 1 185 m n. m.) až vyše 200 m.

Štítnické súvrstvie

54 zelené a fialkasté piesčité bridlice, vložky pieskovcov, čiernych bridlíc a dolomitických vápencov

Zmapovali sa v niekoľkých menších výskytoch v nižnoslanskej depresii. *Bridlice* reprezentujú bazálne časti vyššieho – štítnického súvrstvia gočaltovskej skupiny. Klastické zrná piesčitých facií tvorí kremeň, plagioklas, albit a klastická sluda premenlivého zastúpenia. V piesčitých faciách sa zistili drobné vyvetrávajúce karbonátové minerály a sulfidy a tiež nevýrazná prímes bazaltového pyroklastického materiálu. Zastúpená je asociácia veľmi nízko metamorfovaných minerálov – sericit + chlorit + albit ± kalcit, rutil a turmalín. Z bridlíc štítnického súvrstvia sa opísali najmä polohy sideritových konkrécií.

Banskými prácami sa v oblasti na Z od Gočaltovského mlyna (mimo mapy) zachytil vulkanogénny horizont v hrúbke 80 – 120 m a v smernej dĺžke asi 2 km (Štimmel, 1968). V bazálnych častiach tohto horizontu sú tenké výlevné telesá felzitických rhyolitov a podľa určenia zvyškov flóry smerom do nadložia prevládajú vulkanoklastické sedimenty. Nové určenie staršieho nálezu šupín, šišíek a vetvičiek, ktoré patria druhu *Pseudovoltzia liebeana* (GEIN), a nové nálezy lístkov rodu *Sphenozamites* podľa Němejca (in Štimmel)



Obr. 19. Litostratigrafická kolónka štóskej a gočaltovskej skupiny (Grecula a Gazdačko, orig.). *Štóska skupina* – *spodné súvrstvie*: 1 – sivé a čierne laminované bridlice; *stredné súvrstvie*: 2 – sivozelené laminované bridlice s laminami čiernych bridlíc, miestami tenké vložky psamitov; *vrchné súvrstvie*: 3 – zelené pieskovce a zlepenice; 4 – zelené laminované bridlice, vložky jemnozrnných zelených psamitov, droбноobliakové zlepenice. *Gočaltovská skupina* – *čiernomoldavské súvrstvie*: 5 – sivočierne a čierne pieskovce a bridlice (javorovodolinské vrstvy); 6 – sivozelené kremence a pieskovce, miestami droбноobliakové zlepenice (chotárnodolinské vrstvy); 7 – rhyolitové redeponované pyroklastiká; 8 – zelené zlepenice, zelené pieskovce (redeponované bážické horniny), zriedka vložky zelených bridlíc (osadnicke vrstvy); *rožňavské súvrstvie*: 9 – oligomiktné zlepenice; 10 – polymiktné zlepenice; *štítnické súvrstvie*: 11 – zelené a fialovkasté piesčité bridlice, sporadicky vložky sivých pieskovcov a čiernych bridlíc; 12 – dolomitické vápence a vápence.

jednoznačne svedčia o vrchnopermskom veku. Zvyšky schránok lastúrnikov nájdené na k. Háj v roku 1960 spolu so zvyškom flóry, ktoré sa predtým zaradovali do spodného triasu, patria do čelade *Anthacosiidae*, resp. do rodu *Carbonicola* McCoy, 1855.

Najvrchnejšie časti štítnického súvrstvia sa stratigraficky zaraďujú už do spodného triasu, ako to predpokladal už Böckh (1905) a Mišík (1953). Planderová (1980) z vrchnej časti štítnického súvrstvia, ktoré sme vymedzili, určila spoločenstvo sporomorf zodpovedajúce spodnému triasu.

Karbonáty sú sivé, sivoružové a hrdzavosivé a tvoria šošovkovité telesá hrubé 20 – 50 m. Nápadná je klastická piesčitá prímies zrn a sporadicky sa vyskytujúce litoklasty tmavých fylitov veľké 1 – 2 cm. Klastická prímies je usporiadaná do paralelných prúžkov zvýrazňujúcich horizontálne zvrstvenie karbonátov. Vystupujú v niekoľkok metrových polohách najmä v oblasti Medzeva, Kobeliarova a Štítnika.

Ružovo sfarbené variety karbonátov obsahujú hematitový pigment. Laminárnu textúru v karbonátoch niekedy zvýrazňujú jemné medzivrstvičky svetlosivej a čiernej *ilovitej bridlice*.

MEZOZOICKÉ SEKVENCIE

V predchádzajúcej časti sme pri charakteristike obalových permotriasových súvrství sz. časti regiónu, najmä föderatskej skupiny (v zmysle Mella et al., 2000, a iných autorov), poukázali na rozpornosť začleňovania aj mezozoických súvrství do tektonických jednotiek vyššieho radu.

Podľa Greculu (in Grecula a Kucharič et al., 1992; Grecula, 1994b) sa mladopaleozoický bazén na rozhraní gemerika a veporika od počiatku vyvíjal ako jeden spoločný sedimentačný priestor, ktorý sa postupne rozširoval a zapíňal. Zdrojovým materiálom sedimentačného bazéna boli horninové komplexy gemerika a veporika, ktoré boli zvrásnené metamorfované už pred vznikom karbónskeho bazéna. V základných črtách už vtedy bola dotvorená aj variská príkrovová stavba a aj v generálnom obraze už bol zafixovaný približne terajší vzťah veporika a gemerika, t. j. príkrovové nasunutie gemerických jednotiek na súčasne sa formujúce príkrovové jednotky veporika.

Podľa Greculu (ibid.) je nepravdepodobné, aby sa terajšie okraje mladopaleozoického bazéna aspoň približne zhodovali s pôvodným rozšírením mladopaleozoických sedimentov. Je tiež nepravdepodobné, aby celá oblasť gemerika bola v karbóne či v perme sedimentačným prostredím. Proti takejto interpretácii sú pomery

- na J od Dobšinej, kde na vyzdvihnutej kryhe staršieho paleozoika sedimentujú až zlepenice permu, a podobne sa na Z od Košickej Belej na rakoveckej skupine obalové sekvencie začínajú fialovými zlepenicami permu; podobne je to aj na iných miestach gemerika

- v oblasti tzv. Folkmarskej skaly a na S od Kojšova, kde napr. postdevónsku sedimentáciu začínajú až stredotriasové karbonáty na báze s kôrou zvetrávania.

Naproti tomu tak v črmelskej oblasti, ako aj v ochtínsko-dobšinskej oblasti sú znaky, podľa ktorých karbónske sedimenty postupne prechádzajú do permských alebo až do triasových. Grecula (ibid.) z toho usúdil, že v centrálnych častiach bazénov je pravdepodobnosť azda plynulého vývoja od karbónu do permu a možno aj do triasu. Postupným rozširovaním sedimentačného bazéna vznikla situácia, že miestami môže byť vyvinutý plynulý vývoj karbón – perm (trias), inde len perm, inde perm – trias, prípadne iba od stredného triasu vyššie. Na litofaciálnu spätosť severogemerického permu a spodného triasu v oblasti Margecian v minulosti poukázal Bajanič a Vozárová (1979).

K podobným záverom o pozvolnom prechode vrchného permu do spodného triasu dospeli aj Novotný a Mihál (1987), ktorí vrchnú hranicu bielovodských vrstiev (novoveské súvrstvie – krompašská skupina) dávajú konvenciálne medzi najvrchnejšiu polohu evaporitov a prvý horizont so spodnotriasovou fosíliou, ktorý vo vrte SM-1 (Maheľ a Vozár, 1971) je 92 m nad polohou evaporitov.

Autori súčasne so spresnením litostratigrafie krompašskej skupiny vypracovali aj model vývoja permu v bazéne. Podľa Novotného a Mihála (l. c.) sa sedimentačná panva v priečnom reze v závislosti od vývoja a hrúbky litofácií, vulkanizmu a rastúcej subsidencie do centra bazéna člení na okrajovú, prechodnú a centrálnu zónu.

Podľa Mihála et al. (in Kobulský et al., 2001) vo vrchnej časti bielovodských vrstiev (nad evaporitmi) sa postupne objavujú polohy slieňa, piesčitých karbonátov a rauvakov a striedajú sa s ílovcovými a pieskovcovými polohami (napr. vrt 1093). Hrúbka bielovodských vrstiev sa mení podľa pozície v bazéne. V okrajovej, teda južnej zóne je iba 20 – 100, v prechodnej 200 – 500 a v centrálnej aj 600 m.

Vzhľadom na to, že vo vrchných častiach novoveského súvrstvia nad klastickými sedimentmi pribúdajú aj chemogénne sedimenty a postupne prechádzajú do typických karbonátov triasového veku, Novotný a Mihál (1987) hranicu permu a spodného triasu bez paleontologických údajov vedú konvenciálne. Chýbanie niektorého litologického člena resp. vrstiev krompašskej skupiny, ktoré viedlo v minulosti, ale aj v súčasnosti

k vyčleňovaniu príkrovov resp. šupín, považujú za neopodstatnený. Tento fakt vysvetľujú rozčlenením sedimentačného priestoru na tri zóny, pričom južným smerom k zdrojovej oblasti znosu litofácie postupne vyznievajú.

Niektoré výskyty stredotriasových až vrchnotriasových karbonátov napr. na Kurtavej skale sú, ako uvádza Ištván (1984), Gaál (1984), Maheľ (1986) a i., v tektonickej pozícii.

Novotný a Tulis (2005) zistili vo vnútri Slovenského raja (na SZ od Matky Božej, dolina Lesnice) bielovodské vrstvy (rauvaky) a 500 m dlhé teleso bázik (ako pri Dobšinskej ľadovej jaskyni) pozdĺž násunovej línie glackej jednotky na geravskú, ako aj štrk, pravdepodobne z rozvetraných gosauských zlepenčov. Avšak na V od Novoveskej Huty medzi Trubačovcom a Okružlovcom je plynulý prechod medzi bielovodskými vrstvami (Nová štôlna – ložisko anhydritu v nadloží s rauvakmi) a spodnotriasovými sedimentmi (s fosíliami) bez náznakov tektonického porušenia až do stredotriasových karbonátov. Úplne iná situácia je v z. časti Galmusa s. od Rudnianskej Poráča až po dolinu Hornádu. Tam sa rozsiahlym vrtným prieskumom (25 vrtov do hĺbky 900 až 1 500 m) zistilo, že karbonátové sekvencie (dolomity a vápence) stredného triasu tvoria subhorizontálnu dosku oddelenú od podložia karbonátovou brekciou v hrúbke 10 – 50 m, pričom podloží je bielovodské súvrstvie väčšinou s mohutným vývojom evaporitov. Spodnotriasové vrstvy sa tam nelocalizovali. Styk týchto karbonátov má charakter násunovej plochy.

Výsledky štruktúrno-tektonického výskumu (Sasvári, 2004) v oblasti povrchového otvoreného lomu Šafárka ukázali, že bázu spodného triasu (skýt) tvorí 40 – 50 m hrubé súvrstvie nerovnako hrubých a nepravidelných polôh bunkových karbonátov – rauvakov, fialových, sivofialových, sivozelených a hrdzavožltých aleuritických, miestami piesčitých bridlíc s nepravidelnými vložkami svetlého a sivého dolomitu v tvare tektonickej brekcie. Rauvaky obsahujú závalky zelených, zriedka červených aleuritických bridlíc veľkých do 1 cm. Vo vyššej litostratigrafickej polohe sú zastúpené zelené a fialové bridlice a pieskovce so zriedkavými pieskovcovými vložkami, nad ktorými sú trosky polôh stredotriasového dolomitu a vápenca (Rysovec).

Prevládajúci smer vrstiev sadrovcového horizontu je SSV – JJZ so sklonom na SSZ (294/60°). Tektonicky sú prepracované diapírovým štýlom. Báza nadložia spodnotriasového súvrstvia s obsahom rauvakov, tektonickej brekcie a s polohami pestrých bridlíc má prevládajúci smer SVV – JZZ so sklonom na SZ (310/15°) a JJZ (190/15°). Podľa Sasváriho (2003, 2004) je v oblasti Šafárky nápadná smerová a sklonná diskordancia – teda tektonický styk medzi vrchnopermským evaporitovým horizontom bielovodských vrstiev a nadložnými litostratigrafickými či stratigrafickými polohami mezozoika stratenskej skupiny.

Aj podľa Grecula (in Kobulský et al., 2001) bol mezozoický vývoj v gemerickom regióne kontinuálnym pokračovaním vývoja permského. Osobitne je to potvrdené v juhogemerickej zóne, kde obalové permské sledy gočaltovskej skupiny plynule prechádzajú do karbonatickej sedimentácie (Vozárová in Mello et al., 1997). Neskorším tektonometamorfným postihom sa juhogemerické triasové sedimenty, čiastočne aj s hrubodetritickými sedimentmi gočaltovskej skupiny (cf. bučinské súvrstvie), dostali v alochtónnej pozícii na gemerikum (bôrčanský príkrov; Reichwalder, Vozárová a Mello, 1997).

Pôvodné triasové obalové sedimenty sú miestami v autochtónnej pozícii a tektonicky nie sú porušené. V dnešnom obraze gemerika sa zachovali iba miestami (Grecula, 1994b; Reichwalder, Vozárová a Mello, 1997; Kobulský a Grecula, 2004), ale to neznačí, že iné výskyty nie sú v násunovej resp. príkrovej pozícii.

Keďže región do mezozoických útvarov podstatnejšou mierou nezasahuje, naše nasledujúce závery sa opierajú o vlastné výsledky, ktoré riešili vzťahy starších útvarov voči mezozoiku, a akceptovali sa aj niektoré výsledky výskumu odborníkov riešiacich okolité regióny (Slovenský kras, Slovenský raj, Galmus).

Výskyty mezozoika v severovýchodnej, severnej a západnej časti regiónu

Na S gemerika sa pôvodne vyčlenila mezozoická stratenská skupina (napr. Mello in Bajanič et al., 1983). Od vyčlenenia silického príkrovu (Kozur a Mock, 1973b) a silicika (Mello, 1979a) sa litologická náplň stratenskej skupiny čoraz častejšie preradovala do silicika. Podľa súčasného stavu poznatkov (napr. Mello et al., 2000) sa všetky karbonatické sekvencie pôvodnej stratenskej skupiny preradili do silicika a tvoria litologickú náplň stratenského príkrovu (čiastkový príkrov Galmusa, Gerav, Glacu a hýľských šupín). Evapority pôvodných bazálnych častí silicika sa preradili do permo-triasového novoveského súvrstvia krompašskej skupiny, ktoré v severogemerickej zóne reprezentuje najvyššiu časť autochtónnych permsko-triasových výskytov.

Samostatné postavenie mezozoika pri Margecanoch a Jaklovciach nad spodnotriasovými obalovými vrstvami nadobudla aj tzv. meliatska skupina (obal v zmysle Ištvána, 1984) a neskôr (obalová) jaklovská sekvencia, ako aj sekvencia Kurtavej skaly (silicikum v zmysle Gaála, 1984, Maheľa, 1986, a i.). Jaklovskú sekvenciu v ostatnom čase mnohí považujú za severnú vetvu meliatika (napr. Polák a Jacko et al., 1996). Podobný problém je aj so zaradením vrchnopaleozoicko-mezozoických hornín v širšom okolí masívu Murovanej skaly, ktoré Németh (1996) začlenil do bôrčanského príkrovu a do silicika.

Výskyty mezozoika severnej a sv. časti regiónu opisujeme podľa oblasti a výskytov. Je to kojšovsko-opátska oblasť (s čiastkovými sekvenciami Skaly, Murovanej skaly a Plichtovho dielu), galmuská oblasť a oblasť hýlskych šupín, výskyty pri Rysovci na SZ od Hnilčíka, pri Suchom vrchu na JV od Poráča (obalové jednotky gemerika). Jaklovsko-veľkofolkmarskú oblasť začleňujeme do meliatika (s typovou jaklovskou sekvenciou). Vyšňoháorskú a vyšňomašiansku oblasť začleňujeme do föderatskej skupiny, t. j. južného obalu veporika.

V súčasnosti aj napriek mnohým kontroverzným názorom o postavení mezozoika v severnej a severovýchodnej časti SGR preferujeme náhľad o jeho autochtónnej až paraautochtónnej pozícii voči podložíu a veľkú časť mezozoických sekvencií zaradujeme do obalových jednotiek gemerika. Výnimkou je tzv. jaklovska sekvencia s ultrabázikami, bazaltmi a pyroklastikami, ktorá sa nepresvedčivo začlenila do meliatika.

Výskyty mezozoika v južnej časti regiónu a v Slovenskom krase podľa Mella (in Mello et al., 1997) sa kategorizujú do štyroch jednotiek:

A. Obalové mezozoické výskyty. Kontinuálne sa vyvíjali z permu gočaltovskej skupiny. V permotriasovom štítnickej súvrstvi sú vo vrchnej časti cyklicky sa striedajúcich polôh pieskovca, prachovca, piesčitej bridlice preplástky detritického dolomitického vápenca a karbonátového a fosfátového pieskovca. V oblasti Gočaltova sa zistil aj vulkanogénny horizont hrubý cca 100 m s výlevmi ryolitov a smerom do jeho nadložja sa nachádzajú vulkanoklastické sedimenty (Mello et al., 1997).

B. Meliatikum (trias – pelsón-karn až vrchná jura-oxford). Rekonštrukciou olistolitov, olistostrómov, tektonických šupín a blokov sa v evaporitovej melanži (Mello et al., 1997) podarilo vyčleniť niekoľko skupín hornín: (1) predriftové formácie, (2) synriftové (oceánske) formácie (sedimentárne a aj horniny ofiolitovej suity) a (3) formácie predkolízneho a kolízneho štádia.

C. Turnaikum. Typické je zastúpenie polôh sivého rohovcového vápenca v strednom a vrchnom triase a tmavej bridlice, lokálne s pieskovcovými vložkami resp. s vložkami vulkanických hornín v ladine až spodnom karne. V anise sú typické (gutensteinské) dolomity a svetlé masívne vápence, teda identické formácie ako v siliciku. Rozdiely vo faciálnej náplni sú od pelsónu nahor (v turnaiku sa na rozdiel od silicika karbonátová platforma po zaklesnutí v pelsóne už neobnovila). V prevahe sú svahové a panvové fácie a zriedka sa vyskytujú aj halštatské fácie.

D. Silicikum (trias – jura). V súčasnosti reprezentuje bezkoreňový príkrov bez známeho paleozoického podložja (Mello et al., 1997). Z vekového a faciálneho hľadiska sa v ňom vyčlenili:

1. Predriftové štádium (vrchný perm – stredný pelsón). Litostratigrafické jednotky sa podobajú ďalším jednotkám (turnaikum) alebo sú s nimi identické.

2. Fácie karbonátovej platformy. Zahŕňajú celý stredný a vrchný trias vo fáci karbonátovej platformy, prerušenie sedimentácie medzi triasom a jurou a potom kolaps karbonátovej platformy.

3. Fácie intraplatformných depresii a pelagické fácie. Sú strednopelsónske a mladšie s pozvoľným prechodom do jury.

Všeobecne sa akceptuje, že medzi sekvenciami predriftového štádia nie je podstatný rozdiel v siliciku, turnaiku ani v časti meliatika, ktoré vzniklo na stenčenej kontinentálnej kôre (Mello et al., 1997).

V zobrazenom regióne sa vyskytuje časť mezozoických súvrstvi, ktoré sa začlenili do meliatika (č. 28h až 26) a do silicika (č. 25, 24). Turnaikum na územie regiónu nezasahuje.

Spodný trias

53 pestré bridlice a pieskovce s ojedinelými polohami vápencov

Pieskovcovo-bridličnaté vrstvy (tzv. seiské) sa vyskytujú vo všetkých oblastiach, ale najhrubšie sú pri Jaklovciach, kde sa podrobne charakterizoval pozvoľný prechod vrchného permu do spodného triasu (Bajaník a Vozárová, 1979). Ich charakteristickým znakom je pomerne rýchle striedanie pestrých bridlíc a pieskovca. *Bridlice* a *pieskovce* sú fialové, tmavofialové, sivofialové a sivozelené. Bridlica je aleuritická, miestami piesčitá a s pribúdaním lamin prechádza do jemnozrnného pieskovca. Vrstvové plochy sú často obohatené detritickou sludou a miestami hematitovými zrnkami. Okrem doskovitých pieskovcov červenofialovej farby sa zriedka vyskytuje aj sivobiely, sivožltý a zelenkavý pieskovec, miestami prekremený. Ojedinele v pieskovcoch bývajú aj tenké vložky až polohy fialového, svetlohnedého a zelenkavého kremenca. Málokde sa zistili vložky kavernóznych dolomitov a polohy bridlíc, v ktorých sú laminy a tenké dosky sivého vápenca. *Vápenec* je mikritický s prechodom do vápnitých bridlíc a pieskovca. Pieskovcovo-bridličnaté vrstvy začleňujeme do skýtu. Podľa pozície vrstvy pravdepodobne zastupujú griesbach až namal.

52 zlepenec, pieskovce s vložkami kremencov

Vyskytujú sa zriedka v oblasti Kojšov – Opátka a sú tam kartograficky vyčlenené polohy v podloží dolomitov a rauvakov, hematitových bridlíc a pestrých bridlíc. V minulosti sa hruboklastická litofácia začleňovala do permu (Zorkovský a Kubišta, 1955; Sasvári in Grecula et al., 1977; Bajaník et al., 1983) a do permu až spodného triasu (Grecula et al., 1981; Kobulský et al., 2001). V sekvencii Skaly (kóta 915 m n. m.) ich overil vrt, ryhy a šachtica (Fabík a Řezníček, 1958) a v sekvencii Murovanej skaly a Plichtovho dielu (na V od Opátky) sa vyskytujú na povrchu iba na južnom okraji karbonátov. Laterálne ich zastupuje pestrá ílovitá a piesčitá bridlica. Hrúbka litofácie je iba 3 až 20 m. Ojedinele sa vyskytujú aj v z. časti územia, napr. na J od Dobšinej pri kóte Končistá.

Zlepenec a pieskovce sú sivozelené až tmavozelené a sivofialové. Zlepenec je prevažne oligomiktný s drobnými úlomkami kremeňa. Iba zriedka býva polymiktný, v ktorom sú okrem obliakov kremeňa aj úlomky kvarcitov, pieskovca a zelených, hnedých, sivých, tmavosivých aj fialových bridlíc. V zlepencoch miestami vystupujú vložky svetlosivého a sivého *kremenca*. Podložie zlepenecov a pieskovcov tvoria zvrásnené a metamorfované horniny staršieho paleozoika. Vo vrte, ryhách a šachtici ich nadložie tvoria bridlice s ojedinelými klastmi kremeňa tmelenými hematitom, čo poukazuje na ich vzájomnú spätosť a laterálne zmeny facií s hematitovým zrudnením. Aj keď na ich jednoznačné zaradenie do vrchného permu alebo do spodného triasu chýbajú paleontologické údaje, začlenili sme ich do spodného triasu (griesbach až namal).

51 červenofialové hematitové bridlice a brekcie

Vyskytujú sa hlavne v oblasti Kojšov – Opátka v sekvenciách Skaly a Murovanej skaly. Menšie výskyty sú pri lokalite Drienske pri Kojšove. Hematitové bridlice a brekcie v oblasti Kojšova – Opátky boli v minulosti predmetom ťažby Fe rúd (Kamenický, 1952a).

Červené až červenofialové *hematitové bridlice* sú laminované a miestami sú v nich aj tenké vložky sivých a sivozelených bridlíc. Farbu červených bridlíc spôsobujú zrníčka hematitu rozptýleného v aleuritckej hmote. V polohách bridlíc vystupujú prúžkované *hematitové pieskovce* (napr. vrt V-1/53) a *hematitová brekcia* s úlomkami až do 4 cm. Hrúbka litofácie je variabilná, v sekvencii Skaly sa pohybuje od 3 do 30 m a hrúbka výraznejšie zrudnených polôh hematitom v rámci celej litofácie je od 3 do 15 m. V ostatných oblastiach (napr. Drienske) hrúbka hematitových brekcií a bridlíc je niekoľko dm a iba ako oporný horizont indikujú vyznievanie litofácie. Úlomky drobnozrnných sedimentárnych brekcií tvorí kremeň a kvarcit. Tmel je hematitový, v menšej miere ílovitokremitý a s hematitovým pigmentom. Najvyššie časti hematitových rúd pri prechode do nadložných ílovitovápnných bridlíc sú často „rozrušené“ na ílovitú masu s hematitom. Na základe ich pozície ich začleňujeme do skýtu, a to vrchnej časti namalu a spatu.

50 zelené a sivozelené vápnité bridlice a pieskovce s vložkami vápencov a slienitých vápencov

Vyskytujú sa na celom území, v mnohých sekvenciách, overil ich rad technických diel, ale pre malú hrúbku a veľké zasutiny na okraji karbonátov zostali často nezmapované.

V oblasti Kojšov – Opátka sa overili hlavne v štôlnach, vrtoch, ryhách a šachticiach (oblasť Skaly) a redšie na geomorfologicky vhodných hrebeňoch (napr. na južných svahoch Murovanej skaly). Overená hrúbka bridlicových polôh (vo vrte V-4/57 a V-5/57) so zlepenčovými vložkami na báze dosahuje najviac 20 m a v prevahe sú polohy hrubé od 2 do 10 m. Polohy bieleho vápence (v nadloží hematitových pieskovcov), ktoré laterálne zastupujú bridlice, dosahujú hrúbku 13,70 m.

V sekvencii Skaly sú zelené, sivozelené a sivé *bridlice* miestami s fialovým a červenkastým odtieňom. Zriedka hnedé, hnedožlté. Bridlice sú laminované až tenkovrstvovité a miestami sú v nich tenké vložky piesčitých bridlíc a *pieskovca* zelenej a hnedej farby. Zriedkavejšie sú aj vložky zelených *vápnných* až *slienitých bridlíc*, ktoré laterálne zastupujú polohy vápencov. Medzi takéto vrstvy zaraďujeme aj biele, hnedastobiele vrstvovité *vápence* (trocha rekryštalizované s mramorovým vzhľadom), ktoré sú v podloží tmavosivých vápencov so žilkami kalcitu a rauvakov a s drobnými úlomkami zelených fylitov.

Podobný charakter litofácie je aj v ďalších oblastiach na SZ od Jakloviec, v podloží karbonátov pri Slovinkách, Poráči, Dedinkách a i., kde dosahuje hrúbku niekoľko metrov až dekametrov. Do tejto litofácie sme začlenili aj skýtske vrstvy v oblasti pod Rysovcom pri otvorenom lome Šafárka (Sasvári, 2004), ktoré sú v nadloží evaporitového horizontu (hrubé 40 – 50 m) a tvoria ich nepravidelné polohy kavernózneho dolomitu – rauvakov (1 – 18 m), tektonických brekcií (1 – 5 m) a pestrých aleuritických a piesčitých bridlíc (3 – 8 m).

Litologickým zložením sa pomerne pestré bridlice s polohami pieskovca, vápence aj kavernózneho dolomitu najviac podobajú sinským vrstvám silického príkrovu (v zmysle členenia Mellu et al., 2000), ale aj vrchnej časti bielovodských vrstiev (v zmysle členenia Novotného a Mihála, 1987). V území sa väčšinou

presne biostratigraficky nedatovali. V kojšovsko-opátskej oblasti ich podľa pozície možno začleniť do skýtu (griesbachu až spatu).

Stredný trias

49 *rauvaky, rauvakizované dolomity a vápence (anis – egej)*

Vyskytujú sa takmer vždy na báze karbonátov v mnohých sekvenciách v oblasti Kojšova – Opátky, Jakloviec, na J od Dobšinej pri kóte Končistá a i.

Rauvaky, rauvakizované dolomity a vápence sú zvyčajne žltohnedé, hnedé a svetlosivé a sivé a majú charakteristickú pórovitú štruktúru. Miestami tvoria bloky hrubé do 1 m a sú masívnejšie. Najčastejšie obsahujú úlomky sivého až tmavosivého dolomitu a ostrohranné úlomky až závalky sivých, zelených a fialových a slienitých bridlíc veľkých do 1 cm, iba zriedka väčších. Miestami je v nich biely, sivobiely a hnedastý vápenec (silnejšie rekryštalizovaný) malej hrúbky a nepravidelné vložky a polohy svetlého až tmavosivého dolomitu a sivého vápenca nerovnakej hrúbky. Pri Heličke (sekvencia Plichtovho diela) sú v podloží tmavých dolomitov aj pevné, nezvetrané rauvakizované svetlohnedé vápnité dolomity s drobnými zelenými (veľkými 1 – 2 mm) klastmi metadiabázových hornín a rauvaky až breccia s ružovočerveno-hnedou základnou hmotou, v ktorej je aj hematit. V jz. časti sekvencie Murovanej skaly s rauvakmi vystupujú tenké vložky hnedého, bieleho čiastočne rekryštalizovaného hrubolaminovaného vápenca, lokálne s laminami až vložkami ružového kalového vápenca (prímes hematitu), vložky čierneho zrnitého vápenca s hrubými laminami, ktoré tvoria pozvoľný prechod do bridličnato-pieskovcového podložia. Overená hrúbka vo vrtoch v sekvencii Skaly dosahuje 8 m, ale v oblasti Murovanej skaly narastá na 20 – 50 m.

V oblasti Jakloviec sa na povrchu a vo vrtoch overila veľmi premenlivá hrúbka rauvakov a rauvakizovaných karbonátov (od 0,5 m do niekoľko desiatok m), ktoré sa stýkajú v tektonicky komprimovanej zóne s rôznymi litotypmi hornín prevažne spodného a stredného triasu, zaraďujúcimi sa do meliatika. V oblasti Dobšinej – kóta Končistá – dosahujú hrúbku niekoľko m.

Vystupovanie rauvakov (bunečnatých dolomitov) a rauvakizovaných karbonátov tvorí výrazné litologické rozhranie medzi klastickými a karbonátovými sedimentmi vo všetkých sekvenciách, ktoré kladieme na bázu anisu (egej).

48 *tmavosivé až čiernosivé dolomity s polohami sivých dolomitov (anis – egej, bityn)*

Najrozšírenejšie sú v oblasti Kojšova až Opátky a zriedkavé sú v oblasti Jakloviec. Sú prevažne nad podložnými rauvakmi alebo skýtskymi bridlicami.

Doskovité až lavicovité *dolomity* sú tmavosivé až takmer čierne. Sú pevné, ale rozpadávajú sa na ostrohranné úlomky. Miestami sú rozpukané pozdĺž puklín, vyplnených hnedočerveným povlakom limonitu a hematitu. Sú jemnozrnné až strednozrnné. Miestami sú rekryštalizované a s tenkými kremennými žilkami. Na povrchu zvetraných dolomitov je svetlosivá až biela patina alebo typické ryhovanie. Iba veľmi zriedka sú v tmavosivých dolomitoch závalky karbonátov a čierne rohovce veľké až do 4 cm.

Ojedinele sú v nich vložky a polohy 0,5 až 5 m hrubého sivého, sivohnedého, svetloružového, fialovoručového a ružového dolomitu, dolomitického vápenca a tenké laminy ílovitovápnnitého dolomitu.

Overená hrúbka tmavých dolomitov vo vrtoch v sekvencii Skaly je od 10 do 29 m a v južnejších sekvenciách dosahuje až 50 m. V oblasti Jakloviec vo vrtoch a na povrchu dosahuje cca 20 m.

47 *sivé a svetlosivé dolomity (anis – egej, bityn)*

Sivé a svetlosivé dolomity ako typický reprezentant spodnoaniskej sedimentácie sa vyskytujú hlavne v severných oblastiach Spišsko-gemerského rudohoria. Ich podložie veľmi často tvoria rauvaky alebo bridličnato-slienitý vývoj skýtskej sedimentácie. Svetlé dolomity zastupujú takmer v celom území gutensteinskú faciú karbonátov.

Sivé dolomity vyskytujúce sa v kojšovsko-opátskej oblasti sú takmer vždy v nadloží tmavosivých až čiernych dolomitov (na mape sú s ohľadom na jej mierku začlenené do litofácie tmavých dolomitov). Farba dolomitu je premenlivá, miestami až svetlosivá, svetlohnedastá s ružovkastým odtieňom. Iba zriedkavé sú v nich vložky a polohy tmavosivých dolomitov (vo vrte V-4/57 aj 3 m poloha čiernosivého vápenca gutensteinského typu a vo vrte V-4/57 aj tenké piesčité a siltovcové vložky). Prechod do nadložia je často cez polohy sivohnedého, žltohnedého vápnitého dolomitu striedajúce sa s vložkami sivého dolomitického vápenca. Sú prevažne jemnozrnné a typicky ostrohranne rozpadové. Tvoria lavice

a dosky nepravidelnej hrúbky. Overená hrúbka tejto litofácie v sekvencii Skaly je od 36 do 50 m. *Svetlosivé dolomity* sa vyskytujú buď ako samostatná litofácia v nadloží fácie sivých dolomitov (sekvencia Murovanej skaly a Plichtovho dielu) alebo ako 5 až 10 m hrubé polohy v sivých dolomitoch s pozvoľným prechodom do podložia i nadložia. Sú jemnozrnné až veľmi jemnozrnné a iba zriedka sú vo svetlosivých dolomitoch aj čierne rohovce (napr. pri Mestskej hore nad Opátkou). Hrúbka samostatnej litofácie neprekračuje cca 20 m.

Podľa pozície možno dolomity vo všetkých oblastiach začleniť do anisu, pričom tmavosivé až čiernosivé dolomity tvoriace bázu dolomitovej fácie sú asi egejské a svetlé patria do bitynu.

46 tmavosivé, sivé až svetlosivé gutensteinské vápence (anis – egej, bityn)

Vyskytujú sa hlavne v kojšovsko-opátskej oblasti, v menšej miere v oblasti na J od Dobšinej. Majú takmer rovnaký ráz vo všetkých sekvenciách a podrobnejšie ich charakterizujeme v oblastiach, kde je hrúbka vápencov gutensteinského typu veľká a zobrazená na mape. V sekvencii Skaly a Murovanej skaly (napr. na S od Viničkového potoka), ojedinele aj na V od potoka Opátka sú uprostred dolomitov resp. v ich vrchnej časti.

Tmavosivé a sivé hrubodoskovité až tenko lavicovité *gutensteinské vápence* sú masívne, celistvé, kalové a často sú v nich nepravidelné tenké žilky bieleho kalcitu. Miestami, predovšetkým na S od Viničkovho potoka, sú v nich aj polohy svetlejšieho zrnitého organodetrítického vápenca s prierezmi schránok, vložky karbonátických zlepcov (polozaoblené obliaky, závalky zelených slieňovcov a ružových vápnitých dolomitov), tenké vložky a laminy rozpadavých slienitých a ílovitých bridlíc, ako aj tenké vložky hluzkovito-závalkovitého vápenca. V ich nadloží sú svetlé vápence (cca 10 m poloha) s karbonátovými závalkami až do 10 cm a svetlosivé dolomity. Vystupovanie tejto tenkej litofácie v dolomitovej sekvencii napriek tomu, že nemá vždy charakter gutensteinských vápencov, nás aj bez biostratigrafických dôkazov vedie k ich začleneniu medzi gutensteinské vápence. Overená hrúbka vápencov gutensteinského typu vo vrte V-4/57 je 4 m a V-1/53 je 7,60 m. Južnejšie v sekvencii Murovanej skaly hrúbku vápencov fácie odhadujeme na 30 až 50 m. Pravdepodobný vek vápencov je egej až bityn.

Tenké polohy gutensteinských a dolomitických vápencov vystupujú aj v oblasti Jakloviec na Kurtavej skale pri vrcholovej kóte 778,9 a 791,1 m (Jeremenko, 1955; Barkáč et al., 1971; Gaál, 1984, a i.). Pre malú hrúbku ich zaraďujeme medzi dolomity gutensteinskej fácie. Medzi gutensteinské vápence sme zaradili aj tmavé vápence pri kóte Končistá na J od Dobšinej.

45 svetlé a svetlosivé vrstvomité vápence (anis – pelsón)

Vyskytujú sa vo všetkých oblastiach a v ostatných rokoch sa podrobnejšie skúmali iba vo východnej časti územia. V kojšovsko-opátskej oblasti sú vždy nad dolomitmi v sekvenciách Skaly, Murovanej skaly a na V od potoka Opátka. *Vrstvomité vápence* sú svetlé, svetlosivé, sivobiele, miestami svetlohnedasté až svetložlté, zvyčajne tenkodoskovité až hrubodoskovité. Podľa charakteristických znakov ich možno porovnať s vápencami steinalmskej fácie.

V závere údolia potoka Zlatník sú v ich spodných častiach veľmi zriedka vložky svetlozelených tenko až hrubolaminovaných slienitých bridlíc a tenké vložky a prachovcové laminy. Častejšie sú tu aj závalky, hluzky sivšieho vápenca vo svetlých veľmi jemnozrnných vápencoch. Zriedkavé sú aj laminy a tenké vložky s organickým detritom. Podobný charakter majú aj vo vrtoch V-4/57 a V-5/57 a vystupujú tam v nadloží čiernosivých a sivých dolomitov a dolomitických vápencov. Ich overená hrúbka je od 6 do 11 m. Východnejšie vo vrte V-1/53 a V-2/53 hrúbka svetlých vápencov prekračuje 18 m. V sekvencii Murovanej skaly a Plichtovho dielu je hrúbka svetlých vápencov pravdepodobne až 100 m.

Vek litofácie svetlých vápencov, aj keď obsahujú organodetrítické vložky, sa paleontologicky nepreukázal. Podľa postavenia v litostratigrafickom slede sú svetlé vápence v podloží vápencov so závalkami a rohovcami, a preto usudzujeme, že sú pelsónske.

V oblasti Jakloviec sa svetlé vápence vyskytujú v obidvoch veľkolomoch a ich pozícia a hrúbka boli overené už v 50. rokoch 20. stor. (Fabík, 1956; Jeremenko, 1955; Barkáč et al., 1971; Ištván, 1984). Tento pôvodne rovnaký typ vápencov Gaál (1984) v ostatnom čase začlenil do jaklovskej sekvencie a sekvencie Kurtavej skaly. Podľa údajov Barkáča et al. (1992) a i. sa pri nasledujúcom prieskume a ťažbe príkrovový vzťah medzi sekvenciou Kurtavej skaly (silicikum) a jaklovskou sekvenciou (meliatikum) zatiaľ jednoznačne nepotvrdil. Svetlé a svetlosivé masívne vápence na Kurtavej skale v okolí kóty 791 m pokračujú prerušovane smerom na SZ, miestami sú hnedé a ružovkasté a podobné steinalmským vápencom. Do tohto typu obalových mezozoických sekvencií sme začlenili aj svetlé a svetlosivé vápence v oblasti kóty Končistá na J od Dobšinej.

44 **sivé a tmavosivé závaľkové vápence, miestami hľuznaté, s rohovcami a vložkami ílovitých a slienitých bridlíc**

Zistili sa v mnohých mezozoických sekvenciách v sv. časti SGR. Zvyčajne sa v literatúre charakterizujú ako rohovcové alebo reiflinské vápence, ale v niektorých oblastiach sme zistili, že okrem rohovcov sú veľmi početné závaľky vápencov, ktoré veľmi často výrazne prevažujú nad rohovcami. V tomto území preferujeme termín závaľkové vápence, aj keď ich porovnávame a paralelizujeme s rohovcovými resp. reiflinskými vápencami.

V oblasti Kojšova a Opátky sa vyskytujú v strednej časti karbonátovej sekvencie pod vrstvami wettersteinských vápencov. Medzi *závaľkové vápence s rohovcami* sme zaradili sivé, tmavosivé až čiernosivé vrstvomité tenkodoskovité až hrubodoskovité vápence, v ktorých sú prevažne v spodnej časti litofácie časté tenké vložky a laminy svetlohnedého kremitého vápenca až silicitu. Medzivrstvové plochy sú miestami tvorené aj tenkými a hrubšími sivými a sivozelenkavými ílovitými až slienitými laminami, ktoré oddelujú jednotlivé dosky vápenca. Vo vápencoch tejto fácie sú nevýrazné, ale aj farebne kontrastné laminy, ktoré sú nesúvislé, popretrhávané s dĺžkou 10 – 15 cm a hrúbkou do 5 cm (typické synsedimentárne textúry) príp. s častými vápencovými intraklastmi rozličného sivého odtieňa. Zriedkavejšie sa v nich vyskytujú aj polohy *hľuznatých vápencov*. Charakteristickým znakom litofácie sú sivé, tmavosivé a čierne, zriedka aj svetlosivé a svetlohnedé zaoblené a ostrohranné rohovce veľké niekoľko cm (najčastejšie je 4 – 6 cm). Na základe silikátových analýz vo vrtoch na Skale obsah SiO₂ v typických rohovcových vápencoch je od 7,47 do 20,96 %, t. j. 10 až 20 % objemu vápencov tvoria rohovce – silicity.

Vo vápencoch v spodnej časti litofácie zriedka vystupujú aj dm vložky limonitizovaného hnedého až červeného vápenca a dm vložky *ílovitých a slienitých bridlíc* sivozelenej a svetlozelenej farby. V sekvencii Plichtovho dielu sú častejšie vložky a tenké polohy organodetrítických vápencov. Zo spodnej časti tejto litofácie pri kóte 812,0 m Mello a Gaál (in Bajanič et al., 1983) uvádzajú nasledujúcu asociáciu konodontov: *Gondolella constricta* MOSHER & CLARK, *Gondolella* cf. *bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (TATGE), *Priniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKRIEDE) a *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL). Na základe takéhoto spoločenstva konodontov vek vápencov stanovujú na pelsón – ilýr, možno až fasan. Vyššie časti litofácie zastupujú pravdepodobne ladin.

Overená hrúbka závaľkových vápencov vo vrtoch v sekvencii Skaly je od 70 m do 100 m, v sekvencii Murovanej skaly a Plichtovho dielu od 30 do 100 m.

43 **tmavosivé vápence a dolomitické vápence**

42 **svetlosivé a žltosivé dolomitické vápence**

Okrem typických sivých až tmavosivých závaľkových vápencov aj s rohovcami sa v rámci celej fácie vo vrtoch na Skale overil rad vložiek a polôh svetlosivého, sivobieleho a svetloružového vápenca (2,0 až 3,20 m), žltobieleho, žltosivého, žltohnedého vápenca až dolomitického vápenca (1,0 – 12,0 m), ktoré Fabík a Řezníček (1958) znázornili v geologicko-technologických rezoch ako prstovité zastupovanie reiflinských a wettersteinských vápencov. Podľa prehodnotenia ich vrtoch vrchné časti fácie reiflinských vápencov sú zastúpené polohami tmavosivého a sivého doskovitého vápenca a *dolomitického vápenca* (43), ktoré do nadložia prechádzajú do svetlosivých a žltosivých *dolomitických vápencov* (42). Ide o pozvoľný prechod do spodnej časti nadložných svetlých wettersteinských vápencov.

41 **svetlosivé až biele wettersteinské vápence (karn – ladin)**

Vyskytujú sa v kojšovsko-opátskej oblasti vo vrcholových častiach sekvencie Murovanej skaly a Plichtovho dielu. *Wettersteinské vápence* sú svetlosivej, sivobielej, miestami takmer bielej farby. Zriedka sú v nich vložky svetlohnedého a ružového vápenca (napr. Murovaná skala). Vápence sú zvrstvené, prevažne hrubodoskovité až tenkodoskovité s nevýraznými laminami v rámci dosiek. Iba ojedinele sa v spodných častiach litofácie v tesnom nadloží závaľkových vápencov zistili aj litoklasty drobného rohovca.

Vo vrchnej časti sekvencie Plichtovho dielu sú vápence pri styku s nadložnými reingrabenskými vrstvami tmavšej sivej farby a sú organodetrítické až organogénne so stonkami krinoíd a s častými bližšie neurčenými prierezmi schránok. Početné sú aj závaľky tmavšieho sivého vápenca v svetlejších mikritických vápencoch. Wettersteinské vápence sú hrubé iba cca 10 až 50 metrov.

Vystupovanie wettersteinských vápencov v nadloží závaľkových vápencov a v podloží reingrabenských vrstiev ich umožňuje zaradiť do vrchnej časti ladinu (longobard) až karnu (jul).

na základe pozície vo vrstvovom slede začlenili medzi vápence wettersteinskej, steinalmskej fácie príp. až do spodnotriasových vápencov. Hrúbka svetlých vápencov je variabilná a miestami prekračuje desiatky m. Vek nie je paleontologicky dokázaný.

Vrchný trias

39 tmavosivé a zelenosivé bridlice s polohami vápencov – reingrabenské vrstvy (karn – jul)

V sv. časti SGR sa vyskytujú pri Opátke v sekvencii Plichtovho dielu, kde ich paleontologicky dokázal už Štúr (Mello in Bajaník et al., 1983). V troch izolovaných úzkych synklinálach sú dlhé cca 900 m.

Bridlice s vápencovými polohami začleňujeme do *reingrabenských vrstiev*. Podobný ráz majú aj bridlice v západnej časti územia, kde sú rozšírené vo föderatskej skupine v sekvencii Vyšnej Maše pri Dobšinej (Biely, 1956). Podobný, ale problematický výskyt tmavých bridlíc je aj v meliatiku jaklovskej oblasti. Sú to tmavosivé až takmer čierne, zelenosivé a svetlosivé tenkolaminované ílovité až aleuritické *bridlice*. Možno v nich sledovať striedanie lamín rôzneho farebného odtieňa, a to od čiernych, sivočiernych až po sivozelené laminy, miestami flakatého vzhľadu. V bridliciach sa zriedka vyskytujú aj tenké hnedasté (dolomitické) laminy a nepravidelné vložky tmavosivého až čierneho vápenca, miestami organodetrítického. Pravdepodobne práve z týchto vložiek sa stanovil vek lastúrnika *Halobie* na karn (jul). Predpokladaná hrúbka reingrabenských vrstiev je cca 20 až 30 m.

38 tmavosivé organodetrítické vápence (karn – norik?)

37 sivé organodetrítické vápence (vrchný karn – norik?)

Vyskytujú sa iba v oblasti Nad močiarom – Plichtov diel a paleontologicky sa neprehodnotili. Podľa poľského geofyzika Farbisza (1979 – ústna informácia) sú v nadloží *reingrabenských vrstiev*. Podľa geofyzikálnej interpretácie (profil 10/114) je predpokladaná hrúbka vápencových polôh okolo 30 až 50 m. Miestami sú to tmavosivé, sivé a niekde až čierne doskovité organogénne a *organodetrítické vápence* s hojným podielom organických zvyškov. Na základe makropozorovania ich možno pokladať za plytkovodné až lagunárne vápence s bližšie neurčenými prierezmi. Pravdepodobne sú to krinoidy, riasy, koraly, gastropóda, lamelibranchiát a pod. Miestami sa v nich vyskytujú vložky a závalky sivého vápenca s drobnými tmavými škvŕnami pripomínajúcimi pelety. Podľa pozície možno uvažovať o ich vrchnokarnskom až norickom? veku (Kobulský a Grecula in Elečko et al., 2004).

MELIATIKUM

Spodný trias – spodný malm

Problematikou meliatskej skupiny sa zaoberal Andrusov (1953a, 1975), Began a Snopko (1963), Bystrický (1954, 1959, 1962, 1964), Bystrický a Fusán (1955), Čekalová (1954), Ilavská (1965), Kozur a Mock (1973b), Maheř (1953a, 1954, 1954a, 1975), L. Snopko (1957), Varga (1971, 1978) a mnohí ďalší.

Do meliatika v regióne mapy Spišsko-gemerského rudohoria zaraďujeme tieto tektonické jednotky nižšieho radu: bôrčanský príkrov, meliatikum s. s. resp. výskyty s tektonicky redukovanými a/alebo neúplnými sekvenciami meliatskeho vývoja. Na SV regiónu samostatne vyčleňujeme tzv. jaklovskú sekvenciu.

Bôrčanský príkrov (príkrov Bôrky)

Karbón? – trias?

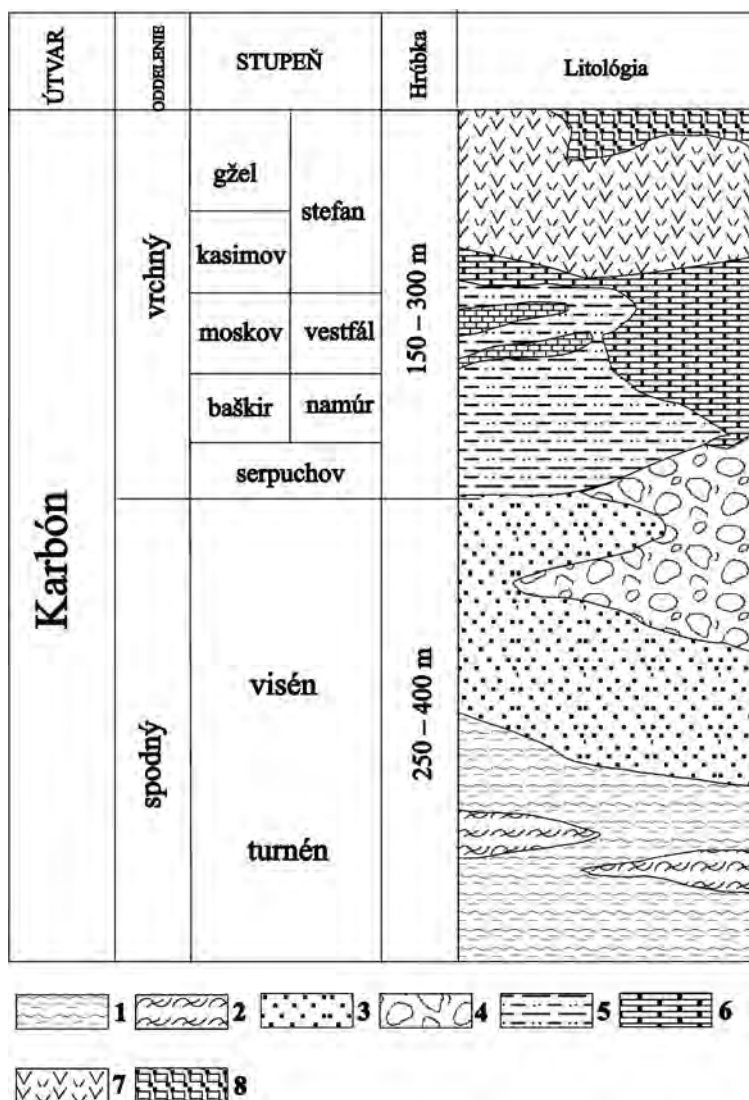
Komplex vyššiemetamorfovaných mladopaleozoicko-mezozoických hornín známy ako bôrčanský príkrov (*príkrov Bôrky*) v literatúre prví použili Leško a Varga (1980). Hlavným dôvodom na zaradenie horninových súborov do tejto litotektonickej jednotky bol vyššietlakový stupeň metamorfnej rekryštalizácie hornín, a to na rozdiel od menej metamorfne postihnutých obalových sekvencií gemerika či hornín meliatika s. s.

Na stratigrafické a tektonické zaradenie litostratigrafických členov boli rozdielne pohľady. Sedimentárne členy sekvencie, prevažne bridlice a karbonáty, sa považovali za karbónske (k čomu sa prikláňame aj my), kým bázické vulkanity zmenené na glaukofanity sa zaraďovali do triasu (Kamenický, 1957a). Neskôr sa ukázalo (cf. Reichwalder, 1973), že sedimenty aj bázické horniny tvoria jednotnú sekvenciu, a preto

sa oddelili od menej metamorfovaných členov meliatskej skupiny triasovo-jurského veku (Mello et al., 1983). Problém bol v oblasti Ždiaru, Vysokého vrchu a Lašanky (oblasť Ochtinej), kde bol tento sedimentárno-vulkanický komplex rozdelený tektonickou hranicou (Bajaník et al., 1984). Doložené karbonátové členy v oblasti Markušky poukazujú na karbónsky vek resp. na to, že báza je ekvivalentom karbónsky doložených vápencov známych z iných oblastí karbónu a že postupne prechádza do nadložných bázických pieskovcov (resedimentov). Oddeliť ich tektonickou hranicou nemožno. Podľa Gazdačka (2005) je táto sekvencia korelovateľná so zlatníckym súvrstvom severogemerického karbónu (v zmysle Vozárovej a Vozára, 1988). Opisovaná sekvencia v oblasti Markušky sa podľa niektorých autorov (Fusán, 1959; Abonyi, 1971a) zaraďovala do stredného karbónu (dúbravské vrstvy), podľa iných (Bajaník et al., 1984) do triasovo-jurského komplexu meliatika a podľa Madarása et al. (1995) do bôrčanského príkrovu – čiastkového príkrovu Ždiaru.

Podľa našich interpretácií je stratigrafická postupnosť členov nasledujúca (Gazdačko, 2005):

V spodnej časti resp. na báze bôrčanského príkrovu vystupujú silno mylonitizované chloriticko-sericitické fylity s vložkami resp. až polohami metabáz s amfibolitmi a metakarbonátmi. Muskovitické kvarcité a bridlice sa vyvíjajú pozvoľne z už uvedených hornín a v nich sú miestami väčšie polohy bučinských zlepcov. Fáciu oligomiktných *bučinských zlepcov* reprezentujú kremenno-živcové zlepenice s kvarcitickým tmelom, polohy acidných pyroklastík, arkóz a sporadické vložky ryolitov. Alternatívne, resp. v zhodnej stratigrafickej pozícii, vystupujú *oligomiktné zlepenice filipského typu*, ktoré sa vyznačujú silnou tektonizáciou. Na rozdiel od oligomiktných zlepcov bučinskej fácie, ktorú buduje kvarcitický tmel, zlepenice filipského typu majú vyššie zastúpenie ílovitého komponentu, čo spôsobuje ich vyššiu plasticitu v nízkoteplotnom deformačnom procese.



Obr. 21. Litostratigrafická kolónka bôrčanského príkrovu (Gazdačko, 2005). 1 – chloriticko-sericitické a grafiticko-chloritické fylity; 2 – muskovitické kvarcité a bridlice; 3 – bučinské zlepenice; 4 – tektonizované oligomiktné zlepenice filipského typu; 5 – čierne siltovcovovo-peliticke bridlice s konglomerátmi, drobnými a vápencami s glaukofánom; 6 – kryštalické karbonáty; 7 – bazaltové pyroklastiká s karbonatickými laminami; 8 – glaukofanity.

Postupne prechádzajú do mohutnejších polôh čiernych, grafiticko-chloritických bridlíc s polohami čiernych až sivých, miestami dolomitických karbonátov. Postupným pribúdaním bázických pieskovcov prechádzajú do mohutnejších polôh s prevahou aktinolitických pieskovcov. Najtypickejším litologickým členom bôrčanského príkrovu sú *glaukofanity*, ktoré vystupujú v najvyšších častiach sekvencie.

Horninové súbory bôrčanského príkrovu na zobrazenom území vystupujú v jeho južnom a západnom leme. Pruh mylonitizovaných siliciklastík a mramorizovaných karbonátov sa začína na Z od Jasova a najmohutnejší vývoj má v širšom severnom okolí Hačavy (napr. oblasť kóty Špičiak, 808 m n. m.). V tejto zóne sú známe aj výskyty niekoľkých polôh vysokotlakovo metamorfovaných hornín – glaukofanitov. V nižnoslanskej depresii vystupujú horniny bôrčanského príkrovu vo viacerých príkrovových troskách na SV od Štítnika a v oblasti Petrova, Kobeliarova a Brdárky.

36 chloriticko-sericitické a grafiticko-chloritické fylity

Vystupujú v bazálnych častiach bôrčanského príkrovu. Tvoria ich detailne prevrásnené sivozelené fylity s krenulačnou klivážou. *Chloriticko-sericitické* a *grafiticko-chloritické fylity* lokálne získavajú až flyšový charakter. Miestami sa v nich vyskytujú bazaltové pyroklastiká s viditeľnými amfibolmi (veľkými do 1 cm). Hlavným minerálom je kremeň, svetlá sluda, v menšej miere amfiboly a chlorit, organický pigment a Ti minerály. Pôvodne nezmenené horniny tvoril Ca amfibol, albit, chlorit, klinozoisit, granát, biotit a Ti minerály. Staršiu metamorfnú udalosť vo fácií epidotických amfibolitov prepísala mladšia vo fácií modrých resp. zelených bridlíc (Ivan, 1999). Vysokotlakové metamorfity petrologicky podobne charakterizoval aj Faryad z vrto v oblasti Rudníka, ako aj z vrtu G-36, G-1 a G-11 z oblasti Bučinej – Nižnej Slanej. V oblasti Kobeliarova a Slavošky (vrt KO-48, Gs-1, Gs-2, Gs-3, Pe-1) sú tieto vrstvy násunovým horizontom bôrčanského príkrovu na meliatsku skupinu, ktorá tvorí melanž ultrabázik, anhydritov a sadrovcov, ako aj bielych až hnedobielych rekryštalizovaných vápencov (Gazdačko, 2005).

35 muskovitické kvarcity a bridlice

Muskovitické kvarcity a *bridlice* sa vyvíjajú pozvolne z už opísaných vrstiev a v nich sa miestami vyskytujú väčšie polohy bučinských zlepcov. V predmetamorfnom štádiu predstavovali pieskovce a kremence s bridlicovými a zlepcovými polohami. Početné sú nepravidelné žilky kremeňa v plochách foliácie (strižné žily), ako aj v systéme *ac* puklín. Majú sivozelenú, sivú, miestami bielo-hnedastú „cukrovitú“ základnú hmotu. Pozorovateľná je aj laminácia. Základnou hmotou je kremeň, muskovit a vedľajšou zložkou kalcit, chlorit, stilpnomelán, chloritoid a albit. Akcesórie tvorí turmalín, zirkón, rutil, granát, hematit a limonit.

34 bučinské metazlepence

Bučinské metazlepence sa zistili v zóne kóty Bučina a Spúšťadlo medzi Brdárkou a Vlachovom, v oblasti kóty Ježovec 1 km na J od Brdárky a kóty Čertov chrbát 500 m na J od Nižnej Slanej.

Fáciu oligomiktých *bučinských zlepcov* reprezentujú kremenno-živcové zlepence s kvarcitickým tmelom, polohami acidných pyroklastík, arkóz a so sporadickými vložkami ryolitov.

Charakteristickým znakom tejto fácie je tektonizácia a rekryštalizácia. Kremenné klasty majú tvarovú prednostnú orientáciu oblátneho resp. prolátneho tvaru v závislosti od pozície polohy voči presunovej ploche. Klasty sú spravidla veľké do 5 cm. Polohy monominerálnej rekryštalizovanej kremennej základnej hmoty nadobúdajú vzhľad zelenkastej afanitickej silicitickej hmoty. Minerálne zloženie týchto metaklastík je pomerne monotónne – kremeň (60 – 85 %), svetlá sluda (40 – 15 %) a lokálne živce. V základnej hmote zlepcov akcesoricky vystupujú novotvary turmalínu a alotriomorfné až idiomorfné zrná rudných minerálov (pyrit, hematit a pseudomorfózy hematitu po pyrite).

Németh (2001) štúdiom deformačných charakteristík zistil zmenu od prolátnej deformácie obliakov v susedstve presunovej plochy smerom k oblátnej vo vyšších etážach alochtónneho telesa. Mikroštruktúrny výskum za pomoci U stolíka a textúrneho goniometra v prípade kremenných zrn potvrdil relatívne nízky stupeň mriežkovej prednostnej orientácie, čo môže súvisieť už s postkinematickou relaxáciou v dôsledku statickej rekryštalizácie zlepcov.

33 tektonizované oligomikté metazlepence filipského typu

Typová lokalita je v oblasti sedla Filipka, ktoré presekáva štátna cesta z oblasti Henckovce – Nižná Slaná do Roštára. Polohy týchto zlepcov tvoria ďalej väčšie príkrovové trosky v južnej časti nižnoslanskej depresie v zóne medzi Roštárom a Henckovcami.

Všetky výskyty *oligomiktných zlepcov filipského typu* sa vyznačujú výraznou tektonizáciou v mezomierke aj mikromierke. Na rozdiel od oligomiktných zlepcov bučinskej fácie, budovanej kvarcitickým tmelom, zlepenec filipského typu, majú vyššie zastúpenie ílovitého komponentu, čo v nízkoteplotnom deformačnom procese spôsobuje ich vyššiu plasticitu.

Zlepenec je sivý až striebřistý (od tektonometamorfnnej svetlej sludy na foliačných plochách). Litoklasty v ňom (tvorí ich kremeň, v menšej miere kvarcitty a sporadicky aj fragmenty fylitov a kyslých vulkanitov) majú nižšie percentuálne zastúpenie ako základná hmota (cca 10 %). Priemerná veľkosť obliakov je cca 1,5 cm, ale sporadicky sú aj väčšie. Základnú hmotu tvorí dynamicky rekryštalizovaný agregát kremenných zŕn veľkých 15 – 45 μm .

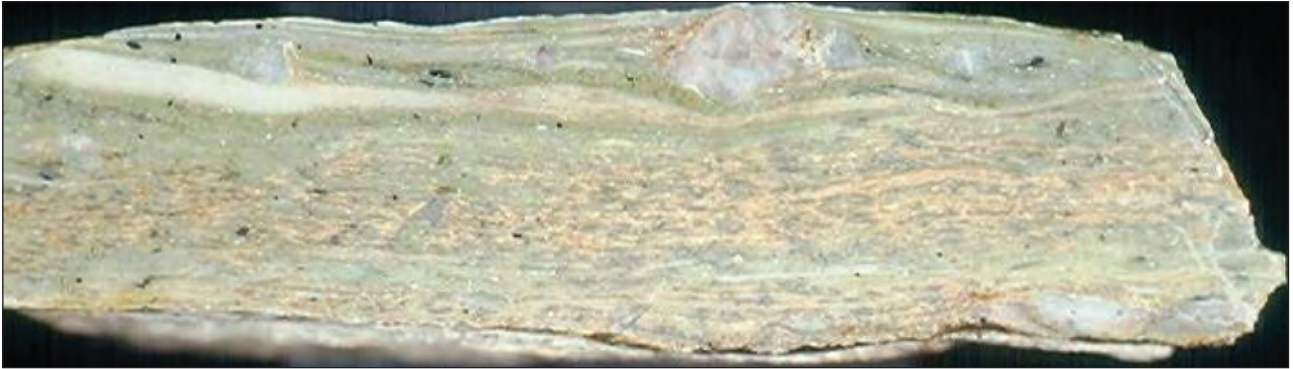


Foto 13. Charakteristickým znakom bučinských metazlepcov je ich dynamická rekryštalizácia s tvarovou prednostnou orientáciou kremenných klastov a planárnou stavbou v jemnozrnejšej základnej hmote. Deformovaný obliak v hornej časti fotografie je veľký 1,2 cm. Foto Németh.



Foto 14. Sklovitá silicická hmota vystupuje spravidla nekonformne s foliáciou danou anizometriou kremenných klastov. V prípade na obrázku ide o nízkouhlový vzťah charakteru antitetického strihu. Foto Németh.

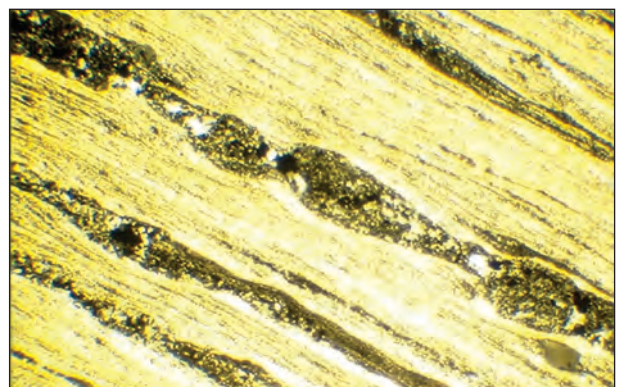
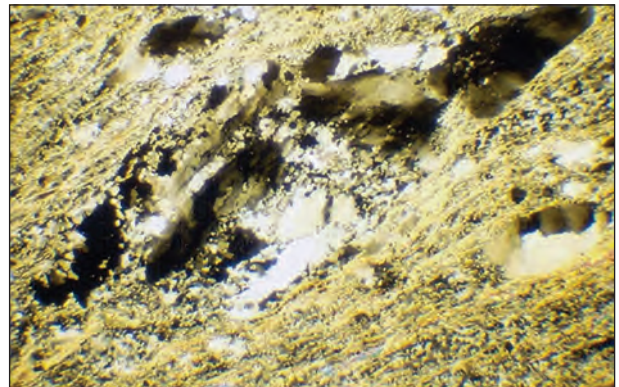


Foto 15. Kremenné klasty sa vyznačujú rozličným stupňom tvarovej a kryštalooptickej prednostnej orientácie. Na obrázkoch je pozorovateľný rast deformačného gradientu od málo deformovaného klastu (tvorba nových subzŕn, deformačné pásy a lamely) až po silne deformované (budinované) klasty. Vzorky z JZ BU27 a 23 sú z jz. svahu kóty Bučina 858 m n. m. Foto Németh.

Charakteristické je lokálne prevrásnenie a vývoj foliačných plôch. Prevládajúca foliácia duktilne deformovaných zlepenčov na typovej lokalite v sedle Filipka má mierny až stredný sklon na V (97/38°) s výraznou lineáciou orientovanou severojužným smerom (180/5°). Zistila sa výrazná krenulačná kliváž s generálne severojužným priebehom osí krenulačných vrás (355/5°). Zlepenec je lokálne reprezentovaný a-tektonitom.

Kremenné klasty sú deformované a majú variabilný stupeň oblátnosti či prolátnosti v závislosti od pozície konkrétneho klastu k zmäkčeným zónam s kinematikou homogénneho alebo heterogénneho strihu. V mikromierke je mimoriadne markantná dynamická rekryštalizácia týchto klastov.

32 čierne siltovcovo-pelitické grafitické bridlice s metakonglomerátmi, metadrobami a tmavými mramormi, miestami s glaukofánom

Čierne siltovcovo-pelitické grafitické bridlice s metakonglomerátmi, metadrobami, tmavými mramormi a miestami s glaukofánom vystupujú v podloží karbonátového horizontu v oblasti Radzima, Kobeliarova, Bučiny, Honiec, Šugovskej doliny, Lúčky a Bôrky a dosahujú hrúbku niekoľko desiatok metrov. Siltovcovo-pelitické bridlice sú jemnozrnné, rovnoplocho štiepatelné, tmavosivé až čierne. Tvoria ich hlavne kremeň, sericit a grafit. Spolu s nimi sa objavujú tenkovrstvovité polohy tmavého kryštalického vápenca, miestami ankeritizovaného. Postupne prechádzajú do komplexu kryštalických karbonátov, predovšetkým do vápenčov a miestami do dolomitov. Dolomit je celistvý, žltohnedý a ostrohranného rozpadu. Po puklinových systémoch je často limonitizovaný.

Za dôležité pokladáme to, že sa tieto čierne bridlice vyskytujú spolu s polohami čierneho kryštalického vápenca, svetlohnedého, sivozeleného a bieleho mramoru (miestami dolomitu – oblasť Ždiaru) a ich vystupovanie pripomína bazálnu časť zlatnickeho súvrstvia (v zmysle Vozárovej a Vozára, 1988). Lokálne sú metamorfované vo fácií modrých bridlíc s glaukofánom. Madarás et al. (1995) ich považujú za normálne stratigrafické nadložie dúbavského súvrstvia (v zmysle Fusána, 1959) a toto súvrstvie definujú ako hačavské súvrstvie veku vrchný trias – jura.

31 kryštalické karbonáty

Stratigraficky vyšším horizontom je pomerne mohutný komplex *kryštalických karbonátov* – mramorov, v ktorom možno vyčleniť bridličnaté kryštalické vápence svetlohnedých, zelenkastých a bielych variet. Najhojnejší je kalcit, kremeň, limonit, miestami albit, chlorit, aktinolit a hematit. Niekde nadobúdajú rauvakizovanú formu. Vrstvy vápenca sú silno mylonitizované a prevrásnené. Najrozšírenejším typom sú biele čisté kryštalické vápence, miestami s dolomitmi, úplne zhodné s bielymi vápencami meliatskej skupiny. Tie vo vyšších častiach často alternujú s diabázovými pyroklastikami, pieskovicami s glaukofánom.

Vo vápencoch na Dúbrave sa zistili krinoidy, ktoré môžu reprezentovať vyššiu časť moskova alebo uralu (Fusán, 1959). Dúbavské vrstvy sa dlho pokladali za vrchnokarbónske. Do mezozoika meliatskej skupiny ich zaradil Bajaník et al. (1983, 1984), a ešte predtým v okolí Hačavy a Bôrky Reichwalder (1973). Svetlé rekryštalizované karbonáty sú charakteristickým členom dúbavského súvrstvia bôrčanského príkrovu. Na hodnotenom území reprezentujú alebo izolované polohy, alebo polohy s vložkami metabazaltových pyroklastík.

30 bazaltové metapyroklastiká s karbonatickými laminami

Pre komplex metabazaltových hornín s karbonatickými laminami aj bridlicami, ktoré sa predtým zaradovali do karbónu, použil Fusán (1959) podľa typovej lokality Dúbrava pri Ochtinej označenie dúbavské vrstvy. Vekové zaradenie bez paleontologických dôkazov nemožno považovať za definitívne (v Hačave a v Šugove sa zistili karnské konodonty, ale nie v typických dúbavských vrstvách; Mello et al., 1997). Litologicky veľmi podobné súvrstvie je totiž v dobšinskej skupine (stredné súvrstvie Abonyiho, 1971a resp. zlatnicke súvrstvie v týchto vysvetlivkách; Gazdačko, 2005), na Hrádku aj na Z od Lubeníka (Németh in Hraško et al., 2005).

Popri karbonátoch *bazaltové metapyroklastiká s karbonatickými laminami* reprezentujú podstatný litotyp bôrčanského príkrovu vo všetkých výskytoch na hodnotenom území. Ich pravdepodobnú strednotlakovú až vyššietlakovú metamorfózu indikuje poloha glaukofanitov na J od kóty Radzim (961 m n. m.). Metabazalty a glaukofanity sú z oblasti Radzima a nižnoslanskej depresie známe už zo skoršieho výskumu. Petrograficky ich opísal už Rozložník (1935) a Kamenický (1957a). Podľa novších štúdií (napr. Ivan a Kronome, 1996), sú horniny bazaltového vzhľadu alebo vzhľadu bazaltových pyroklastík podstatne variabilnejšou skupinou hornín. K podobnému náhľadu dospel aj Grecula (1994), ktorý preferuje resedimentáciu pôvodného materiálu a tieto horniny označuje ako zelené pieskovce a siltovce (pracovnokomunikačný termín bahniaky a generálny názov zelenokamene).

Horizont na hodnotenom území vystupuje v typickom vývoji v obrube kóty Spúšťadlo a Bučina rovnako ako kryhy Radzima a ďalej v oblasti Kobeliarova a Slavošky. V prvom prípade ide o výstup v tektonickom podloží siliciklastík bučinského súvrstvia, ktoré sa vekovo korelujú so stefansko-permskými rožňavskými zlepcami gočaltovskej skupiny. V prípade cca 500 m vzdalenej radzimskej kryhy tento horizont vystupuje v tektonickom podloží karbonátov silicika. Treba pripomenúť, že Gazdačko (2005) v doline nachádzajúcej sa na V od kóty Vysoká hora (711 m n. m.), na JZ od Markušky, poukazuje na litologický profil karbónu, ktorý náplňou a pozíciou zodpovedá severogemerickému vývoju karbónu v okolí Dobšinej (vrt D-IV/1 a D-VI/1; Rozložník, 1970; G-16; Máška, 1957a). Komplex tvorí antiklinálu s plocho uloženými ramenami a s *b* osou prebiehajúcou v smere V – Z. V spodnej časti prevládajú mylonitizované, sericiticko-chloritické až grafiticko-chloritické bridlice postupne prechádzajúce do bielosivých až tmavosivých rekryštalizovaných vápencov s rozptýleným pyritom a chalkopyritom a s početnými kalcitovými žilkami. Karbonáty sa striedajú s laminovanými grafitickými bridlicami, s ložnými kremeno-ankeritovými žilkami. V profile možno pozorovať bielosivé až sivé rekryštalizované hruboobliakové oligomiktné zlepence s úlomkami čiernej bridlice veľkými do 1 cm. Poloha (cca 2 m) sivého ankeritizovaného dolomitického vápenca až dolomitu vystupuje spolu s čiernym sludnatým, drobovým a lavicovitým pieskovcom. Grafitické bridlice sa postupne nahrádzajú sivočiernym vápencom (30 m hrubá poloha), v ktorom sa (vrt Ma-1 až Ma-3; Kilík a Tomašíková, 1992) začínajú objavovať stonky krinoíd priemerne veľké okolo 1 cm a dlhé 2 – 3 cm. Vápence postupne prechádzajú do pieskovcovo-zlepencového komplexu klastík s kremennými obliakmi veľkými 1 – 2 cm. Pozorovateľné je zjemňovanie vrstiev od zlepcov cez pieskovce do lístkovito sa rozpadajúcich čiernych grafitických bridlíc.

Geofyzikálne bazaltové metapyroklastiká sa prejavujú vysokou magnetickou susceptibilitou (Grecula a Kucharič et al., 1992). Bajanič et al. (1984) položili medzi bázický a klastický vývoj tektonickú hranicu. Stredný karbón doložila Snopková (1962) spórami a pozvolné prechody sú tu viac ako evidentné. To je totiž jeden z dôležitých argumentov v prospech karbónskeho veku sedimentov tvoriacich náplň bôččanského príkrovu, ktoré sa neskôr v oddelenej metamorfnej fáze vyššielakovo metamorfovali. Preto sme tento komplex zaradili do zlatnickeho vývoja karbónu a na V od štítického zlomu litologicky ten istý komplex, ale metamorfovanejší, sme priradili k bôččanskému príkrovu.

Pôvodné laminované až skrytolaminované masívne jemnozrnné až strednozrnné sedimenty reprezentuje epidotická-aktinolitická bridlica s prejavmi strednotlakovej metamorfozy. Jej hlavným minerálom je aktinolit a biotit, vedľajším albit, kremeň, epidot a titanit. Reliktmi pôvodného sedimentu sú klasty epidotu, kremeňa a plagioklasu ± svetlá sluda. Produktom prográdnej metamorfozy bola asociácia aktinolit – epidot – albit a v retrográdnej vznikali albit – chlorit – biotit.

Horniny majú nápadnú kontrastnú lamináciu. Laminy sú z preplástkov sivého, žltkastého a hnedastého vápenca a striedajú sa so zelenkastými preplástkami siltovcového až piesčitého charakteru. Výrazné je zastúpenie povlaku bielej sludy a chloritu na foliačných plochách, od ktorých hornina získava striebřistý odtieň.

Z pozície hodnoteného horizontu sa v podloží bučinských klastík evokuje jeho vekové zaradenie do karbónu. Na druhej strane sa medzi hodnoteným horizontom a príkrovovou troskou silicika Radzima siliciklastiká bučinského typu nezistili.

Súčasná interpretácia šupinovitej stavby bôččanského príkrovu v nižnoslanskej depresii (Mello et al., 1997; Németh, 2005) hodnotený horizont časovo korelujú s triasovou riftogenézou na J od gemerického priestoru, pričom bazaltová efuzívno-extruzívna činnosť a genéza karbonatických preplástkov sa interpretačne zaradili do triasu (embryonálne štádium otvárania meliatskeho bazéna). Toto zaradenie je podopreté niekoľkými biostratigrafickými nálezmi, z ktorých je pre územie nižnoslanskej depresie dôležité zistenie zo západného úbočia Radzima pri ceste zo sedla Široké pole na kótu Radzim.

Mock (1980) tam zo svetlých kryštalických vápencov so šmuhami sivozelených minerálov (?vulkanický materiál) získal konodonty *Gondonella excelsa* (MOSHER), ktoré sú celkovo rozšírené v ilýre až spodnom ladine a ojedinele sa vyskytujú aj v longobarde. Treba upozorniť na to, že nie je jasné, z ktorých vápencových polôh sa vzorky odobrali, pretože v oblasti Širokého poľa sa vyvinul spodný trias aj ako najvrchnejšia časť štítického súvrstvia, kde preplástky resp. polohy karbonátov sú ich bežnou súčasťou. Svedčí o tom aj výskyt polymiktných zlepcov permského veku.

Typická vzorka z tohto horizontu – chloritovo-karbonatická bridlica (Németh, 2001) s metamorfnou asociáciou albit + kremeň + chlorit + svetlá sluda + kalcit + rutil + granát + ilmenit + apatit, reprezentuje mylonit s anastomujúcou foliáciou obtekajúcou pretiahnuté dynamicky rekryštalizované kremeňové zrná s miernou asymetriou rovnako ako pseudomorfózy po mafických mineráloch. Štúdiom mikrochemizmu svetlej sludy (illitizovaný fengit) sa zistil substitučný trend smerom k vyššiemu obsahu Na s miernym rastom počtu (OH) iónov. Rovnaký trend sme zistili aj v prípade tektonitov jasovského a bučinského súvrstvia (Németh, l. c.). V aktinolitckej bridlici z južného úpätia kóty Bučina sme navyše zistili silnú albitizáciu plagioklasových porfyroklastov a tenzné praskliny vyplnené klinozoisitom a epidotom. Rutil tvoril inklúzie v albite aj klinozoisite.

29 glaukofanity

Azda najtypickejším litologickým členom bôččanského príkrovu sú *glaukofanity*. Na hodnotenom území vystupujú na južnom svahu Radzima v podloží alochtónnej karbonatickej kryhy silicika. Reprezentujú jednu z viacerých izolovaných polôh (príkrovových trosiek) distribuovaných spolu s asociovanými metaklastikami a karbonátmi bôččanského príkrovu v nižnoslanskej depresii a v juhogemerickéj zóne.

V horninách príkrovu v oblasti Radzima sa petrograficky odlišili tri druhy bazaltov, pričom HP/LT metabazity (glaukofanity) tvoria teleso na južnom svahu Radzima (Ivan a Kronome, 1996). Vysokotlakové štádium metamorfnej premeny podstatnejšie predmetamorfné usporiadanie horniny nenarušilo. Na južnom svahu Radzima sa (l. c.) na základe predmetamorfných znakov vyčlenili nasledujúce petrografické typy: (1) *metabazalty s reliktnou ofitickou štruktúrou*, (2) *metabazalty s reliktnou intersertálnou štruktúrou* a (3) *metabazalty so znakmi pôvodnej jemnozrnnej až sklovitej štruktúry mechanicky narušené pri solidifikácii*.

V hrubozrnných varietách metabazaltov s reliktnou ofitickou štruktúrou sa spravidla zachoval len magmatický klinopyroxén. Zvyšnú, výrazne usmernenú časť horniny tvorí Na amfibol, klinozoisit, epidot, leukoxenizovaný ilmenit, ako aj reliktové prehnitu. V niektorých vzorkách bol klinopyroxén v rozličnej miere nahradený chloritom, uralitom a zeleným Na pyroxénom. Niektoré variety s drobnozrnnjšou ofitickou štruktúrou obsahujú početné žilky zloženia albit + glaukofán + karbonát + epidot + reliktný pumpellyit.

Metabazalty s reliktnou intersertálnou štruktúrou obsahujú zachovaný hnedý pigment po rozložení skle, v ktorom sa ako fantómy zobrazujú ofiticky usporiadané ihličky pôvodného plagioklasu. Horniny s touto štruktúrou podľahli už ranej intenzívnej chloritizácii lokálne späté aj s tvorbou albitu. V súčasnom stave ich tvorí prevažne chlorit a Na amfibol.

Príkladom metabazaltov mechanicky výrazne porušených pri solidifikácii sú metahyaloklastity a metamorfovaná výplň trhlín s tektonickou brekciou. Úlomky bazaltu pôvodne so sklovitou alebo intersertálnou štruktúrou v metamorfovanom stave tvorí prevažne chlorit, albit a aktinolit, v menšej miere Na amfibol a karbonát. Tmeliacou zmesou je karbonát, albit, epidot a Na amfibol, ktorý dorastá starší aktinolit. Zistili sa aj reliktové prehnitu a pumpellyitu (l. c.).

Podľa štúdie Ivana a Kronomeho (1996) bol protolitom glaukofanitov pod Radzimom efuzívny prúd typických stredozrnných bazaltov s ofitickou štruktúrou. Podľa petrologickej štúdie Faryada a Henjes-Kunsta (1996) minerálnu asociáciu fácie modrých bridlíc v prípade glaukofanitov z oblasti Radzima (12 kb a 460 °C) reprezentuje modrý amfibol krossitovo-glaukofánovo-feroglaufánového zloženia, epidot, albit, titanit, chlorit, biela slúda ± granát ± Na pyroxén a aktinolit.

Pestrosť glaukofanizovaného materiálu poukazuje na melanžový charakter hornín z prostredia subdukčnej zóny. Glaukofanity po bazaltoch s ofitickou štruktúrou sú geochemicky blízke typu N-MORB, BABB príp. IAT z prostredia zaoblúkového bazéna (Ivan a Kronome, 1996).

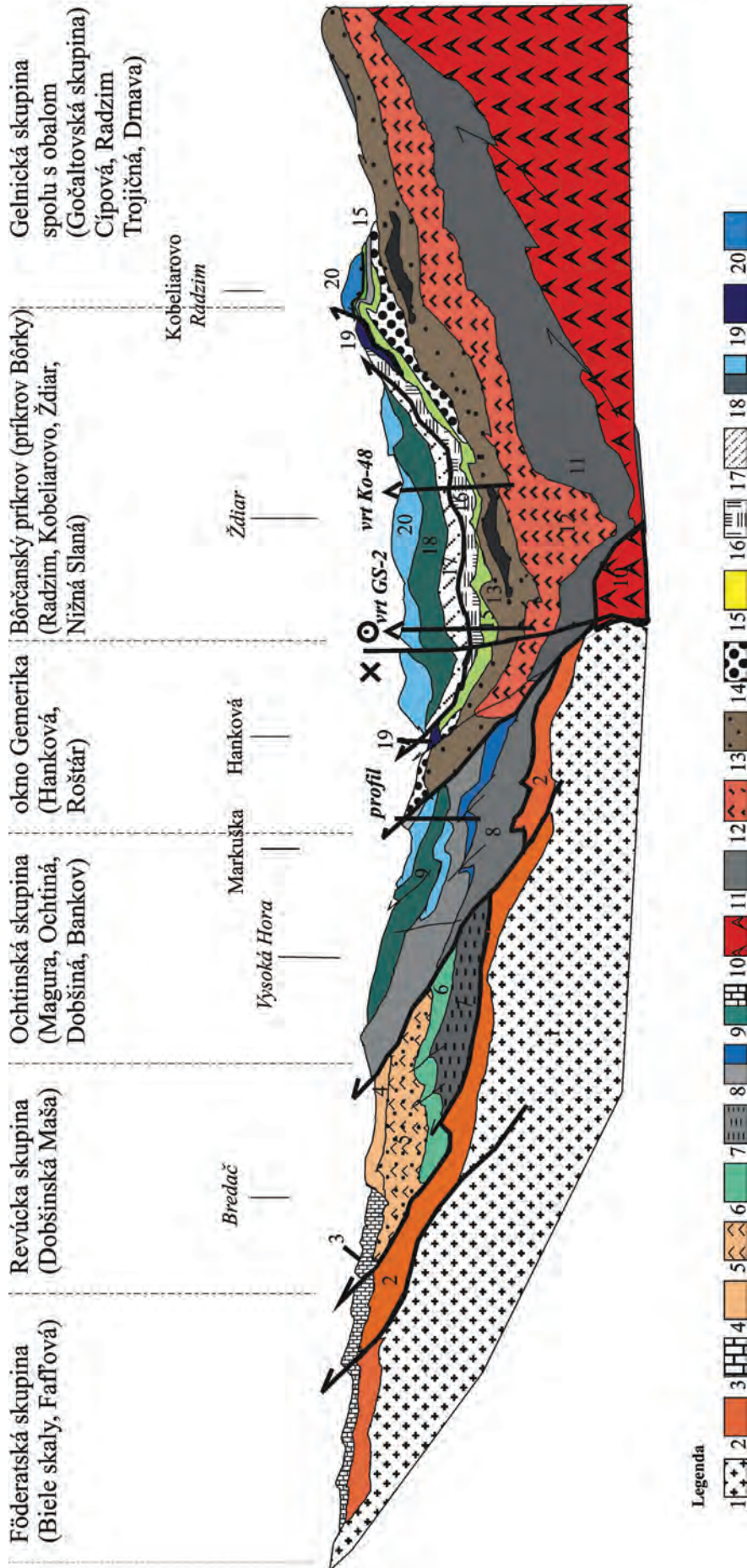
Jaklovská sekvencia

28h zelenosivé a fialové bridlice, vápnité bridlice s vložkami vápencov

Nachádzajú sa v pruhu od Jakloviec až po sz. okraj Košickej Belej. *Bridlice* v jaklovskej sekvencii sú zelené, sivozelené, sivé, miestami s fialovým a červenkastým odtieňom. Zriedka sú hnedej či hnedožltej farby. Sú laminované až tenkovrstvovité a miestami v nich sú tenké vložky piesčitého charakteru, ako aj pieskocov a kremencov zelenkastej až hnedej farby. Zriedkavejšie sú aj vložky zelených *vápnitých bridlíc*, ktoré laterálne zastupujú vápencové polohy. K týmto vrstvám začleňujeme aj vložky a polohy svetlosivého, bieleho a hnedastobieleho vrstvitého *vápenca*. Sú viac rekrystalizované, miestami mramorového vzhľadu a sú v podloží sivých dolomitov a svetlosivých vápencov a rauvakov. Vrstvy dosahujú hrúbku niekoľko metrov až dekametrov. V území sa väčšinou presne biostratigraficky nedatovali. Ištván (1984) iba ojedinele vo vložkách a hrubých vápencových laminách v prostredí piesčitých bridlíc zistil spoločenstvo foraminifer, z ktorých najvýznamnejší druh – *Meandrospira cheni* (? *pusilla*) – poukazuje na spodnotriasový vek vrstiev.

28g sivé dolomity (anis – egej, bityn)

Sivé dolomity sa v tejto oblasti vyskytujú ako typický reprezentant spodnoaniskej sedimentácie. Ich podložím sú veľmi často rauvaky alebo bridličnato-slienitý vývoj skýtskej sedimentácie. *Sivé dolomity* sa zistili na SZ od Veľkého Folkmara, a to na SV od kóty 523 m n. m., kde sa stýkajú so svetlosivými vápencami. Farba dolomitov je menlivá a miestami sú až svetlosivé a svetlohnedasté. Sú prevažne jemnozrné a typicky ostrohranne rozpadové. Tvoria lavice a dosky nepravidelnej hrúbky. Overená hrúbka tejto litofácie na povrchu a vo vrtoch je cca do 50 m. Podľa pozície možno dolomity začleniť do spodného anisu (egej – bityn).



Obr. 22. Schematický geologický rez obalovými jednotkami gemerika a veporika s pozíciou bôrčanského príkrovu a ultrabázik (Gazdačko, 2005). 1 – veporikum vcelku. Föderatská skupina: 2 – bielosivé kvarcité, arkózové kvarcité, 3 – sivé, bielosivé rekrýštalizované vápence, dolomiticke vápence. Revúcka skupina (rimavské súvrstvie): 4 – bielosivé kvarcité; 5 – arkózy, arkózové pieskovce. Slatvinské súvrstvie: 6 – zelené metapieskovce s bázickou prímesou; 7 – sivočierny pieskovce, bridlice, miestami drobny, drobné pieskovce, rekrýštalizované, mylonitizované. Ochtinské súvrstvie: 8 – čierne grafitiko-sericitické bridlice, pieskovce, drobny, tmavosivé vápence, dolomiticke vápence s ankeritom, magnezit, Zlatnícke (dúbravské) súvrstvie: 9 – bazalové pyroklastiká, pieskovce s bázickou prímesou, polohy bielosivých, sivých vápencov, miestami dolomiticke vápencov. Gemerikum: 10 – kyslé pyroklastiká, hrubozrnné porfyroidy; 11 – čierne grafitiko-sericitické fylity, lydity, vápence, dolomity, ankerity, siderity; 12 – zelené chloritiko-sericitické fylity, keratofyry, metabazality, porfyroidy, ryolity; 13 – metapsamity, lydity, miestami gravely. Obalové sekvercie gemerika – gočaltovská skupina: 14 – brekciovitá hrubozrnná zlepenca, pieskovce, sivé bridlice; 15 – ílovité, zeleno-fialovkasté bridlice; 16 – rauvaky, anhydrity, sadrovice. Bôrčanský príkrov (príkrov Bôrky): 17 – čierne grafitiko-sericitické bridlice, mylonitizované pieskovce, bridlice, rekrýštalizované tmavé vápence; 18 – zelené bázické pieskovce s polohami rekrýštalizovaných vápencov, dolomitov, rauvakov; 19 – ultrabázická, biele kryštalické vápence. Silčíkum: 20 – vápence, dolomity triasu vcelku.

28f svetlosivé vápence (anis – pelsón)

Vyskytujú sa v pruhu od Jakloviec až po prameň sv. Gregora na JV od Veľkého Folkmara. V oblasti Jakloviec sú v tzv. Starom lome resp. veľkolome a ich pozícia a hrúbka sa overili už v 50. rokoch 20. stor. (Fabík, 1956; Jeremenko, 1955; Ištván, 1984). Podľa Gaála (1984) sú svetlosivé vápence jemnokryštalické a masívne. Farba miestami prechádza do bielej, svetlohnedej alebo do ružovkastej. Často sú v nich hnedasté alebo ružovkasté žilky a ojedinele vložky (až 20 cm) sivého a tmavofialového vápenca. Uzavierajú drobné, najčastejšie od mm do 0,5 cm hrubé svetlé vápencové šošovky a hluzy silne pretiahnuté v smere vrstvitosti. Svetlosivé masívne vápence v tzv. Starom lome v okolí kóty 616,4 m n. m. sa najviac podobajú steinalmským vápencom.

Anisko-pelsónsky vek vápencov potvrdila konodontová asociácia z červenej výplne puklín v ich hornej časti (Nižňanský, 1982) a z ich nadložia, ktoré tvoria mladšie červené, tmavočervené až tmavofialové vápence, miestami s vložkami červených rádiolaritových silicítov a rohovcov, ktorých vek stanovil Ištván (1984) na ilýr až fasan.

28e sivé a tmavosivé vápence s rohovcami a vložkami ílovitých a slienitých bridlíc

V jaklovsko-veľkofolkmarskej oblasti ich vyčlenil a podrobne charakterizoval Ištván (1984) a Gaál (1984), aj keď výskyt závalkových a rohovcových vápencov boli známe už z prieskumných prác (napr. Zlocha et al., 1977). Vystupujú v pruhoch na východnom svahu Kurtavej skaly, kde sa stýkajú s bazaltovo-silicitickým súborom, a západne od veľkolomu medzi Jaklovcami a Margecanmi uprostred bazaltovo-silicitického súboru. Menší výskyt je aj v okolí Švablice (kóta 525,1 m n. m.) medzi Jaklovcami a Veľkým Folkmarom. Podľa autorov sú tam s vápencami vyvinuté hrubé polohy bázických hornín. Blízko bázik vápencami silne prestupujú rohovce a vulkanický materiál. Vápence s rohovcami sú prevažne sivé, tmavosivé až čierne, lokálne so svetlými a hnedastými vrstvičkami. Rohovce sú veľké niekoľko, zriedka až 15 cm. Údaje o veku sú od Ištvána (ibid.), ktorý podľa úlomkov konodontov pri kóte 509,9 m n. m. určil stredotriasový vek a z rohovcových vápencov od Švablice získal úlomky gondolel, ale tie neposkytujú bližšie vekové zaradenie.

28d červené a zelené kremenité bridlice, rádiolarity s vložkami vápencov (vrchný anis – spodný ladin)

Vyskytujú sa iba v okolí Jakloviec, tvoria tam na Z od veľkolomu v Margecanoch pruhu. Menší výskyt je cca 500 m na JV od vrcholovej kóty Kurtavá skala. Malé výskyt vyúsťujúce pod kvartérom sú aj na SV a JV od Jakloviec, kde ich laterálne zastupujú s bazaltmi aj bazaltové pyroklastiká (Ištván, 1984; Gaál, 1984, a i.).

Podľa Ištvána (ibid.) prechod do podložia je cez polohu červeného jemnozrnného mikritického vápenca, ktorý je doskovitý a výrazne tmavočervený až tmavofialový. Podľa nájdennej konodontovej fauny sú vápence ilýrskeho veku a čiastočne zasahujú do pelsónu. Miestami sú v nich tenké polohy červených rádiolaritových rohovcov, a to v miestach, kde polohy bieleho kryštalického vápenca prechádzajú cez ružový až svetločervený vápenec do polôh červeného mikritického vápenca. Lokálne sa na rozhraní bielych a červených vápencov vyskytujú sivočierne bridličnaté vápence. Nad červenými vápencami sú zvyčajne červené kremenité bridlice. Sú pelitické, s ostrohranným rozpadom a lokálne sú v nich aj polohy zelených kremenitých bridlíc a silicítov s bohatou asociáciou bližšie neurčených foraminifer a ostrakód. V červených bridliciach sa miestami zistili vložky a laminy hematitovej mineralizácie sedimentárneho pôvodu a tenké kremenné a kremenno-karbonátové žilky so spekularitom. V kremenitých bridliciach vystupujú aj vložky a polohy tenkodoskovitých tmavočervených rádiolaritov a vápencov červenej až fialovej farby. V rádiolaritoch sa našli len sférické formy rádiolárií.

Červené bridlice sa mikroskopicky ukazujú ako viac alebo menej tektonicky postihnuté, čo sa prejavuje ich subparalelnou textúrou stavebných častíc, ktoré tvorí kremeň v pretiahnutom tvare. Tmelí ich hematitový pigment.

Charakteristickým znakom tejto prevažne ladinskej sekvencie v spodnej časti je striedanie vrstiev hrubších polôh nemetamorfovaných bridlíc a silicítov s hematitom, v ktorých sú vložky nemagnetických alebo slabo magnetických bazaltových pyroklastík hrubé 10 – 50 cm. Miestami sa striedajú červené silicity a tvrdšie zelené kremenité bridlice až zelené silicity, ktoré majú charakter bazaltového tufitu resp. tufitických bridlíc.

Vek vrstiev je doložený paleontologicky. Ištván (1984) z polohy kremenitého vápenca z priameho nadložia svetlých kryštalických vápencov vo veľkolome medzi Jaklovcami a Margecanmi získal asociáciu konodontov (*Gondolella hanbulogi*, *G. excelsa*, *G. constricta*, *G. cornuta* a *Gladigondolella tethydis* a i.), ktorá poukazuje na ilýrsky vek. Gaál (1984) konštatoval, že sa táto asociácia mohla začať už vo vrchnom pelsóne a zistený vrchnopelsónsko-ilýrsky vek bazálnej časti tohto „diabázovo-bridličnato-silicitového súboru“, ako aj pelsónsky vek výplne puklín v najvyššej časti svetlých kryštalických vápencov v malom kameňolome na S od Jakloviec (zistil ho Nižňanský, 1982) korešponduje s vekom bazálnej časti silicítov a výplne puklín v meliatskej skupine,



Foto 16. Výstup bazaltov v asociácii so zelenými a červenými rádiolaritmi v oblasti Jakloviec. Foto Gazdačko.

paleontologicky doložených na viacerých lokalitách (napr. Meliata a Držkovce; Kozur a Mock, 1973b; Gaál in Mello et al., 1983).

28c bazalty a bazaltové pyroklastiká (ladin?)

Bazalty a bazaltové pyroklastiká spolu so súborom pestrých silicítov a bridlíc (tzv. diabázovo-bridličnato-silicítový súbor v zmysle Gaála, 1984) sú v súvislosti cca 250 m širokom pruhu od kameňolomu na S od Jakloviec po veľkolom medzi Margecanmi a Jaklovcami a vystupujú aj v redukovanom pruhu na jv. úpätí Kurtavej skaly a vo viacerých odkryvoch v hranách terás na pravom brehu Hnilca a Folkmarského potoka pri Jaklovcach.

Ide o litologicky rôznorodý vulkanickosedimentárny komplex sedimentov hlbšej sedimentačnej panvy,

v ktorom sa striedajú vrstvy pestrých bridlíc, silicítov s vápencovými polohami a polohy bazaltov a bazaltového tufu a tufitu v rozličnom pomere. Nerovnako hrubé telesá tmavosivých alebo tmavozelených bazaltov a tufu sú nepravidelne roztrúsené v bridličnato-silicítovom komplexe prevažne v podobe ložných telies a medzivrstvových intrúzií (Ištván, 1984; Gaál, 1984). Masívnejšími bazaltmi prenikajú žilky, ktoré na okrajoch tvorí kremeň a v strede kryštalický hematit. Bázické vulkanické horniny v minulosti skúmal Kamenický (1950a, 1957b), zistil ich termický účinok na bridlice a ojedinele aj na polohy svetlosivého vápenca. Kamenický (1957b) ich označoval ako diabázy, zrnité diabázy a diabázové porfyryty.

Bazalty a bazaltové pyroklastiká sú jemnozrnné až drobnozrnné sivozelené až tmavozelené, miestami s modrastým odtieňom. Často sú tektonicky silne porušené. Majú pomerne jednoduché zloženie. Z primárnych minerálov je podstatne zastúpený plagioklas a pyroxén a v akcesorickom množstve magnetitový rudný pigment. Zo sekundárnych minerálov sa vyskytuje epidot, zoisit?, chlorit a menej častý je kalcit. Makroskopicky sa ojedinele zistili aj žilky azbestu. V bazaltoch, v tektonickom podloží serpentinitov, sa zriedka vyskytujú vláknité minerály zo skupiny amfibolu (aktinolit, krokydolit?; Grecula et al., 1995).

28b tmavosivé hľuznaté vápence a slienité bridlice (vrchný karn – norik)

Vyskytujú sa iba v jaklovskej oblasti na SZ od veľkolomu v Margecanoch, a to asi 100 m pod kótou 509 m n. m. Stýkajú sa s vrstvami rádiolaritov a bazaltov a sú tektonicky značne postihnuté. Na styku sú zelené *slienité bridlice* so šošovkami sivého vápenca, z ktorých Ištván (1984) získal deformované, druhotne vybielené a rekryštalizované konodonty poukazujúce na vrchnoladinský vek. Oproti konodontovej faune z podložných súvrství sú tieto konodonty intenzívnejšie tektonicky postihnuté. Prejavilo sa to aj v ich sfarbení. Menej postihnuté sú aj sivé šošovkovité vápence vystupujúce v bridliciach. Sú to polohy sivého až sivočierneho kremenitého vápenca s popraskaným povrchom na vrstvových plochách, ktorý pripomína rozpad rádiolaritov. Podľa konodontov sú vápence spodnokarnské – kordevolské. Vyššiu časť vrstiev zastupujú slienité *hľuznaté vápence*. Vystupujú ako sivočierne až čierne hľuzy v slienitých svetlozelených bridliciach. Základnú karbonátovú hmotu tvorí kryštalický kalcit a korodované zrná kremeňa. V menšom množstve sa vyskytujú aj živce a chlorit.

Problematické výskyty triasových a jurských sedimentov v jaklovskej sekvencii

Medzi problematické litotypy v jaklovskej oblasti patria aj tmavosivé ílované bridlice (ladin – karn?). Vyskytujú sa na malej ploche (nezobrazenej na mape) na Kurtavej skale pri kóte 791 m n. m. a podľa Gaála (1984) sú pravdepodobne tektonicky vkladné medzi bloky tmavosivého, tmavohnedého jemnozrnného a miestami vrstvomitého vápenca.

V ostatnom období sa v tejto oblasti zistili aj drobné výskyty tmavočervených silicítov a rádiolaritov s vložkami kremenitých a vápnitých bridlíc a zaradili sa do jury. Aj lokálne nálezy belemnitov vo veľkolome pri Margecanoch poukazujú na to, že v tejto mimoriadne tektonicky komprimovanej oblasti možno očakávať aj výraznejšie zmeny v začleňovaní litologicky podobných facií do jury alebo triasu.

Medzi jurské výskyty možno zaradiť aj rádiolarity (v zmysle Mella et al., 2000) pri ceste v Jaklovcach 50 m pod cintorínom. Ištván (ibid.) z nich v základnej kremitej hmote tmelenej hematitovým pigmentom zistil bohaté spoločenstvá rádiolárií (bez určenia veku). Neskôr aj Kozur a Mock (1995) zo severnej časti veľkolomu pri Margecanoch uviedli výskyt jurských sedimentov. Sedimenty sa predtým zaradovali

do spodnotriasových pestrých vrstiev a lokálny nález si vysvetľujeme ako tektonické vkladanie jurskej sekvencie pozdĺž transgimerického zlomového pásma.

28a ultrabázika

Ultrabázické horniny v sv. časti SGR vystupujú v oblasti Jakloviec a pri jv. okraji Veľkého Folkmara, kde tvoria väčšie aj menšie telesá. Väčšinu výskytov týchto hornín zakrýva kvartér a iba miestami sú na povrchu.

V oblasti Jakloviec je sedem telies serpentinizovaných ultrabázik, ktoré podľa Zlochu (in Grecula et al., 1995) vystupujú prevažne v prostredí bridličnato-pieskovcovo-vápnitých spodnotriasových vrstiev a stredotriasových rauvakov – vápencov. Iba ojedinele sú polohy ultrabázik v tektonickom styku príp. priamo v bielovodských vrstvách novoveského súvrstvia (perm) so sadrovcom a anhydritom (perm; vrty – JH-7, 8, 12) alebo sa stýkajú s bazaltmi (vrty JH-4, 5, 9, JM-22, Jak-V-9, 12). Serpentinizované ultrabáziky – serpentinity (so žilkami chryzotilového azbestu) vznikli premenou pôvodných ultrabázických hornín, ktoré zložením zodpovedali lherzolitom a harzburgitom a sú súčasťou tektonizovaných horninových komplexov. V serpentinitoch sa identifikoval hydromagnezit, brucit, pilolit, zelený granát, kalcit, dolomit a talk a z rudných minerálov je v nich zastúpený chromit, magnetit, chalkopyrit, pyrotín, hematit, sfalerit, galenit, pentlandit, heazlewoodit a pyrit.

Podobne ako pri ultrabázikách v oblasti Dankovej aj pri jaklovských výskytoch je v súčasnosti naďalej sporné ich jednoznačné vekové a tektonické začlenenie. Ultrabázika sme aj napriek odlišným názorom mnohých interpretov v súčasnosti začlenili do meliatika jaklovskej sekvencie, a to podobne ako napr. Polák a Jacko (eds.) et al. (1996), Mello (red.) et al. (2000).

Ďalší výskyt ultrabázik je pri jv. okraji Veľkého Folkmara (Jacko a Sasvári in Polák et al., 1997), kde sa na okrajoch nachádza silne zbrekciovatá a silicifikovaná smerná šošovka sivozeleného až tmavosivého serpentinitu. Tvoria ju serpentinizované minerály, reliktové zrná nezonárneho olivínu od okrajov a po puklinách zatlačaného? lizarditom, serpentinizovaný ortopyroxén, klinopyroxén, magnetit, v menšej miere karbonáty, chlorit ± ílové minerály a opál.

Meliatikum s. s.

Trias – spodný malm

Vyskytuje sa v izolovaných miestach na jz. a sz. okraji regiónu a zistil sa v niekoľkých vrtoch pri Kobeliarove a i. Najznámejšie výskyt sú v Dobšinej, na Z od Kobeliarova, na J od Slavošky, drobný výskyt na S od Honiec (mimo mapy) a na J od Medzeva.

Podľa Mella et al. (1997) sa na povrchu do meliatika začleňuje aj horninový súbor (melanž), ktorý sa vyskytuje na SZ od Rožňavského Bystrého a tvorí pokračovanie jurských vrstiev z kóty Kopolit. Ako súbor vyššielakovo metamorfovaných hornín tvorí melanž, teda aj bázu bôrčanského príkrovu.

Na základe odlišného názoru jedného z členov aprobačnej komisie na túto problematiku sme neskôr vyčlenili jaklovskú sekvenciu ako súčasť meliatika, hoci pozíčne, horninovou náplňou, ako aj intenzitou metamorfózy vykazuje skoro úplnú zhodu s už opísanými výskytmi.

28 rauvaky

Rauvaky sa vyskytujú spolu s anhydritmi, slienitými zelenkavosivými bridlicami a s vápencovými polohami a tvoria desiatky m hrubé polohy v oblasti Kobeliarova a na J a JV od obce (vrty Ko-111, Ko-112 a Ko-113; Ščuka et al., 1983). Objavujú sa v nich úlomky ílovitej slienitej bridlice, rovnako ako aj dolomitu a dolomitického vápenca. Na povrchu sú najrozšírenejšie v oblasti na S od Roštára a na J od Slavošky. Ich vek je pravdepodobne perm? – trias?.

27 ultrabázika s polohami kryštalických vápencov a bridlíc

V tesnej blízkosti serpentinizovaných ultrabázik pri Kobeliarove vystupujú zelenkavé, zelenkavosivé sludnatosericitické bridlice spodného triasu s určeným lastúrnikom *Claraia clarai* (Šuf, 1960, štítnické súvrstvie) spolu s hnedastosivými karbonatickými pieskovecami až piesčitými vápencami, snehovobielymi a bielymi jemnozrnnými kryštalickými vápencami, hnedosivými aj fialovkastými zlepenkami (perm), rauvakmi a s fialovými a zelenkavými slienitými bridlicami (s anhydritom, vo vrte Br-9, Br-11; Varga, 1968). Tento súbor hornín je opísaný aj vo vrtoch (KO-48, Gs-2, Gs-3, Br-9 a pod.) a tvorí násunový horizont bôrčanského príkrovu (melanž).

Na J od Slavošky je *ultrabázické teleso* pretiahnutého tvaru v prostredí bielych kryštalicích a tmavosivých vápencov, ako aj slienito-piesčitých bridlíc. Pridružujú sa k nim permské dofiolova sfarbené klastiká (zlepence), ako i žltobiele rauvaky. Pozícia je veľmi podobná ako na Z od Kobeliarova.

V Dobšinej vystupujú serpentinizované peridotity (hevsonit) harzburgitového typu. Iba zriedka sa vyskytujú serpentinizované časti (minimálna serpentinizácia telesa je 75 %) a v nich zrnká pyroxénov, magnetitu, chrómspinelu, pyritu a granátu (uvarovit). Serpentinizované ultrabázické telesá vystupujú v spodnotriasovom súvrství a Mello et al. (2000) ich začlenili do bôrčanského príkrovu.

V oblasti Dobšinej sa serpentinizované ultrabáziká vyskytujú v podloží spolu s kremíťmi pieskovcami a spodnotriasovými bridlicami, s rauvakmi, limonitizovanými brekciami a s piesčitými vápencami (vrt D-VI/1; Rozložník, 1970). Severnejšie od ultrabázik sa našli vysokotlakovo metamorfované gabroidné horniny (Ivan a Kronome, 1996), ako aj polohy ankeritizovaného karbónskeho vápenca metamorfovaného vo fácií modrých bridlíc (na S od kóty Fabiánka, PF-85/239; Radvanec, 1996).

V opísanej asociácii sa ultrabáziká vyskytujú aj v oblasti Dankovej (mimo mapy). Aj ju zaraduje Havrila (in Mello et al., 2000) do meliatika. Túto pozíciu potvrdili banské práce v tejto oblasti, ako aj rad autorov (Kordiuk, 1941; Fedor a Tomko, 1968; Kamenický, 1957a; Hovorka, 1985).

26 tmavosivé bridlice, pieskovce, škvrité sliene, tmavé vápence a olistolity

Tento súbor hornín sa na mape vyskytuje v izolovanej polohe na Z od Rožňavského Bystrého, a to iba vo forme úlomkov na poli.

Podľa Mella et al. (1997) je pre jurské súvrstvie (lias – spodný malm) charakteristické zastúpenie prevažne tmavosivých *bridlíc*, ktoré v spodnej časti, ale aj vyššie obsahujú polohy *pieskovca* (turbiditov), tmavého *škvritého sliena*, *tmavého vápenca* a zriedkavejšie vložky *rádiolaritov* a *olistolity* (bloky) starších hornín veľké až niekoľko dekametrov. Spodnojurské sedimenty sú hlavne z hrubej flyšovej sekvencie skladajúcej sa z gradačne zvrstvených pieskovcov, siltovcov, bridlíc, a v menšej miere vápencov, slienov a olistolitov triasových hornín. V strednej jure sú časté turbidity s triasovými olistolitmi a s vložkami rádiolaritov zasahujúcimi až do spodného malmu – oxfordu.

SILICIKUM

Trias

Silicikum sa vyskytuje prevažne na južnom okraji mapy Spišsko-gemerského rudohoria, a to pri Rožňavskom Bystrom, Krásnohorskom Podhradí, Lipovníku a na Z od Jasova. Ďalšie výskyty sú na J a JV od Vyšnej Slanej. Zastupuje ho verfénske súvrstvie, a to od bázy bódvaszilašskými, silickojablonickými a sinskými vrstvami, vyššie väčšinou aniskými gutensteinskými vápencami a dolomitmi a svetlými strednotriasovými až vrchnotriasovými wettersteinskými vápencami (Mello et al., 1997). Mapa zobrazuje verfénske súvrstvie, gutensteinské vápence a dolomity a svetlé vápence silického príkrovu.

25 verfénske súvrstvie, nerozlišené (skýt)

Najspodnejšiu časť verfénskeho súvrstvia zastupujú *bódvaszilašské vrstvy*, ktoré podľa Mella et al. (ibid.) tektonicky spravidla ležia na rozličných členoch podložných príkrovov (meliatika alebo turnaika). Tieto vrstvy sa skladajú z polôh pestrého pieskovca a bridlíc (červených, fialových, zelených a sivých), ktoré sú miestami silno sludnaté a majú monotónny flyšoidný vývoj. Podľa paleontologických údajov sa začleňujú do griesbachu až spodného namalu.

Silickojablonické vrstvy tvoria strednú časť súvrstvia a na ich zložení sa zúčastňujú hnedočervené a červené sludnaté bridlice, pieskovce a rozličné typy doskovitých až lavicovitých, prevažne piesčitých vápencov. Biostratigraficky vek vrstiev viacerí autori datujú na namal až spodný spat.

Najvyššou časťou súvrstvia sú *sinské vrstvy*. Sú monotónne a tvoria ich sivé bridlice, sivožltá zvetrávajúce slienité bridlice a sivé až tmavosivé dosky až lavice vápenca. Zriedkavejšie sú laminy a pieskovcové vložky. Vrstvy sú začlenené od vrchného namalu do spodného až stredného spat.

24 gutensteinské vápence (najvyšší spat – anis: egej – bityn)

Vyskytujú sa ZJZ od Jasova a tvoria pruh na južných svahoch potoka Teplica. Hrubolavicovité, miestami doskovité *vápence* sú tmavosivé až čierne s typickými žilkami kalcitu. Zriedka sú v nich nevýrazné hrubé

laminy a tenké vrstvy s náznakmi skĺzania a pretrhávania lamin. Vrchné časti gutensteinskej fácie miestami zastupuje sivý *dolomit* a tvorí nepravidelné polohy vo vápencoch.

Do silicika sa začlenili aj vápence vyskytujúce sa na V od Rožňavy blízko kóty Sitárka (578 m n. m.) a na hradnom vrchu Krásna hôrka. Sú to svetlosivé, miestami až sivobiele *vápence* a ich zaradenie do vápencov steinalmskej alebo wettersteinskej fácie silického príkrovu nepovažujeme za doriešené. Vek v území sa jednoznačne paleontologicky nestanovil. Tektonická príslušnosť k silickému príkrovu je sporná (pozri vrt G-5; Fusán, 1955).

Ďalšie výskyty *vápencov* gutensteinskej fácie sú v širšom okolí k. Veľký Radzim (991 m n. m.) a 1,3 km na V od k. Spúšťadlo (860 m n. m.). Karbonáty sú zastúpené lavicami a hrubými doskami tmavého vápenca, miestami na báze s tmavosivým dolomitom. Vrcholovú časť kóty tvoria doskovité svetlé vápence. Ich vek nie je v súčasnosti jednoznačne paleontologicky doložený.

TERCIÉR

Región Spišsko-gemerského rudohoria pokrývajú terciérne útvary, ktoré sú zastúpené paleogénnymi sedimentmi podtatranskej skupiny na S územia a vo východnej a južnej časti regiónu sú neogénne sedimenty klčovského, kochanovského a poltárskeho súvrstvia (vrchný bádén – pont). Iba lokálne je v klčovskom súvrství redeponovaný ryolitový tuf. Medzi najmladšie sedimenty vystupujúce pod kvartérnymi patrí štrk a zvetraný piesčitý štrk pliocénneho veku.

Paleogén

PODTATRANSKÁ SKUPINA

Paleogén v skúmanom území zastupujú iba sedimenty v južnej časti Galmusa v kontinentálnom vývoji a začleňujú sa do hornádskeho súvrstvia (Filo a Siráňová in Mello et al., 2000).

23 *hornádske vrstvy: polymiktné zlepenca, hrubozrnné pieskovce (?paleocén – eocén)*

Vyskytujú sa v troch oblastiach, a to na S od Poráča v okolí k. Vysoký vrch a Skaliská, na SZ od Závadky v oblasti Zadnej doliny a na JV od Novoveskej Huty. Ležia transgresívne na karbóne, perme a triase. Litofácia často iba v erózných zvyškoch dosahuje malú hrúbku. Podľa Filo a Siráňovej (ibid.) spodnú časť vrstiev tvoria polohy balvanovitého až hrubozrnného polymiktného zlepenca, vrchnú alternujúce stredozrnné až jemnozrnné pieskovce. Vo vrchnej časti vrstiev sú miestami prachovcové a ílovcové vložky. Základným litotypom sú polymiktné *zlepenca*, ktoré sú na báze často balvanovité a hrubozrnné. Klastický materiál je z mezozoických a paleozoických hornín (dolomit, vápenec, pieskovec, bridlica, fylity, lydity a malej miere metabazalty a metatuf). Základná hmota je drobnozlepencová až piesčitá, sivohnedá, žltohnedá až hnedočervená a premenlivo vápnitá. Zlepenca majú častejšie obliakovú podpornú štruktúru a miestami sú gradačne zvrstvené. *Pieskovec* je sivozelený a sivohnedý, hrubozrnný až stredozrnný. Polohy sú homogénne, hrubodoskovité až tenkodoskovité, miestami gradačne alebo šikmo zvrstvené a s prechodom do jemnozrnejšieho pieskovca s paralelnou a zvlínenou lamináciou. V pieskovcoch sa niekde vyskytujú nepravidelné vložky a šošovky riedkoobliakového zlepenca. Klastickú zložku tvorí prevažne kremeň, metamorfity a živec, zriedka biotit, muskovit a ílovitá základná hmota. Pieskovce spevňuje vápnitý tmel. Z petrografických typov sú najčastejšie litické arenity, zriedka litické droby a ojedinele sublitické arenity. *Prachovec* a *ílovec* tvoria tenké polohy v rámci cyklov nízkeho radu. Sú sivé, žltohnedé, tenkolaminované až hrubolaminované a miestami vápnité.

Neogén

Neogénne sedimenty vystupujú na mape len okrajovo, a to hlavne vo východnej a južnej časti územia. Zriedkavé sú v Rožňavskej kotline a na Z v oblasti Roštára a Slavošoviec. Z neogénu sú tu zastúpené súvrstvia vrchného bádenu a sarmatu, pontu a pliocénu.

Miocén

Klčovské súvrstvie

Sedimenty vrchného bádenu a spodného sarmatu (Vass a Čverčko, 1985) zastupuje terestrický a sladkovodný vývoj. Bázou súvrstvia sú polohy redeponovaného ryolitového pemzového tufu (kráľovský tuf).

Pre súvrstvie je – okrem bazálnej a strednej časti – charakteristický prevažne pelitický vývoj jeho vrchnej časti (Kaličiak et al., 1996). Súvrstvie obsahuje plytkovodnú brakickú mikrofaunu s hojným výskytom druhu *Amonia beccarii* (L.). Početné je aj zastúpenie foraminifer (Zlinská, 1992; Zlinská a Fordinál, 1988). Vývoj a distribúcia sedimentov v širšom okolí poukazuje na sedimentáciu v prostredí delt, pričom existenciu malých delt potvrdzuje aj progradujúca delta varhaňovského štrku (Janočko et al., 1991). Na povrchu sú iba polohy varhaňovského štrku a kráľovského tufu. Veľkú časť sedimentov súvrstvia zakrýva nadložné kochanovské súvrstvie.

22 kráľovské tufy: redeponované tufy

Na povrchu sa vyskytujú iba ojedinele v oblasti Košíc na J od hál magnezitového ložiska. V hĺbke pri ložisku ich overil vrt KV-4 (Gerhartová et al., 1989) a západnejšie v myslavskej depresii, kde dosahujú hrúbku až do 100 m (Karoli et al. in Kaličiak et al., 1996). Podľa Kaličiaka et al. (1996) *kráľovský tuf* vystupuje v bazálnej časti kľčovského súvrstvia. Je svetlosivej a sivobielej farby a bez výraznejších znakov triedenia. Skladá sa zo sklovitých fragmentov pemzy, vulkanického skla, kryštaloklastov kremeňa, živcov a biotitu. V tufe sú časté fragmenty pyroxenického andezitu, ílovca a prachovca, ale aj fylitov, ktoré poukazujú na redepozíciu tufu.

21 varhaňovské polymiktné štrky prevažne s obliakmi karbonátov (vrchný bádén – spodný sarmat)

Vyskytujú sa iba v okolí potoka Črmeľ a malá časť erózneho zvyšku je aj na J od potoka pri košickom magnezitovom ložisku (časti Bankov – Banisko a Medvedia). *Varhaňovský štrk* na S od potoka Črmeľ reprezentujú nezvetrané partie náplavového kužela, ktorý deponoval materiál prevažne z Čiernej hory a zo Spišsko-gemerského rudohoria (karbonáty, kremeň, kremenec, granitoidy, kryštalická bridlica, arkózy a droby). Opracovanie je najmä suboválne a priemerná veľkosť obliakov 2 – 6 cm. Matrix je piesčitý. Štrk obsahuje nepravidelné šošovkovité polohy strednozrnného až hrubozrnného piesku. Južnejší výskyt je na morfológických chrboch a predstavuje zvetranú vrchnú časť predchádzajúcej litofácie. Štrk je produktom intenzívneho hĺbkového zvetrávania s rozkladom karbonátov, ale aj hornín s podstatným zastúpením živcov, pravdepodobne v aridnej klíme spodného sarmatu. Výsledkom zvetrávania je takmer úplná absencia karbonátových obliakov a ich nahradenie limonitovým obalom. Typická farba zvetraného štrku je hrdzavohnedá.

Kochanovské súvrstvie

Zastupuje vrchný sarmat v sladkovodnom vývoji. Vyvinulo sa najmä v moldavskej depresii (sledovaného mimo územia) a dosahuje hrúbku aj niekoľko 100 m. V území na povrchu je v širšom okolí Košíc a jeho charakteristickou črtou je striedanie svetlosivozeleného jemne sludnatého vápnitého ílu s pozvoľným prechodom do vápnitého prachovca. Zriedkavé sú vločky a polohy drobnozrnného štrku a piesku (Kaličiak et al., 1996). Najväčšiu hrúbku dosahuje v myslavskej depresii.

20 íly a prachovce s polohami štrkov a pieskov (vrchný sarmat)

Na povrch vystupujú v jv. časti územia medzi Šemšou, Lorinčíkom a Košicami a tvoria záliv v úseku obcí Baška a Bukovec. *Íl* a *prachovec* sú na povrchu pestré (žlté, okrové až hnedé) a obsahujú premenlivú prímes piesku a štrčika. V íle sa zistil montmorillonit a zriedkavejšie kaolinit (Kaličiak et al., 1996). Vo vrtoch pri budovaní priehrady vodnej nádrže Bukovec a Hýľov sa v niekoľkometrových ílových a prachovcových polohách zistili aj nepravidelné polohy a šošovky štrku a piesku, ktoré sú zle vytriedené, často sa navzájom prestupujú, resp. prechádzajú do ílu s rozptýlenými obliakmi. Polohy *štrku* a *piesku* majú podpornú štruktúru základnej hmoty a z obliakov prevladá kremeň a horniny staršieho paleozoika (fylity, metapieskovec, lydity, ryolitové a bazaltové metatufy, amfibolity a zriedka bazalt). Prevažujú subangulárne až suboválne klasty poukazujúce na krátky transport z gemerika.

Poltárske súvrstvie

Poltárske súvrstvie je rozšírené hlavne v južnej časti územia, a to v severnej časti Moldavskej kotliny a malý výskyt je v sz. časti Rožňavskej kotliny. Súvrstvie leží diskordantne na predmezozoických horninách a je zakryté kvartérnymi sedimentmi.

Elečko (ústna informácia, 2006) v Moldavskej kotline s pontom – poltárskym súvrstvom – koreluje sedimenty, ktoré Kaličiak et al. (1996) zaradili do panónu. Ide o sedimenty v južnej časti kotliny. Napriek

tomu, že priame dôkazy o veku chýbajú, vychádzajú zo starších prác a z ich prehodnotenia, ako aj z vrtoch, sa domnievajú, že sedimenty sú najlepšie korelovateľné s poltárskym súvrstvom. Medzi ekvivalenty poltárskeho súvrstvia zaraďujú aj sedimenty z územia Medzev – Jasov – Rudník – Nováčany. Priradenie sedimentov k pontu – poltárskemu súvrstviu – uľahčuje aj ich napojenie na oblasť Turnianskej kotliny (Vass a Elečko in Mello et al., 1997).

Rožňavská kotlina je malá mladá vnútrohorská kotlina na pomedzí Slovenského krasu a Spišsko-gemerského rudohoria vyplnená okrem kvartéru iba sedimentmi poltárskeho súvrstvia. Hrúbka výplne je 100 – 150 m (Vass et al., 1989). Poltárske súvrstvie je v podobnom vývoji ako v Lučenskej a Rimavskej kotline. Korelácia sa urobila na základe litologickej podobnosti. Organické zvyšky sa nenašli ani vo výplni Rožňavskej kotliny.

Elečko (ibid.) podľa litofaciálneho vývoja usudzuje, že súvrstvie vzniklo v riečnom prostredí, pričom štrk s pozitívnou gradáciou predstavuje výplň riečnych dolín a piesok s rovnakou gradáciou a s cyklickým vývojom sedimenty agradačných valov. Pelity vznikli v občasných jazerách na riečnych nivách.

19 piesčité íly, íly s kaolínom, štrky a piesky (pont)

V území na povrchu, v plytkých vrtoch resp. vo vrchných profiloch vrtoch vystupujú polohy pestrého – žltého, žltohnedého, sivého, tmavosivého, sivozeleného *piesčitého ílu*. V íle sú polohy *kaolinického ílu* bielej, sivobielej aj žltohnedej farby. Štrk, *štrkopiesok* a slabo spevnený zlepenec ležia alebo priamo na horninách Spišsko-gemerského rudohoria, alebo tvoria vložky v ílových polohách. Obliaky v najvrchnejších častiach polôh často tvorí žilný kremeň, paleoryolit, fylit, lydit, metapieskovce a granit. V severnej časti Moldavskej kotliny je štrk hrubozrnnejší, menej opracovaný a zle vytriedený, ale smerom na J (mimo mapy) drobnozrnnejší, lepšie vytriedený a opracovaný. *Piesok* a slabo spevnený pieskovec netvoria hrubé a súvislé polohy. Sú jemnozrnne a hrubozrnne, sivej, sivozelené a žltohnedej farby. Miestami obsahujú vložky štrku a niekde je v nich pozorovateľné zvrstvenie.

Pliocén

18 štrky

Lokálne povrchové výskyty fluviolimnických sedimentov vrchného pliocénu sú známe z okolia Roštára, Honiec, Slavošoviec a Rožňavského Bystrého. Sedimenty v súčasnosti tvoria už len erózne zvyšky pôvodne rozsiahlych a hrubých akumulácií vkladajúcich sa z J do pohoria pozdĺž hlavných údolí. Sedimentmi sú drobnozrnne až strednozrnne dobre opracované obliaky s lokálnou základnou hmotou v podobe kaolinického ílu a bieleho zvetraného hrubozrnneho piesku. Štrk je petrograficky výlučne z kremencov a žilného kremeňa, ktorých povrch je navetraný len selektívne.

17 piesčité zvetrané štrky (vrchný pliocén)

Tieto sedimenty spravidla tvoria vrchnú polohu už opísaných fluviolimnických sedimentov pliocénu. Boli fluviálnou výplňou všetkých väčších údolí zasahujúcich hlboko do pohoria (dolina Slanej v Rejdovej, Štítnika v Slavošovciach, Bodvy v Medzeve a i.). Erózne zvyšky v podobe štrkových rozsypov – podľa odhadu štrkopieskových polôh hrubých do 2 – 5 m – sa zachovali v okolí Rejdovej, Slavošoviec, Ochtinej a Medzeva.

Sedimenty tiež tvorí zväčša dobre opracovaný štrk, ojedinele balvany až bloky alebo úlomky hornín. Štrk je v závislosti od petrografického zloženia patinovaný, zväčša silno zvetraný až rozvetraný. Obliaky granitov sú často fantomické, poznačené kaolinickým zvetrávaním. Štrk je tmelený výrazne hrdzavohnedým až hrdzavočerveným aj žltým piesčitoílovitým matrixom.

Petrograficky prevládajú metamorfity paleozoika, granit, kremenec a žilný kremeň.

KVARTÉR

Pleistocén

16 fluviálne štrky a reziduálne štrky 2. a 3. vysokej terasy (günz)

Najstaršie spodnopleistocénne fluviálne terasové akumulácie sú pomerne ojedinelé a zachované len v reziduálnej podobe. Analýza morfológického postavenia plôch výskytu rezíduí štrku naznačuje existenciu dvoch úrovní terás spodného pleistocénu. V údolí Hnilca terasy zaberajú najvyššie položené miesta

pod torzovito zachovaným vrchnopliocénnym povrchom zarovnaná, poriečnou rovňou. Maloplošné výskyty sú doložené z údolia Slanej, presnejšie z jej ľavobrežia v okolí Vlachova, a z doliny Hornádu, ktorá je už mimo zobrazenej časti územia.

Na väčšine lokalít v doline Hnilca a Slanej sú rezíduá fluvialného piesčitého štrku. Štrky sú miestami voľne roztrúsené a po okrajoch plôch výskytu premiešané so svahovinou. Tvorené sú stredozrnnými až hrubozrnnými patinizovanými až rozvetranými viac opracovanejšími a zahlinenými štrkovými obliakmi. Erózna úroveň bázy akumulácie vystupuje v dvoch úrovniach (stupňoch), a to vo výške okolo 75 – 80 m a 85 – 90 m nad tokmi.

V petrografickom zložení materiálu terás dominujú rezistentnejšie, cca do 1 cm hrúbky zvetrané a dookrova sfarbené obliaky kremeňa a kremenca a granitoidy s kôrou zvetrania hrubou cca 2 cm. Hrúbka sa pohybuje od reziduálnych výskytov až do 1 – 2 m. Na základe uvedených kritérií, ktoré sú charakteristické pre fluvialne sedimenty, ich stratigraficky začleňujeme do gúnzu.

Pod vplyvom svahových procesov (hlavne soliflukcie) boli pôvodné štrkopiesčité akumulácie rozvlečené alebo premiešané s hlinitokamenitými delúviami, pričom sa čiastočne zahladili aj pôvodné formy terás, a preto štrk tohto stupňa väčšinou tvoria len zóny zvýšeného výskytu resp. sporadické výstupy jednotlivých obliakov.

15 *proluviálne hlinito-piesčité a hlinité štrky s úlomkami hornín – náplavové kužele (mindel)*

Zvyšky proluviálnej akumulácie staršej časti stredného pleistocénu sa identifikovali napr. v rozšírených úsekoch doliny Štítnika (na ľavobreží v Slavošovciach a v Štítniku), Slanej (v izolovaných pásmach na ľavobreží vo Vlachove), v Gemerskej Polome a v Betliari (pokryté hlinou a splachom), v doline Čremošnej (na ľavobreží v oblasti Kováčovej) a v doline Hnilca na pravobreží pri ústí Bystrého potoka. Z dolín menších horských tokov možno spomenúť ľavostranný maloplošný výskyt kužela potoka v doline Rieky v Kojšove.

Proluviálne sedimenty tvoria ploché, plošne menej rozsiahle telesá náplavových kuželov, ktoré sú zložené väčšinou z hrubých až balvanitých zahlinených a selektívne zvetraných hnedých až červenohnedých obliakov a poloopracovaných blokov a z úlomkov hornín. Obliakový materiál je veľmi zahlinený, len občas piesčitejší a svojím petrografickým zložením charakterizuje jednotlivé znosové oblasti. V nadloží súvrstvia sa sporadicky zachovali zvyšky ílovitej hliny.

Hrúbka proluviálnych sedimentov miestami dosahuje hodnoty 6 – 7 m. Kužele vystupujú nad nivami hlavných tokov v relatívnej výške cca 50 m.

14 *fluvialne štrky a piesčité štrky vrchných terás (mindel)*

Fluvialne akumulácie staršej časti stredného pleistocénu už majú častejší a nápadnejší výskyt a doložený vo dvoch úrovniach terás, pričom mladšia (morfológicky nižšia) je lepšie zastúpená. Obidve úrovne často prechádzajú cez deluviálne štrkovité resedimenty jedna do druhej a preto z technického a účelového hľadiska nie sú v mape rozlíšené. Vyšší (starší) stupeň má akumulačnú bázu zachovanú priemerne až vo výške 50 – 60 m nad hladinou tokov a štrk nižšieho (mladšieho) stupňa, vystupujúci v pásme mnohých oddelených výskytov, má bázu 35 – 40 m nad hladinou tokov.

Zvyšky fluvialnej akumulácie staršej časti stredného pleistocénu sú napr. v doline Štítnika na ľavobreží v Čiernej Lehote, Slavošovciach, v Roštári a Štítniku, ďalej na Hankovskom potoku, v doline Slanej v izolovaných pásmach na jej ľavobreží vo Vlachove, Gemerskej Polome a v Betliari (pokryté hlinou a splachom), v doline Čremošnej na ľavobreží v oblasti Kováčovej a inde. Významnejšie sú synchronne terasové akumulácie v doline Hnilca na ľavobreží blízko Delavy, medzi Nálepkovom a Starou Vodou, medzi Helcmanovcami a Prakovcami (vyvinuté obidva stupne) a obojstranne medzi Gelnicou a Jaklovcami. Vrstvy piesčitého štrku v Nálepkove a Helcmanovciach sú pokryté hlinitokamenitými delúviami a hlinitým splachom.

Hrúbka vrstvy štrku a stav uchovania tejto terasovej akumulácie na jednotlivých výskytoch sú rozdielne, pretože pôvodná akumulácia, ktorá podľa odhadu dosahuje hrúbku 10 – 15 m, je veľmi často silno erodovaná a na skalnom podloží veľmi zredukovaná (2 – 6 m), prípadne extrémne až v podobe rezíduí. Na niektorých lokalitách, napr. v doline Hnilca medzi Nálepkovom a Starou Vodou, vo Vlachove, v doline Slanej v Gemerskej Polome a v Betliari, sú vrstvy štrku pokryté hlinitokamenitou svahovinou a polygenetickou hlinou v hrúbke až do 10 – 12 m. Vo všetkých prípadoch hrúbka štrkových polôh smerom do vyšších častí svahu klesá, až úplne vyklinuje. Všetky výskyty obsahujú prevažne dobre opracovaný stredozrnný štrk (Ø 2 – 5 cm). Obliaky s Ø 5 – 10 cm sú zriedkavejšie. Petrografické zloženie štrku je veľmi premenlivé a závisí od znosových oblastí tokov alebo od odolnosti hornín voči transportu. Kvarcit a žilný kremeň prevládajú nad granitoidmi, metamorfitmi a menej častý je pieskovec. Granitoidy majú navetranú kôru a pieskovec sú koncentricky zvetrané. Občas sa dajú zistiť aj zóny piesčitej frakcie, ktorú tvorí stredozrnný kremenitý piesok s vysokým obsahom sludy. Obliakový materiál je piesčitý a miestami veľmi zahlinený.

13 *proluviálne hlinité štrky s úlomkami hornín – náplavové kužele (starší riss)*

Táto akumulácia je na území veľmi sporadická. Zachovali sa erózne zvyšky pôvodne plošne rozsiahlejších vyšších úrovní laterálne terasovaných kuželov v miestach vyústenia bočných dolín do hlavných, a to najmä v doline Hnilca (Nálepkovo, Prakovce a Gelnica) a sčasti v doline Slanej vo Vlachove a Gočove. Dnešná výšková pozícia zväčša apikálnych častí kuželov nad súčasnými tokmi je 35 – 45 m a svedčí o intenzívnom hĺbkovom eróznom efekte po ich akumulácii.

Materiál kuželov silno závisí od znosových oblastí. Vyznačuje sa výskytom veľkých blokov čiastočne opracovaných granitov veľkých až do 0,8 – 1 m, granitovými balvanmi do 20 – 40 cm a chaoticky uloženým piesčitým štrkom premiešaným s úlomkami hornín, ktoré sú zväčša z kryštalických bridlíc. Štrk a úlomky sú po okrajoch kuželov soliflukčne rozvlečené po podložných horninách paleozoika. Hrúbka sedimentov kuželov je veľmi variabilná a v ich centrálnych osových častiach sa odhaduje (podľa pozície výstupu podložia) okolo 10 – 25 m.

12 *fluviálne štrky a piesčité štrky vyšších (hlavných) stredných terás (starší riss)*

Napriek tomu, že na iných územiach Západných Karpát sú fluviálne terasové akumulácie hlavnej strednej terasy plošne najrozšírenejšie a najpočetnejšie, na tomto území sa vyskytujú iba sporadicky v doline Hnilca (Gelnica) a Slanej (Gočovo a Vlachovo).

Báza polôh piesčitého štrku hlavnej strednej terasy nevykazuje veľké rozdiely, v relatívnej výške a pohybuje sa od 18 do 20 m nad strednou hladinou tokov. Hrúbka zachovanej akumulácie štrku je 2 – 8 m a lokálne je v tylových častiach a po okrajoch zosilňuje pokryvom svahoviny o 1,5 – 2,5 m. Sedimenty terás sú z piesčitého, lokálne hlinito piesčitého štrku s obliakmi, ktorých zrnitosť v oblasti strednozrnnej štrkovej frakcie je v priemere 2 – 5 cm, a z občasných balvanov až blokov priemerne veľkých 25 – 30 cm. Príznačný je vysoký podiel piesku, ako aj vysoký stupeň opracovania materiálu. Zastúpenie hornín v štrku je obdobné ako pri starších terasách. Nad amfibolitmi a paleobazaltami vcelku prevláda metakvarcit, kremeň, kryštalické bridlice, granitoidné horniny a granity. Štrk je selektívne navetraný a pri ojedinele zastúpených karbonátoch po puklinách rozpadavý.

Na niektorých miestach bázy štrkového podložia, ale aj v samotnej štrkovej akumulácii sa zistili kryoturbačné javy.

11 *proluviálne hlinité štrky s úlomkami hornín – náplavové kužele (mladší riss)*

Ide o predposlednú generáciu náplavových kuželov. Ich pôvodné vejáre boli najčastejšie väčšie, ale vo vrchnom pleistocéne laterálne erodovali, no napriek tomu sú ich zriedkavé zvyšky plošne pomerne rozsiahle.

Piesčitoštrkovitý a hlinitoštrkovitý materiál týchto kuželov s množstvom úlomkov hornín sa zistil v ústiach ľavobrežných bočných dolín, napr. do doliny Slanej v Rejdovej, Vlachove a Gemerskej Polome, ale aj v podobe maloplošných výskytov napr. v Kováčovej na SV od Krásnohorského Podhradia.

Kužele majú bázu sedimentov v relatívnej výške 3 – 7 m nad tokom a odhadovanú hrúbku 10 – 15, ojedinele aj 20 m. Sedimenty sú zväčša hrubozrnitejšie až balvanovité, prevažne netriedené, chaoticky uložené s petrografickým zastúpením miestnych hornín znosu. Materiál kuželov je najmä v Rejdovej a Gemerskej Polome veľmi zvodnený. V kuželi vo Vlachove sú časté hlinito piesčité polohy, kým v kuželi v Kováčovej sa naopak zistili hrubozrné sedimenty (balvany až bloky).

Tvorbu uvedených kuželov možno zhruba paralelizovať s uložením akumulácií nižšej strednej terasy riek predposledného periglaciálu, na ktorú kužele nadväzujú.

10 *fluviálne piesčité štrky nižších stredných terás (mladší riss)*

Výskyt fluviálnych sedimentov nižších stredných tzv. sídelných terás je pomerne častý striedavo obojbrežne, no najmä v prerušovanom pásme údolia Hnilca od Nálepkova po Gelnicu, v údolí Štítника od Čiernej Lehoty po Ochtinú a ďalej po toku mimo predmetného územia a v údolí Slanej pri Vyšnej Slanej.

Takmer všetky akumulácie, ak ich významne nepokrýva svahovina, vytvárajú morfológicky nápadné terasové stupne so štrkovou bázou od 1 – 2 do 5 – 8 m nad tokom a s hrúbkou 4 – 10, ojedinele aj do 15 m (Ochtiná).

Litologicky ide o stredný a hrubý (\varnothing 2 – 5 – 10 cm) pomerne silno zahlinený piesčitý štrk s obliakmi, ktorých priemerná zrnitosť sa po toku Štítника, Slanej a Hnilca zjemňuje narastaním podielu strednozrnnej (\varnothing 2 – 5 cm), ako aj drobnozrnnej (\varnothing 1 – 2 cm) štrkovej frakcie na úkor klesajúceho podielu frakcie balvanov

až blokov (\varnothing 10 – 15 – 25 cm) pri súčasnom raste piesčitej frakcie a stupňa opracovania i vytriedenia materiálu. Zatiaľ čo v Čiernej Lehote prevládajú v štrku hrubé až veľmi hrubé (\varnothing 5 – 10 – 15 cm) resp. až balvanovito-blokovité frakcie (\varnothing max. do 50 cm) so silným zastúpením hrubozrnného zahlineného piesku, v Ochtinej a v Roštári je to už len stredná a hrubá frakcia (\varnothing 2 – 5 – 10 cm).

Pomer v zastúpení hornín v štrku sa po tokoch mení v závislosti od znosových oblastí prítokov. Všeobecne prevládajú kryštalické bridlice s kvarciti, granitoidnými horninami, ako aj paleobazaltmi a kremeňom. Prítomnosť karbonatických hornín v terasách Hnilca je premenlivá, no vo všeobecnosti v smere toku klesá.

Štrk je zriedka selektívne málo navetraný. Patinované sú najmä pieskovce a na hornom toku Slanej a Hnilca i vápence (?) s kôrou navetrania hrubou 1 mm. V terasách sa lokálne vyskytujú aj neopracované úlomky hornín.

Sedimenty terás najmä v doline Slanej pokrýva fluviálna, ale hlavne deluviálna piesčitá hlina v hrúbke do 2 – 3 m. Hlina je okrovohnedá, miestami hrdzavo a sivasto šmuhovaná. Na iných miestach sú terasy najmä v tylovej časti často prekryté deluviálnou hlinitokamenitou sutinou (Slavošovce, Ochtiná, Jaklovce a Gelnica).

9 *proluviálne hlinité štrky s úlomkami – náplavové kužele (würm)*

Vrchnopleistocénne proluviálne sedimenty sa identifikovali priebežne v miestach vyústenia bočných dolín do hlavných údolí zmapovaného územia (Slaná – Vyšná Slaná, Rožňava, Štítnik – Ochtiná, Hnilec – časté maloplošné výskyty). Plošne najrozsiahlejšie a objemovo najväčšie vrchnopleistocénne kužele sa zistili v Rožňave pri vyústení Slanej do Rožňavskej kotliny. Kužele tohto územia majú rôzny tvar základne s vrcholom do 5 m nad tokom a sú čiastočne terasované. Často kontinuálne prechádzajú do nízkej terasy alebo aj ich často terasuje mladšia laterálna erózia toku. Ich materiál je uložený na sedimentoch dnovej akumulácie alebo prstovite zasahuje do jej vrchnej časti.

Petrograficky väčšinou ide o monotónne a chaoticky uložený zahlinený štrk a čiastočne opracované i neopracované úlomky pochádzajúce zväčša z lokálnych hornín znosových oblastí. Materiálom je hlavne piesčitá hlina, v niektorých zónach so striedavým obsahom zahlineného štrku a úlomkov hornín. Hlina v hrúbke do 1 – 2 m zväčša zaberá povrchovú časť a často je obohatená o resedimentované úlomky hornín a štrk. Bázu kuželov tvorí zahlinený piesok, štrk a úlomky hornín prevažne do \varnothing 5 cm, ojedinele s blokmi do \varnothing 20 cm. Priemerná hrúbka telies je okolo 3 – 8 m.

8 *fluviálne piesčité štrky dnovej akumulácie v nízkej terase a nive (würm)*

Vrchnopleistocénna fluviálna akumulácia tvoriaca súvislú výplň dno dolín všetkých väčších tokov zobrazených na mape sa prejavila na povrchovom reliéfe dvojako, a to ako priamy výstup dnovej akumulácie na povrch vo forme morfológického stupňa nízkej terasy vysokého cca 2 – 3 m (tzv. terasové ostance – ľavobrežie Slanej v Rejdovej, pravobrežie Štítnika v Rochovciach a Ochtinej, pravobrežie Hnilca v Mníšku a Jaklovciach a i.), alebo ako prirodzene aj umelo v štrkoviskách odkryté podložie holocénnych nivných náplavov väčšiny tokov. Nízke terasy sú často odkryté a pri malej hrúbke recentnej pôdy štrk vystupuje na povrch.

Hrúbka dnovej akumulácie hlavných tokov v pozdĺžnom smere veľmi varíruje. Najčastejšie je to v rozmedzí 2 – 6 m a vo zvyškových nízkych terasách až 7 – 9 m s bázou priemerne –1 až –5 m pod úrovňou toku. V doline Slanej je hrúbka dnovej akumulácie menšia, a to v priemere len 2 – 3 m a iba pri jej vyústení do Rožňavskej kotliny narastá až do 5 m. Hnilec takéto hodnoty dosahuje len v Gelnici a hrúbka jeho dnovej akumulácie je väčšinou 1 – 4 m a pri hlavných horských potokoch sa pohybuje v rozmedzí 1,5 – 2 m.

Sedimenty dnovej akumulácie majú veľmi variabilnú zrnitosť a petrografické zloženie. Tvorí ich dobre opracovaný čerstvý strednozrnný až hrubozrnný piesčitý štrk (\varnothing 2 – 5 – 10 cm), ktorý sa smerom na povrch zjemňuje a v miestach zachovania nivných sedimentov prechádza aj do piesku. Horské potoky majú odlišný charakter sedimentov dnovej akumulácie. Ak sa tu vrchnopleistocénna akumulácia zachovala, tak väčšinou vo forme na povrchu aj globálne resedimentovaného piesčitého štrku, často len poloopracovaného a s prímiesou klastík. V horských potokoch v horných častiach dolín sa sedimenty vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie často nahrádzajú sedimentmi holocénu v piesčitoštrkovitom až piesčitokamenitom vývoji.

Stupeň zrnitostného vytriedenia je všeobecne slabý až mierny, opracovanie väčšiny obliakov dobré až stredné a ich horniny sú zvyčajne čerstvé a zriedka slabo až selektívne navetrané. Vo východnej časti regiónu sú zastúpené najmä rozličné typy ruly a ďalšie metamorfity, kvarcity, silicity, žilný kremeň, granit a mramor (Štítnik). Po tokoch Slanej a Hnilca je zastúpenie karbonatických hornín veľmi rozdielne (vápenec, dolomit). Variabilné sú granitoidy, granitové porfýry a zriedkavejšie migmatity.

Pleistocén – holocén

7 *proluviálne hliny a piesčité hliny s úlomkami hornín – vyššie nivné náplavové kužele*

Do prechodnej pleistocénno-holocénnej sedimentácie sa zaraďujú niektoré proluviálne akumulácie bočných dolín vyúsťujúcich do dolín hlavných tokov. Medzi najvýraznejšie patria kužele v Čučme, Vlachove a Úhornej. Kužele takejto akumulácie majú na zmapovanom území pomerne malý plošný rozsah, sú plytké a na rozdiel od starších obsahujú hlavne hlinítopiesčitú frakciu s ojedinelými okruhliakmi, no najmä s úlomkami hornín príslušnej znosovej oblasti. Na krátkych úsekoch pri nich badať náznaky mladoholocénnej laterálnej erózie príslušných tokov (stopy po nárazovej časti meandrov), čím z morfológického hľadiska vzniká dojem terás. Vyššie nivné kužele sú pomerne plytké.

6 *nečlenené deluviálne svahoviny, nečlenené svahoviny a sutiny*

Tento typ akumulácie priebežne pokrýva celé územie geologickej mapy, no viaže sa hlavne na svahy dolín v horských častiach. Bez deluviálneho pokryvu sú iba nivy dolín, zväčša riečne terasy a miesta s priamym výstupom skalného podlažia. Pri ich tvorbe sa uplatňovali prevažne gravitačné procesy späté s rôznym druhom zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To spôsobilo, že vo vzdialenejších častiach od údolí väčších tokov, resp. od Rožňavskej a Košickej kotliny, sú tieto sedimenty popri aluviálnej výplni dnu dolín často jediným reprezentantom tu zastúpenej kvartérnej akumulácie. Označujú sa ako horský kvartér.

Spravidla ide o zmes deluviálno-soliflukčnej svahoviny a sutiny od balvanovito-blokovitej, kamenitej, piesčítokamenitej aj piesčitej cez hlinítokamenitú a hlinítopiesčitú až po výlučne hlinitú polygenetickú svahovú hlinu s kryogénnymi prvkami. Vyvinula sa na rozsiahlejších plochách vnútrohorských svahov, na ich úpätiach, kde zriedka tvorí aj väčší vnútrohorský pokryv, ale najmä v dnách suchých dolín resp. dolín s občasným tokom. V mape je zobrazenie týchto akumulácií v dôsledku výpovednej hodnoty podložných hornín veľmi zredukované a zaznamenaná je iba hrúbka odhadnutá na viac ako 2 m.

5 *deluviálne hlinito-kamenité až piesčito-kamenité svahoviny a sutiny*

Deluviálna hlinítokamenitá a piesčítokamenitá svahovina zväčša lemuje strmé svahy centrálnej časti pohoria. Spolu s už uvedeným typom bližšie nečlenej svahoviny predstavuje najrozšírenejšie typy kvartérnych sedimentov. Výraznejšie sa uplatňujú aj na úpätiach svahov, kde ich tvorí najmä gravitačná svahovina v rozličných štádiách deštrukcie. Materiál zastupujú chaoticky uložené ostrohranné úlomky na báze aj s väčšími blokmi podložných hornín, zväčša kryštalinika (granitoidov, kryštalických bridlíc, fylitov a hlinitej až hlinítopiesčitej zložky). Na styku s rozvetranými granitoidnými horninami a plošinami terás prechádzajú do hlinítopiesčitej svahoviny (Roštár).

4 *deluviálno-proluviálne hlinité štrky a úlomky hornín dejekčných kuželov*

Samostatne vyčlenené sú morfológicky výraznejšie dejekčné deluviálno-proluviálne kužele vyskytujúce sa na miestach vyúsťenia kratších suchých dolín, úvalín a výmoľov do väčších dolín s aktívnym tokom priebežne na celom území zobrazenom v mape, no najmä na pravobreží Štítnika medzi Rochovcami a Ochtinou a v Roštári.

Morfológicky sa prejavujú ako strmé výnosové kužele väčšinou malých a ojedinele i veľkých rozmerov (Rochovce). Sústava takýchto kuželov pokrýva napr. úroveň vrchnopleistocénnych terás (terasa Štítnika pri Ochtimej) a kuželov. Všetky kužele sú produktom prívalovej vody vynášajúcej soliflukčnodeluviálny materiál na krátku vzdialenosť v dolinách so strmou spádovou krivkou.

Materiál dejekčných kuželov je – okrem vyššieho obsahu piesčitej a kamenitej frakcie – totožný s hlinítokamenitými delúviami.

Holocén

3 *proluviálne hliny so štrkami a úlomkami*

Postglaciálne proluviálne sedimenty registrujeme na mnohých miestach mapovaného územia na styku riečnych nív hlavných tokov s vyúsťeniami menších bočných prítokov (pozri mapu), kde tvoria ploché

vejárovite sa rozširujúce neterasované výplavy, miestami prstovite sa vkladajú do sedimentov nívneho krytu.

Kužele sa začali formovať v neskorom glaciáli würmu, avšak podstatná časť telies sa sformovala v holocéne a sedimentačne je úzko spätá s formovaním nívneho krytu. Kužele sa spravidla skladajú z chaoticky naplaveného nevytriedeného štrkovitého a hlinitého materiálu, na báze miestami s podielom preplavenej, neopracovanej úlomkovitej a štrkovitej zložky. Zväčša ide o diageneticky málo pozmenenú svetložltú a sivožltú hlinu s polohami piesku a piesčitej hliny. Materiál je odvápnenny resp. slabo vápnitý. Hrúbka je podobná ako pri akumulácii predchádzajúcich kuželov, a to 3 – 6 m.

Materiál kuželov na okrajoch pohoria je z hlinitých, hlinitopiesčitých náplavov s výrazným podielom preplavených hlinitých a piesčitých deluviálnych alebo starších proluviálnych sedimentov pleistocénu (Betliar a okraje Rožňavskej a Košickej kotliny).

V centrálnych častiach Spišsko-gemerského rudohoria obsahuje materiál kuželov popri uvedených sedimentoch viac hlinitoštrkovitých a kamenitých sedimentov. Tie sa skladajú z chaoticky naplavených štrkovitých a hlinitých frakcií, miestami so značným podielom preplavených a neopracovaných horninových klastov. Hrúbka nívnych kuželov je od 2 do 4 m (Švedlár, Nižná Slaná, Vlachovo, Betliar a i.).

2 fluviálne hliny, piesčité a štrkovité hliny nív a nívnych kuželov

Postglaciálne fluviálne náplavy tvoria jemnozrnný sedimentačný pokryv piesčitoštrkového súvrstvia uvedenej dnovej akumulácie hrubý 1,5 – 2 m alebo len samostatnú výplň dno dolín, a to pri všetkých tokoch tak, ako sú zobrazené v mape. Sedimenty väčšinou tvorí vrstvomá, ílovitá sivohnedá nevápnitá nívna alebo piesčitá hlina aj piesok v spodnej časti s obsahom obliakov alebo úlomkov hornín. Pri horských potokoch, v ktorých dnová akumulácia chýba, sú sedimenty z hrubších hlinitoštrkovitých až balvanovitoštrkovitých alebo len piesčito kamenitých málo vytriedených a slabšie opracovaných akumulácií v celom profile. V záveroch dolín sú už balvanovitoštrkovitohlinité sedimenty prívalovej vody. Postglaciálne náplavy tvoria v reliéfe úroveň nivy miestami s hlinitou nivnou terasou, tzv. vyššou nivou, alebo s odčlenenou prikorytovou štrkovou zónou najmladšej korytovej fácie.

Na báze povodňového krytu väčších tokov (na fluviálnych sedimentoch dnovej akumulácie Hnilca, Slanej a i.) je sivý až tmavosivý íl s polohami a šošovkami ílovitého piesku alebo žltosivej, hrdzavoškvrnitej hliny s rastlinnými zvyškami. Pre íl je charakteristický hranolkovitý alebo lastúrnatý rozpad. V nadloží ílových polôh často vystupuje čiernosivá hlina a humózna, slabo oglejená fosilizovaná lužná pôda (*atlantik*). Nadložie tohto horizontu je litologicky pestrejšie a budujú ho laterálne sa zamieňajúce vrstvy piesčitej hliny, piesku a miestami hlinitého štrku. Celková hrúbka povodňového nívneho krytu je 1,5 – 2, ojedinele až 3 m.

1 antropogénne navážky, haldy a skládky

Mapa zaznamenáva súčasný stav rozšírenia významnejších a plošne rozsiahlejších akumulácií, ako sú stavebné navážky a násypy, no najmä ťažobné a banské haldy a odkaliská. Vyskytujú sa hlavne pozdĺž hlavných dolín (doliny Slanej – Dobšiná, Nižná Slaná, Štítnika – Ochtiná, Hnilca a jeho prítokov – Smolník, v okolí Košíc, Poproč a i.), ako aj pozdĺž hlavných komunikačných ťahov. Rozsiahlejšie pozdĺžne navážky a iné násypy súvisiace s cestnými a železničnými komunikáciami, ako aj stavebné úpravy terénu v sídlach a v intravilánoch obcí sa z účelového a technického hľadiska v mape nezobrazujú.

TEKTONIKA

Na území pokrytom geologickou mapou sú viaceré tektonické jednotky Západných Karpát. Gemerikum, ktoré je hlavnou náplňou geologickej mapy, je zastúpené kompletným tektonickým inventárom, litostratigrafickým obsahom a produktmi metalogenetických procesov. Na západnom a východnom okraji mapy v hraničnom území s gemerikom vystupujú niektoré členy veporika tvorené kryštalinikom a jeho obalovými jednotkami. Meliatikum je v západnej a južnej časti územia, ale mohli by doň patriť aj niektoré mezozoické vývoje na severovýchode územia. Silicikum a podobne aj paleogénne a neogénne útvary sú na severnom a južnom okraji s vývojom iba niektorých ich členov. Z geotektonického hľadiska má najkompletnejší vývoj variská epocha, predovšetkým v gemeriku, a to tak vývojovými, ako aj tektonickodeformačnými fázami. Alpínske tektonické fázy s najpreukazateľnejšími tektonickými prvkami v území sú definované vo všetkých zastúpených tektonických jednotkách.

Keďže zo všetkých spomenutých tektonických jednotiek zastúpených na mape je v plnom rozsahu zobrazené iba gemerikum a ostatné jednotky sú iba prevzaté zo susedných regionálnych geologických máp, tektonikou týchto jednotiek sa podrobnejšie nezaobráame a odkazujeme na nasledujúce práce: Mello et al. (2000): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny; Polák et al. (1997): Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory; Mello et al. (1997): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu; Hraško et al. (2005): Veporikum – Hodnotenie geologicko-surovinového potenciálu oblasti Slovenské rudohorie – západ a možnosti jeho využitia pre rozvoj regiónu.

TEKTONODEFORMAČNÉ EPOCHY

Variská epocha

Veporikum

Kryštalinický fundament veporika buduje vrchná, stredná a spodná litotektonická jednotka. Tieto jednotky sa tektonicky nahromadili počas paleozoickej variskej orogenézy (Bezák et al., 2002). Veporikum a podobne aj tatrikum z pohľadu recentných koordinát reprezentujú severnú vnútornú variskú doménu. Južnú, externú doménu reprezentuje gemerikum. Dôkazy spodnopaleozoickej riftogenézy medzi obidvoma doménami (Grecula, 1982) boli doložené v gemerickej doméne (sedimentárne a vulkanickosedimentárne sekvencie južnej kontinentálnej kôry s prechodom do oceánskeho bazéna). Predvariský fundament obidvoch megajednotiek nie je dostatočne známy.

Variská konvergencia gradovala polyštádiálnou juhovergentnou kolíziou *vrchnej litotektonickej jednotky* (ULU, spodnokôrové vysokostupňové ruly a migmatity; Bezák et al., 1997), na *strednú litotektonickú jednotku* (strednostupňové až vysokostupňové metamorfity) a *spodnú litotektonickú jednotku* (nízkostupňové metamorfity, l. c.) v *paleovariskej fáze* (420 – 390 Ma; napr. Cambel et al., 1990; uzatvárací vek amfibolov 380 až 375 Ma; Král et al., 1996) a v *mezovariskej fáze* (380 – 340 Ma, strednokôrové juhovergentné násuny; Bezák et al., 2002). Tektonické nakopenie vysokostupňových metamorfítov na nízkostupňové a inverzná metamorfóza ako výsledok hercýnskeho strednokôrového násunu sa dokumentovali v tatriku a sčasti v severnom veporiku (Janák, 1994; umožnil to relatívne slabý alpínsky prepis). Konvergencia sa skončila kolíziou amalgamovanej tatroveporickej litosférickej domény s gemericou (Bezák et al., 2002; deformačné štádium VD, Németh, 2002). Širší časový interval pre VD kolíziu medzi vestfálom a stefanom podporujú rádiometrické dáta a skok v metamorfnej rekryštalizácii karbónskych sekvencií. Úlohu subdukčných procesov pred finálnou variskou kolíziou indikovali magmatické a metamorfné produkty a rovnako aj kinematika (Petrík et al., 1994; Janák et al., 1997; Radvanec, 1999; Németh, 2002). Vo veporiku bol dôsledkom finálnej variskej kolízie transpresný režim a horizontálne strihy (Bezák et al., 2002).

Os postkolíznej extenzie sa postupne presúvala smerom na J (*neovariská fáza*, 300 – 260 Ma). Dokladá to granitoidný magmatizmus (granity typu S a A), transtenzná a extenzná tektonika, vulkanizmus a vznik molasoidných bazénov. Vznik plytkých evaporitových bazénov pozdĺž sutúrnej zóny medzi veporikom a gemerikom spadá do obdobia vrchného permu a rozhrania permu so spodným triasom a v zóne južného gemerika do permoskýtskeho obdobia (cf. Novotný a Mihál, 1987; Grecula, 1994; Mello et al., 1997, 2000).

Spodnokriedové severovergentné príkrovové nakopovanie vo Vnútorných Západných Karpatoch (napr. parciálne nasunutie gemerika na veporikum) bolo výsledkom kompresie pri uzavretí mezozoického tetydného

bazéna lokalizovaného južne od gemerika (alpínske deformačné štádium AD₁; sumarizáciu tohto procesu uvádza napr. Putiš, 1994, a Plašienka et al., 1997a, 1997b).

Nasledujúce postkolízne (post-AD₁) odstrešovanie veporického dómu na J, JV a V, vyčlenené ako štádium AD₂ (Hók et al., 1993; Kováč et al., 1994; Putiš et al., 1999; Németh, 2001, a i.) bolo termálnym dôsledkom zhrubnutej kontinentálnej kôry.

Komplikovaná tektonická stavba vykazuje nasledujúci prepis párovým systémom alpínskych strižných zón (AD₃) smeru SV – JZ a SZ – JV penetrujúcich Západné Karpaty (napr. Grecula et al., 1990) a spôsobujúcich ich oblúkovité zahnutie (l. c., Németh et al., 2001). V západnej stykovej zóne veporika s gemerikom s dominantnými transpresnými horizontálnymi posunmi smeru SV – JZ je deformačné štádium AD₃ priamym pokračovaním štádia AD₂. Zmenu kinematiky spôsobilo postupné zoslabovanie intenzity odstrešovania AD₂ v dôsledku chladnutia, pričom severojužná kompresia stále pretrvávala zo štádia AD₁. Horizontálne posuny smeru SV – JZ a SZ – JV sú teda výsledkom pokračujúceho priestorového skracovania, ktoré sa začalo ešte v štádiu AD₁.

Gemerikum

Vrásové tektonické prvky

Podstatná časť ohybových deformácií v horninách staršieho paleozoika je súčasťou vnútornej stavby variských príkrovov, kým foliačné systémy sa podstatne viac sústreďujú na hranice príkrovov (v okolí násunových plôch) a prešmykov, s ktorými sú globálne v smerovej koincidencii. Ohybové deformácie sú rozhodujúce pri formovaní variského tektonického štýlu a ten vtlačá celkovému variskému tektonickému obrazu gemerika rozhodujúcu črtu. Spomenieme najcharakteristickejšie štýly gemerika (Grecula, 1982).

Skupina vrásoprešmykových tektonických štýlov obsahuje nasledujúce elementárne štýly:

Stlačené až zovreté megavrásy (hutnoholský typ) s veľkou amplitúdou, ale aj šírkou vrásy (nad 1 km) sa vyskytujú tam, kde je veľká hrúbka metapsamitov (prakovský a jedľovecký príkrov). Dĺžka vrásovej štruktúry je až stovky m. Charakteristické sú až takmer rovnobežné ramená vrásy, ktoré sú v silne redukovaných častiach pretrhnuté. Takýto tektonický štýl je príznačný pre hrubú (500 – 1 000 m) kompetentnú polohu nachádzajúcu sa z obidvoch strán v nekompetentnom prostredí. Príkladom sú kojšovské metapsamity smolníckeho súvrstvia, ktoré majú v podloží fylitické komplexy a v nadloží pyroklastiká. Nadložný komplex v zovretých vrásach je často vo forme uškrtených alebo budinovaných úzkych a vysokých synklinál.

Ramená stlačených až zovretých megavrás sú veľmi priaznivým faktorom lokalizácie rudných žíl vyznačujúcich sa veľkou dĺžkou. Príkladom je žilné pásmo Jašterica – Korunka – Holica.

Tektonický štýl vysokých zovretých makrovrás (jedľovecký typ) sa vyskytuje tam, kde je hrúbka kompetentnej polohy v plastickom prostredí menšia, zvyčajne 100 – 300 m. Typickým znakom je výška vrásy, ktorá niekoľkonásobne prevyšuje šírku.

Ramená vrásy sú redukované, najčastejšie pretrhnuté (vrásové prešmyky). Prešmyky na ramenách vrásy bývajú zrudnené. Takéto žily majú veľkú hĺbku. Ak sú vrásy zovreté a s tendenciou k budináži (typ úzkej a vysokej vrásy pri žile Daniel I a Daniel II v jedľoveckom rudnom poli, tvorenej menšou hrúbkou kompetentných hornín – metapsamitmi v jadre vrásy) pri strmej až zvislej rovine osi vrásy, ich krídla nemajú stabilne zvislý sklon, ale sa vyskytuje aj „zvltnený“ sklon krídiel, a teda aj rudné žily majú menlivý úklon.

Izoklinálnovrásový neharmonický tektonický štýl sa vyvinul tam, kde sú tri až štyri vrstvy rozličnej kompetencie, ale s postupným prechodom od rigidných až po plasticky formovateľné horniny.

Izoklinálnovrásový harmonický tektonický štýl je charakteristický pre fylitické súvrstvia, teda pre betliarske a smolnícke, a to najmä v medzevskom príkrove. Príznačné pre tento štýl sú vysoké a úzke vrásy, ktoré možno dobre identifikovať, iba ak sú prítomné iné typy hornín ako tzv. markery vrás (napr. lydiový horizont v súvrství čiernych fylitov, tenká poloha vulkanitov v zelených fylitoch).

Disharmonický vrásový tektonický štýl sa vyvinul v prostredí, v ktorom je hrubá kompetentná poloha (napr. ryolitov) v styku s polohou pelitických hornín. Kompetentná poloha predstavuje nepravidelne sformované rigidné teleso obklopené detailne a nepravidelne prevrásneným plastickým súvrstvím. Deformácie obidvoch horninových komplexov sú diametrálne odlišné formou, veľkosťou aj orientáciou a sú bez známkov symetrie.

Vrásovodiapírový tektonický štýl (typ Jalovičieho vrchu) závisí od tektonického porušenia nadložných kompetentných hornín a nasledujúceho vtlačania podložných nekompetentných hornín do priestoru porušenia. Určujú ho vysokokompetentné široké jadrá synklinál (vulkanity, kvarcity a pod.), ktoré sú vedľa seba v rovnakej rovine dve až tri, a plastické horniny (fylity) v antiklinálach vrás. Pri silnom stlačení rigidných jadier synklinál boli antiklinálne plastické časti vrás vytlačené a vo forme nepravidelných diapírových tvarov prenikli do vyšších stratigrafických úrovní.

Tektonický štýl silne stlačených až budinovaných izoklinálnych vrás je v prípadoch, keď výška vrásy niekoľkonásobne prevyšuje jej šírku. Zámky vrás sú budinované ako výsledok vysokého štíhlostného pomeru izoklinálnych vrás, ktoré sú v oblasti ramien vrás často pretrhnuté. Štýl sa vyvinul vo fylitických komplexoch a v silne komprimovaných zónach, napr. v medzevskom príkrove.

Tektonický štýl prevrátených až ležatých vrás v čelách príkrovov v severnej časti gemerika (oblasť Novoveskej Huty, Krompách) sa vyznačuje náznakmi zavinovania ležatých ramien vrás, otvorenými vrásami a zachovaním antiklinálnych aj synklinálnych častí vrás. Nachádza sa v severnej časti gemerika.

Násunovošupinovitý tektonický štýl sa vyznačuje ležatými až subhorizontálnymi násunmi resp. sústavou násunov, silnou deštrukciou hornín a vrásových štruktúr, ako aj strižným charakterom násunových a šupinovitých plôch. Frekvencia väčších šupín je desiatky metrov. Je typický pre územia, v ktorých erózia odkryla spodné časti príkrovových telies (východná a západná časť územia).

Bradlový tektonický štýl je charakteristický hlavne pre karbonátové komplexy, ak sa vyskytujú v plastickom súvrství. Vzniká v tektonicky silne stlačených horninách, kde sa rigidné komplexy v plastickom prostredí správajú úplne odlišne ako ich okolité prostredie. Často sa trhajú až chaoticky rozmiestňujú v plastickom prostredí a vytvárajú v ňom charakteristický bradlový tektonický štýl.

V severných príkrovoch prevláda *tektonický štýl otvorených až plytkých vrás a štýl čiel príkrovov so zavinovaním vrás*. Stredné príkrovy (mníšsky a prakovský) sa vyznačujú stlačenými vrásovými štruktúrami s veľkou amplitúdou (800 – 1 200 m) megavrás. Pre južnejšie príkrovy (humelský a jedľovecký) sú príznačné štýly s izoklinálnymi vrásami, opäť s veľkou amplitúdou, ale v najjužnejšom, medzevskom príkrove prevláda tektonický štýl zovretých vrás s budinovaním až deštrukciou vrásových štruktúr, ako aj šupinovitý štýl. Pre transportné, takmer horizontálne ležiace časti príkrovov (ak sú odkryté eróziou, napr. východná a západná časť gemerika) je typický šupinovitý tektonický štýl.

Prešmykové a príkrovové elementy

Tektonické jednotky gemerika obsahujúce opísané litostratigrafické súbory sa sformovali najmä vo variskej epoche (vrásy, prešmyky a príkrovy) a v alpínskej dobe ich silne deštruovala hlavne strižná a transpresná tektonika.

Smerom od S sme vyčlenili nasledujúce príkrovy: rakovecký, kojšovský, mníšsky, prakovský, humelský, jedľovecký a medzevský.

Variské príkrovy v podstate vznikali už pred začatím karbónskej sedimentácie (začiatok variskej kolízie) a ich tvorba sa skončila pred začiatkom permsko-triasového (alpínskeho) vývojového cyklu. Keďže hraničné úseky variského a alpínskeho sedimentačného obdobia nie sú presne paleontologicky doložené, z geochronologického veku granitu (240 – 320 mil. rokov), ktorý je súčasťou týchto príkrovov, usudzujeme, že sa variská príkrovová tectogenéza skončila vo vrchnom perme.

Na vyčlenenie variských príkrovov je viac dôvodov (Grecula, 1982). Horniny mladšieho paleozoika medzi Opátkou a Folkmarom na Folkmarskej skale tvoria strmé stlačené vrásy s vrásovými prešmykmi. Na nich diskordantne primárne ležia takmer v horizontálnej polohe červené, fialové a zelené piesčité a karbonátové bridlice, v ktorých sú hematitovo-limonitové polohy. Lokálne sa vyskytuje tmelená fosílna kôra zvetrávania vzniknutá pred sedimentáciou karbonátov mezozoika (Grecula et al., 1977, ale v zmysle Németha, 1999, ide o bazálnu časť bôrčanského príkrovu – príkrovu Bôrky), ktorá prechádza do pestrofarebnej bridlice (s úlomkami podložných metabázik a fylitov) a potom do karbonátov triasu. Karbonáty mezozoika ležia na rakoveckom príkrove. Z toho vychodí, že sa lokálne zachoval primárny vzťah mezozoika k podložíu, a tým sa potvrdzuje existencia severogemerickéj synklinály ako primárnej sedimentačnej oblasti (Maheľ, 1981). Ale z toho rezultuje, že tektonické štýly staršieho paleozoika takmer v terajšej podobe existovali už pred sedimentáciou mezozoických hornín a vznikom kôry zvetrávania a že teda vznikli vo variských deformačných fázach a že aj príkrovové plochy sú predmezozoické.

Existenciu variských príkrovov potvrdzujú ďalšie údaje:

– Geochronologický vek získaný Rb/Sr metódou poukazuje hlavne na variský vek granitu (Kovach et al., 1979, 1981; Cambel et al., 1977, 1989; Kantor a Rybár, 1979; Finger a Broska, 1999; Poller et al., 2002; Finger et al., 2003; Kohút a Stein, 2005; Radvanec et al., 2007, 2009) a na to, že granit je už súčasťou týchto príkrovov, ktoré vo variskej dobe svoje sformovanie skončili až koncom permu resp. na hranici perm – trias (ich alpínska rejuvenizácia je nepochybná). Vek granitu stanovený metódou Ar/Ar taktiež udáva mlado-paleozoický vek granitu, ale aj lokálne silné alpínske prepracovanie (Dallmeyer et al., 1993, 1996).

– Termická metamorfóza bola pred skončením variskej príkrovovej stavby, pretože na šariázných plochách sú kontrastné rozdiely v stupni metamorfózy a jej produkty ako obliaky sa našli už v zlepencoch permu (Vozárová, 1973; Radvanec, 2002).

– Horniny permu a triasu ležia primárne na rozličných príkrovoch a prekrývajú ich hranice.

Z hľadiska tektonických štýlov sa príkrovy vyznačujú vertikálnym a horizontálnym zonálnym usporiadaním hlbinných tektonických štýlov. Severná skupina variských príkrovov (rakovecký, kojšovský a mnišsky) má vrásový štýl stavby s dominujúcimi otvorenými až stlačenými vrásami. Južná skupina variských príkrovov sa vyznačuje vrásovoprešmykovým tektonickým štýlom s izoklinálnymi až zovrenými vrásami.

Variské príkrovy sú vrásové s charakteristickým štruktúrnym a litologickým obsahom zodpovedajúcim istým oblastiam riftogénneho sedimentačného priestoru. Centrálna časť riftového bazéna s oceánskou kôrou je náplňou rakoveckého príkrovu, kým z okrajových častí hlbokododnej depresie vznikol kojšovský príkrov. Prechodný vývoj s horninami pasívneho okraja kontinentu má mnišsky príkrov. Južné príkrovy (prakovský, humelský, jedľovecký a medzevský) sú z produktov členitého dna na kontinentálnom type kôry. Považujeme za potrebné uviesť aj detailnejšiu litologickú charakteristiku príkrovov:

Medzevský príkrov má typický vývoj smolníckeho súvrstvia (tzv. medzevské vrstvy, syn. medzevské fylity). Je typický silne stlačenými vrásovými štruktúrami, šupinovitým tektonickým štýlom, silnou deštrukciou litologických i starších tektonických objektov. To zapríčiňuje, že litologické jednotky sú úzke, silne deštruované, mylonitizované a často sa striedajú tenké pruhy hornín betliarskeho a smolníckeho súvrstvia. Hnilecké súvrstvie je zastúpené dosť podradne a rudné ložiská sú veľmi znehodnotené. Na J je medzevský príkrov pod súvrstvom mladšieho paleozoika, ktoré leží takmer horizontálne (štóška skupina). Aj v oblasti Drnava – Pipitka – Štós sú komplexy staršieho paleozoika prekryté súborom hornín mladšieho paleozoika.

Jedľovecký príkrov sa vyznačuje dvomi vývoji smolníckeho súvrstvia, a to flyšovým – psamitickým (kojšovské vrstvy, syn. kojšovské metapsamity) a pelitickým. Najmä hrubé komplexy metapsamitov s vložkami fylitov sa považujú za typického reprezentanta tohto príkrovu. Západne od Smolníka a Úhornej sa vyskytujú hrubé súbory očkatých metapelitov a azda aj porfyroidov, ktoré sú na západe územia rozšírené medzi Rožňavou a Roštárom. Výskyt metapsamitov v jedľoveckom príkrove je dobrým litologickým kritériom pre vznik rudných žíl so značnou hĺbkou aj dĺžkou. Príkladom sú žily v oblasti Jedľovca. Oblasť Úhornej, Pipitky a Krásnohorského Podhradia je v tomto smere slabo preskúmaná.

Pre jedľovecký príkrov je charakteristický vývoj spodného pestrého vulkanického komplexu s doleritmi, najmä v oblasti Jedľovca, Lastovičieho vrchu a Smolníka, ale predovšetkým so spodným rudonosným horizontom (smolnícke ložisko).

Humelský príkrov v celom rozšírení je charakteristický prítomnosťou kloptanských vrstiev (syn. kloptanských fylitov) a holeckých vrstiev, zaberajúcich veľké plochy. Obsahuje najviac vyššiemetamorfovaných hornín, antimonitových žíl a najbližšie pri povrchu sa vyskytujúcich telies granitu.

Podobne ako v jedľoveckom aj v humelskom príkrove sa plošné rozšírenie očkatých až rulovitých metapelitov v západnej časti skúmaného územia (od profilu 64 po 69) zväčšuje. V tomto príkrove je aj najväčšia nádej na možný výskyt Sb mineralizácie v dostupnej hĺbke (do 600 m). Pre príkrov je charakteristický aj výskyt karbonátov v holeckých vrstvách, ktoré sa od Hankovej tiahnu v dvoch pruhoch až po Smolnícky potok s možným novým výskytom metasomatických sideritov.

Prakovský príkrov sa vyznačuje prítomnosťou psamitických horninových súborov (kojšovské vrstvy, syn. kojšovské metapsamity). V oblasti transgemerického zlomu je redukovaný a amputovaný a s posunom (západne od zlomu) asi 2 km na JZ. Iba lokálne sú v ňom aj vyššie litostratigrafické členy – porfyroidy. Príkrov sa vyznačuje veľkou dĺžkou zrudnených štruktúr (žila Jašterica), ale aj hĺbkovým dosahom a je vhodnou prognóznou oblasťou pre žilný typ komplexných rúd, a to najmä medzi Starovodskou dolinou a Bystrým potokom.

Pre *mnišsky príkrov* sú charakteristickými horninovými členmi ryolity, bazalty a keratofýry s pyroklastikami, ktoré sú v tomto príkrove najviac sústredené z celého územia SGR. V okolí Mníška nad Hnilcom je mnišsky príkrov v transgemerickom zlome redukovaný a posunutý asi 2 km na JZ. Na Z od Tichovodskej doliny je jeho pokračovanie neisté.

Pre mnišsky príkrov je príznačný subflyšový vývoj smolníckeho súvrstvia vo forme nevýrazne laminovaných siltovcov a striedanie pelitov a siltovcov (vrstvy Jalovičieho vrchu, syn. fylity Jalovičieho vrchu). Iba lokálne sú v nich aj polohy zelenkavých jemnozrnných psamitov. V iných príkrovoch sa fylity Jalovičieho vrchu nevyskytujú. Stratiformné zrudnenie polymetalickej sírnikovej formácie je typickým členom mnišskeho príkrovu. Viaz sa na vrchný pestrý vulkanický komplex (vrchný rudonosný horizont resp. mnišske rudonosné fylity). Žilná mineralizácia v mnišskom príkrove je, okrem úseku Prakovce – Perlová dolina, vzácna.

Kojšovský príkrov je v celej dĺžke gemerika. Jeho horninová náplň je pestrá. Čierne hrubolaminované fylity (belianske vrstvy) a olivovozelené, zriedka aj fialové fylity (prakovské vrstvy) ho odčleňujú od ostatných príkrovov. Olivovozelené prakovské pelitické fylity sú rozšírené na veľkej ploche a zaberajú takmer celú oblasť kojšovského príkrovu. Je to ich najväčší výskyt na povrchu. To umožnilo vyčleniť z nich v spodnej časti sivozelenkavé pelitické fylity s vložkami a laminami sivých fylitov, často jemne laminovaných. Sivozelenkavé fylity sú typicky vyvinuté v oblasti Starovodskej doliny a na odlíšenie od prakovských fylitov (ktoré sú v ich nadloží) ich označujeme ako starovodské fylity (podľa osady Stará Voda). Osobitným typom zelených fylitov

v kojšovskom príkrove sú švedlárske fylity. Sú to doštičkovité, piesčité, silne kremenité chloriticko-sericitické fylity až jemné doštičkovité metapsamity. Môžu byť samostatnou, lokálne vyvinutou faciou v rámci prakovských fylitov, alebo ako ich vyššiemetamorfovaný člen, potom ešte mylonitizovaný. Najčastejšie sa vyskytujú na J od kóty Bukovec alebo na JZ od Krompaškého vrchu.

Pre príkrov je veľmi charakteristický výskyt veľkého množstva keratofýrových jemnozrnných pyroklastík s vložkami bazaltových pyroklastík (pestrý vulkanický komplex). Z týchto hornín sa koncentrujú aj najväčšie akumulácie Sn zrudnenia a vzácnych prvkov. Anomálie stratiformného zrudnenia sú časté, ale bezvýznamné. Pre kojšovský príkrov je typický aj gelnický porfyroidový komplex, ktorý tvoria zelenkavé bridličnaté porfyroidy lokálne intermediárnej povahy. Ryolity sú prevažne v hrebeňovej oblasti kojšovského príkrovu. Sú svetlozelenkasté, masívne a majú pekne vyvinuté očka živca a kremeňa.

Rakovecký príkrov – betliarske súvrstvie reprezentujú hrubolaminované, tektonicky prepracované belianske (vrstvy) fylity. Často sú intenzívnejšie metamorfované a majú až rulovitý charakter. Vyššiepelitické členy súvrstvia čiernych fylitov (holecké vrstvy) sa alebo vyvinuli len lokálne, alebo na povrch nevystupujú. Horniny nálepkovského pestrého vulkanického komplexu sú prevažne intenzívnejšie metamorfované. Sú tektonicky ohraničené vo forme šupiny vystupujúcej na hranici s kojšovským príkrovom hlavne medzi Hnilcom a Nálepkovom. Pôvodné keratofýry, silicity a diabázové pyroklastiká sú metamorfované na plagio-klasovú rulu, očkaté silicity a amfibolity.

Typickým členom smolníckeho súvrstvia v rakoveckom príkrove sú folkmarské vrstvy (syn. folkmarské fylity). Striedajú sa polohy bazaltových metapyroklastík s polohami metasedimentov. Folkmarské fylity v hrúbke od 200 do 800 m sa vyvinuli v celom priebehu rakoveckého príkrovu. Iba miestami sú aj zlatníckodolinské vrstvy (syn. zlatníckodolinské fylity). Hnilecké súvrstvie reprezentuje sykavský bazaltový komplex – metabazalty, ich metapyroklastiká s lokálnymi výskytmi doleritov a amfibolitických gabier. Často sú metamorfované v podmienkach vrchnej časti faciie zelených bridlíc resp. spodnej časti amfibolitovej faciie (klátovský amfibolitový komplex). Miestami majú charakter vysokotlakových metapelitov.

Uvedené litologické, metamorfné a metalogenetické charakteristiky príkrovov nie sú iba slovným vyjadrením, ale vyčlenili sme ich aj na geologickej mape. Ich hranice sa ukázali byť ako jasne násunové tektonické elementy, čo sa prvý raz demonštrovalo na tzv. prešmyku Jedľovca geologickoštruktúrnym výskumom, ale aj veľkým množstvom prieskumných prác. Geofyzikálnymi prácami sa príkrovový charakter uvedených veľkých rozhraní vo väčšine prípadov prejavil ako tektonické rozhranie, ako aj ich superpozičné vzťahy. Najlepšie sa tieto vzťahy prejavujú geofyzikálnymi metódami s hlbším dosahom (seizmika, gravimetria, magnetika, prechodové javy, čiastočne aj SP). Superpozičný vzťah príkrovov sa indikuje výskytom ľahkých a ťažkých resp. magnetických hmôt, a to najmä v západnej a východnej časti, kde je to zdokumentované aj geologicky. Pri pokročilej erózii zdvihnutých blokov sa „rušivé“ magnetické a ťažké hmoty v týchto oblastiach dostávajú až na povrch a sú prístupné priamemu štruktúrnemu a ďalšiemu výskumu. To umožnilo definovať rozličné časti telies príkrovov. V strednej časti, kde je hrúbka gemerika najväčšia, sme sa spodnú hranicu gemerika a jej morfológiu pokúsili riešiť magnetotelurickou metódou v profile Prakovce – Medzev a Košická Belá – Hodkovce (Pavliszynová, 1978; Pavliszynová in Grecula, 1982). Zvlnená horizontálna hranica gemerika je v strednej časti v hĺbke okolo 5 km a v oblasti Medzeva prudko klesá do hĺbky 12 – 18 km s náznakom stáčania sa vysokoodporového horizontu na S pod gemerikum (náznak južného rohu konvergujúcej platne). Na V gemerika hĺbka rozhrania gemerika s podložíom klesá od severného povrchového východu do hĺbky 2 km, čo je v súlade s výsledkami magnetiky, gravimetrie a seizmiky (Vozár et al., 1998; Szalajová et al. in Kobulský et al., 2001).

Vo východnej časti gemerika sú variské príkrovy veľmi redukované a v silne komprimovanej časti, v košicko-margecianskej strižnej zóne, je už problematické stanoviť ich hranice na mape. Kým v severnej časti gemerika sú výstupné, vrchné časti príkrovov so strmo uloženými štruktúrami a s najkompletnejším vývojom litostratigrafických sekvencií, vo východnej a západnej sú na povrchu už subhorizontálne ležiace (transportné) a tektonicky silne deštruované časti telies príkrovov (pozri geologické rezy) s veľmi medzerovitým obsahom litostratigrafických súborov a s vyšším stupňom metamorfózy, s čím súvisí aj veľmi nepriaznivý vývoj a zachovanie telies nerastných surovín.

Alpínska epocha

Tektonické procesy v alpínskej epoche zanechali najmarkantnejšie stopy v stavbe gemerika, a to vznikom veľkých regionálnych štruktúr (alpínske príkrovy, strižné zóny a zlomové štruktúry), ako aj drobnoštruktúrných tektonických deformácií. Alpínske tektonické procesy vo veľkom rozsahu rejuvenizujú, dotvárajú a tým aj zvyrazňujú variské štruktúry, a tak spôsobujú ťažkosti pri stanovovaní ich genézy a veku a z toho vychodia viacvariantné interpretácie. V takom duchu prezentujeme aj tektonický obraz gemerika.

Medzi najvýznamnejšie regionálne alpínske tektonické elementy patria strižné a transpresné zóny. Strižné zóny charakteru horizontálnych posunov mali v gemeriku hlavnú úlohu počas alpínskych udalostí. Predstavujú nielen zóny strihu a posunu, ale aj priestorového skrátania so vznikom lokálnych násunov a prešmykov najmä permsko-mezozoických komplexov (pozri geologické profily v severnej časti gemerika).

Západokarpatský (generálne ľavý posun) a východokarpatský (generálne pravý posun) systém strižných zón je najvýraznejší a sprevádzajú ho deformácie jednoduchého strihu so sprievodnou lineáciou predĺženia a foliáciou.

Hlavné strižné zóny gemerika

Hlavné strižné zóny gemerika predstavujú sústavu paralelných zlomov charakteru jednoduchého strihu s jasnou diskontinuitou na zlomoch, s výrazným posunom po stranách zlomov a s prevládajúcou krehko-duktilnou deformáciou. Hlavné strižné zóny gemerika sú iba segmentom strižných zón v rámci karpatskej sústavy, ktoré majú charakter horizontálnych posunov, a to s ľavostranným pohybom na strižných zónach smeru JZ – SV a s pravostranným pohybom na strižných zónach smeru JV – SZ.

Strižné zóny sú stanovené na základe podrobných a regionálnych geologických, geofyzikálnych a ložiskových máp, ako aj štruktúrnou analýzou. Overili sa aj na mnohých miestach v baniach a vo vrtoch. Šírka hlavných strižných zón dosahuje až 3 km a postupne klesá až na 0,3 km.

Všeobecne možno konštatovať, že hlavné strižné zóny sú sústavou zlomov resp. sprievodných strižných zón nižšieho radu a ich centrálna časť je dominantným prvkom strižnej zóny. Centrálnu strižnú zónu v istom území sprevádzajú súbežné okrajové strižné zóny, no tie sú intenzitou deformácie a ostatnými prejavmi menej nápadné ako v centrálnej zóne, ale významne zvyrazňujú priebeh a šírku o 0,5 – 2 km celej hlavnej strižnej zóny.

Hlavná strižná zóna sa prejavuje veľmi intenzívnou mylonitizáciou so širokými pruhmi ultramylonitov s asociáciou minerálov až biotitovej izogrady. V zónach je veľmi výrazná redukcia litologických pruhov. Strižné zóny narušajú nielen priebeh litologických a tektonických jednotiek (prešmyky, príkrovy), žilných a stratiformných rudných ložísk, ale ich aj transponujú do smeru strižnej zóny. Takéto ohyby spomenutých jednotiek do dvoch smerovo odlišných systémov (SV a SZ) zapríčinili oblúkovitý tvar gemerika, resp. podmienili vznik menších oblúkov vo vnútri gemerika (Grecula et al., 1990; Németh, 2001).

Do smeru hlavných strižných zón sú transponované nielen litologické jednotky, ale prejavuje sa to aj na priebehu foliácie v horninových súboroch paleozoika, a to tak na regionálnej mape, ako aj v mezoskopickej mierke. Prevažná časť foliácie hornín gemerika je spätá s variskými štruktúrami a dominuje všade tam, kde sa zachovali variské štruktúry. Variská foliácia je však strižnými zónami výrazne deformovaná a vťahovaná do smeru strižných zón. V strižných zónach staršiu foliáciu prekrýva nová, vyvíjajúca sa súčasne so strižnou zónou. Centrálna časť strižných zón sa vyznačuje už iba jednou, ale veľmi intenzívne vyvinutou foliáciou v mylonitoch a ultramylonitoch, súbežnou so strižnou zónou. Z toho vychodí, že strižné zóny staršiu foliáciu nielen smerovo deformujú, ale nová foliácia smerom do stredu strižnej zóny s rastúcou intenzitou penetruje celú horninu pozdĺž strižnej zóny. Preto sa strižné zóny na regionálnej mape priebehu foliácie prejavujú tak výrazne. Priebeh foliácie najlepšie koinciduje s priebehom hlavnej strižnej zóny tam, kde je na povrchu iba paleozoikum bez mezozoického pokryvu (transgemerická a košicko-margecianska strižná zóna) a kde priebeh strižnej zóny nenaruša iná strižná zóna. Lineácia predĺženia sa smerovo zhoduje s priebehom hlavných strižných zón a je s nimi geneticky spätá (Putiš, 1991). Tento druh lineácie je smerovo zhodný aj na styku tektonických jednotiek gemerika a veporika (porovnaj napr. Jacko, 1978; Jacko a Sasvári, 1990; Plašienka, 1993; Gazdačko, 1994; Németh, 2002), čo tiež poukazuje na to, že sa pohyby na strižných zónach prejavovali ešte aj po sformovaní veľkých alpínskych tektonických jednotiek Západných Karpát, resp. že tieto jednotky boli dosúvané pozdĺž strižných resp. transpresných zón. Staršie lineácie sa zachovali oveľa slabšie, a to iba mimo strižných zón. Ich smer je V – Z a SV – JZ a sú späté s pohybmi a deformáciami počas variských udalostí. Štruktúrne merania (pozri nižšie) však poukazujú na významný podiel tektonickej aktivity transpresných a strižných zón pri formovaní alpínskej stavby gemerika. Lenže to neznačí, že by sa tým model variskej stavby gemerika (Grecula, 1973, 1982; Grecula a Roth, 1978) poprel.

Smer strižných zón gemerika nie je veľmi stabilný a od smeru strižných zón karpatského systému sa miestami odchyľuje až o 10 – 15°. Keďže strižné zóny gemerika sú predsa len časťou spomenutých zón, takáto variácia smeru sa predpokladá. Zapríčiňuje to aj fakt, že v rámci strižnej zóny hlavnú funkciu miestami preberá okrajový strižný systém, čím sa generálny priebeh komplexnej strižnej zóny mierne vychyľuje. Preto aj smery hlavných strižných zón gemerika majú rozptyl hodnôt, a to západokarpatský smer 45 – 60°, s prevahou smeru 50 – 55°, a východokarpatský 320 – 335°. Vzdialenosť medzi hlavnými strižnými zónami gemerika je 35 – 40 km. Priebeh hlavných strižných zón je pomerne priamočiary a morfológicky veľmi nápadný.

Hlavné strižné zóny obmedzujú gemerikum ako tektonickú jednotku v podstate zo všetkých strán. Medzi hlavnými strižnými zónami sú lokálne dobre sledovateľné aj sprievodné strižné zóny nižšieho radu, ktoré

sú rozložené pomerne ekvidistantne. Smerovo sú totožné s hlavnými zónami, ale na detailných mapách sa prejavujú veľmi výrazne, a to aj štruktúrnymi prvkami (Návesňák a Bartalský, 1989). Sprievodné strižné zóny vytvárajúce kosoštvorcovú sieť blokov sa od hlavných odlišujú tým, že na nich nie sú také významné deformácie horninových pruhov a žíl.

Hlavné, ako aj sprievodné strižné zóny nižšieho radu až po mezoskopickú resp. mikroskopickú mierku penetrujú celú oblasť gemerika a sú dominujúcim štruktúrnym fenoménom, ktorý spôsobil základnú distribúciu starších tektonických a litologických jednotiek, ako aj stratiformných a žilných rudných ložísk. Ďalej uvedieme charakteristiku hlavných (1. radu) strižných zón a strižné zóny 2. radu iba vymenujeme. Pomenovanie (Grecula et al., 1990; Grecula in Kobulský et al., 2001) sme väčšinou volili podľa názvov koncových bodov (geografické názvy a názvy sídlisk) pri rešpektovaní priebehu významnejších zlomov na geologickej mape.

Strižné zóny smeru SZ – JV sú: košicko-margecianska, žakarovsko-klátovská, zlatoidčianska, helcmanovsko-nováčanská, medzevsko-mníšska, nálepkovsko-šugovská, hámorsko-bodvianska, dedinsko-podsúľovská, vlachovsko-pačianska, rejdovská a ochtinská.

Strižné zóny smeru JZ – SV sú: dobšinská, mlynská, kobeliarovsko-hnilecká, betliarsko-slovinská, transgemerická, smolnícka, folkmarsko-čiernomoldavská a hodkovská.

Charakteristika hlavných strižných zón

Strižné zóny gemerika sa definovali po skončení komplexného geologicko-geofyzikálneho mapovania SGR (Grecula et al., 1990). Medzi hlavné patria zóny východokarpatského systému – košicko-margecianska (východogemerická) a rejdovská (západogemerická), do západokarpatského dobšinská (severogemerická), transgemerická a hodkovská (juhogemerická). Juhogemerickú strižnú zónu bližšie nepoznáme, pretože je prikrýta mladými útvarmi (patrí k nej úsek Hodkovce – Košice). Z karpatského pohľadu je hodkovská strižná zóna významnejšia ako transgemerická. Transgemerická strižná zóna vo vnútri gemerika je najevidentnejšia, kým z okrajových zón je to košicko-margecianska.

Najevidentnejšou strižnou zónou je *košicko-margecianska* (Grecula et al., 1970, 1982, 1990), ktorá je zároveň prvou najevidentnejšou zónou na vnútornom (juhozápadnom) okraji východokarpatského, t. j. severozápadného smeru strižných zón. Na nej sú všetky západokarpatské jednotky transponované do východokarpatského smeru, čo zreteľne vidno aj vo východnej časti gemerika. Táto zóna s pravostranným pohybom (Jacko et al., 1996, jej pripisuje ľavostranný pohyb, ako dokumentoval aj Gazdačko, 1994, ale nie na hlavnej strižnej zóne smeru SZ – JV, ale na krehkých strihoch smeru SVV – JZZ) predstavuje najväčšie zúženie – redukcii priestoru (napr. úzke a dlhé zvyšky synklinál hornín permu a triasu), a teda aj najväčšie stlačenie všetkých starších geologických fenoménov, čo viedlo k ich veľmi silnej deštrukcii. Horniny sú mylonitizované a rudné žily stratili ekonomický význam (žilnú štruktúru indikujú iba roztratené rudné šošovky). Lineácia predĺženia zodpovedá smeru strižnej zóny, hoci sa pozorovali aj staršie lineácie viacerých smerov. Bridličnatosť úplne koinciduje s priebehom strižných zón, ale priebeh príkrovových plôch v porovnaní so strižnými zónami je šikmý. Variské a alpínske deformácie sa podarilo vyčleniť aj v hlavnej košicko-margecianskej strižnej zóne (Jacko, 1979; Sasvári, 1990). Vyznačuje sa kulisovitým usporiadaním geologických fenoménov (Roth, 1969; Grecula, 1973; Gazdačko, 1994).

Rejdovská strižná zóna (Grecula et al., 1992) je menej výrazná ako košicko-margecianska. Tektonická redukcia priestoru, a teda aj intenzita rozmiestnenia litologických a tektonických štruktúr je oveľa menšia, a preto sa tu aj mladopaleozoické horniny zachovali na väčších plochách a sú menej redukované. Aj deštrukcia rudných telies je menšia, ale priebeh plôch bridličnatosti a vrstvitosti sa dosť približuje priebehu strižnej zóny. S aktivitou na rejdovskej strižnej zóne pravdepodobne súvisí aj dosúvanie gemerika na veporikum počas alpínskej deformačnej fázy AD₁ (Németh, 2001).

Transgemerická strižná zóna (Grecula, 1970, 1982, 1992) je na slovenskom území najvýchodnejším strižným elementom západokarpatského smeru. Prebieha od Margecian smerom na JZ cez Mníšek nad Hnilcom, Bystrý potok, Čučmu a Nadabulu, kde ju zlom smeru S – J odsúva cca 2 km južnejšie, a potom pokračuje cez Rožňavské Bystré ďalej na Z. Transgemerická strižná zóna pokračuje aj smerom na SV do oblasti Klenova, a tak oddeľuje hrabkovskú časť veporického mezozoika od miklušovského komplexu depresiou vyplnenou paleogénnym borovským súvrstvím. Transgemerická strižná zóna predstavuje 2 – 3 km široký ľavý horizontálny posun s veľmi jasným prejavom zmeny priebehu litologických a tektonických jednotiek. Jej pendantom na SZ je betliarsko-slovinská a na JV smolnícka strižná zóna. Okrem geologických fenoménov sa táto strižná zóna výrazne prejavuje na všetkých geofyzikálnych mapách (Grecula a Kucharič et al., 1985, 1989; Kucharič et al., 1990; Mikuška et al. in Šefara et al., 1987; Szalaiová et al. in Kobulský et al., 2001). Transgemerická strižná zóna rozdeľuje gemerikum na dva veľké bloky – severozápadný a juhovýchodný – s pozoruhodnými rozdielmi v intenzite metamorfózy, problematike granitov a metalogenézy.

Dobšinská strižná zóna (Grecula et al., 1992) na SZ gemerika je známa iba v malom úseku. Sústava zlomov široká až 1 km oddeľuje horniny mezozoika od paleozoických komplexov. V západnej časti pri križovaní s rejdovskou zónou je značne deštruovaná. Obidve zóny podmienujú tzv. dobšinský uzol (okno, záliv a pod.) na styku gemerika a veporika. Prostredníctvom štúdia strižných zón sa podarilo objasniť stykové zóny gemerika a veporika a s nimi späté ložiskové problémy.

Pestrý súbor deformácií pozdĺž obidvoch systémov strižných zón vytvára v generálnom pohľade oblúkovitý priebeh gemerika (detailne je to však veľmi rôznorodý typ deformácií s vývojom lineácie, foliácie a s ich meniacim sa smerom v závislosti od vzdialenosti strižnej zóny), ktorý obmedzuje hlavné strižné zóny a viaže sa na jeden veľký blok, v rámci ktorého možno odlíšiť veľký (severný) a malý (južný) oblúk. Oblúky vznikli iba tam, kde pohyb v strižných zónach smeroval k sebe, t. j. v rohu bloku s tupým uhlom, kým v rohoch s ostrým uhlom, kde bol pohyb na strižných zónach smerom od seba, sa oblúk zvyčajne nevytvoril, ale sa iba chaoticky rozmiestnili rozličné typy deformácií s rozličným smerom lineácií a foliácií. Najkompletnejší je veľký (severný) oblúk a dominuje aj v stavbe územia.

V gemeriku sú dva veľké bloky (na základe geofyzikálnych údajov ich vyčlenil už Plančár et al., 1977) vyčlenené hlavnými strižnými zónami. V obidvoch sa vyvinuli spomenuté veľké a malé oblúky a spolu tvoria zložený gemerický oblúk ako sekundárny tektonický jav vytvorený dvoma systémami strižných zón.

Iba medzi veľkým a malým oblúkom sa v rámci jedného bloku zachovali staršie tektonické, litologické a rudné štruktúry približne v smere V – Z. V tejto časti bloku sa zachovali aj najväčšie rudné ložiská, teda je to aj najperspektívnejšia časť na zachovanie rudných ložísk. Strižné zóny resp. okraje blokov sú perspektívne na Au rudy, talk a čiastočne aj Sb rudy.

V súvislosti s horizontálnymi posunmi a transpresnými zónami typu košicko-margecianskej strižnej zóny zisťujeme aj menej významné vejárovité prešmyky a násuny ako výsledok kompresie (transpresie) na strižných zónach. Evidentné sú v črmeľskej oblasti s juhozápadným násunom hornín permu a karbónu na komplexy rakoveckej skupiny (násun potvrdili vrty na Z od Košických Hámrov, kde je viacnásobné zošupinenie hornín mladšieho paleozoika a rakoveckej skupiny – Horal, 1954; Ilavský, 1957a; násun permu na klátovský amfibolitový komplex je aj v záreze doliny Železná na J od Košickej Belej – Grecula et al., 1992) a s násunmi až zošupinením mladopaleozoických sekvencií na veporické čiernohorské komplexy. Sv. násuny sú od variského príkrovového nasunutia ťažko odlišiteľné v starších súvrstviach, ale deformácie mladopaleozoických komplexov by už v podstate mali byť späté s alpínskymi strižnými zónami (Jacko, 1979; Sasvári, 1990).

Staršie predstavy o alpínskom obraze gemerika v koncepcii strižných a transpresných zón bude asi treba korigovať. Je nepravdepodobné, aby bolo gemerikum veľkým príkrovom sformovaným iba v alpínskom období nasúvaným na súčasne sa formujúci veporský príkrov. Diskusia o mladopaleozoickom bazéne na styku gemerika a veporika, ktorý prekryval už takmer terajší stav styku obidvoch jednotiek (Grecula, 1992), poukazuje na to, že sa vzájomné základné príkrovové vzťahy gemerika a veporika usporiadali už vo variskej etape. Ich terajší obraz s príkrovovým dosunutím gemerika na veporikum dotvorili v alpínskom období tak horizontálne posuny na strižných zónach a významné násuny a prešmyky v transpresných zónach, ako aj deformácie v extenzných fázach, a to nielen na styku gemerika a veporika, ale aj vo vnútri týchto jednotiek.

Extenzné zlomové systémy smeru S – J a V – Z

Na geologickej mape sa veľmi dobre indikujú najmladšie zlomové systémy, a to najmä smeru S – J a s nimi späté ďalšie smery. Ich stanovením sa veľmi podrobne vyčlenila bloková stavba s blokmi veľkými stovky až desiatky metrov. Dominujú v nej zlomy prevažne s vertikálnym a šikmým pohybom. Prevláda charakter krehkého čistého strihu, a preto je v tomto blokovom systéme zvýraznený zdvih a pokles blokov typický pre extenznú tektoniku resp. pre tektonické systémy vznikajúce v závere formovania strižných zón (alebo až v období uvoľnenia predchádzajúceho tektonického napätia). Intenzita poklesov a zdvihov (násunov) je často veľmi významná a na regionálnych zlomoch dosahuje stovky metrov. Ich sklon je približne vertikálny, ale s nimi späté zlomy nižšieho radu nemajú rovnaký uhol sklonu.

Okrem extenzných štruktúr smeru S – J sa zistili aj staršie alpínske štruktúry rovnakého smeru (Sasvári a Kondela, 2007). Ukazuje sa, že okrem štruktúr smeru SZ – JV je postupnosť vývoja zlomov nasledujúca: staršie sú štruktúry smeru S – J, mladšie V – Z a najmladšie opäť smeru S – J. Každú z týchto štruktúr viacnásobne postihla striedajúca sa kompresná a extenzná fáza. Nevyklučuje sa ani tektonická reaktivácia variských smerov a tá mimoriadne sťažuje situáciu pri stanovovaní sukcesie zlomov, ako aj ich kinematiky.

Priebeh horninových pruhov, rudných žíl, prešmykov a príkrovov v smere V – Z sa zachoval iba v strede bloku obmedzeného hlavnými strižnými zónami. Tento smer štruktúr by veľmi pravdepodobne mohol byť pôvodný, vzniknúc počas variského vrásnenia, keď prebiehala prográdna metamorfóza a granitizácia a keď vznikli aj rudné žily a variská príkrovová stavba.

Smer V – Z však majú aj významné zóny diskontinuit, napr. *rudnianska, mlynská, rožňavská*, na ktorých sú evidentné horizontálne posuny, ale aj zdvihy a poklesy. Zatiaľ je málo údajov o bližšej špecifikácii zlomových zón smeru V – Z. Je možné, že sú to staré kolízne sutúry resp. koreňové zóny variských príkrovov gemerika, ktoré sa v čase vzniku strižných zón sv. a sz. smeru obnovovali a preberali funkciu komplementárnych strižných zón. Poklesy a zdvihy v zónach smeru V – Z by zodpovedali tektonickej aktivite až v neogénom období. V takomto chápaní by zóny smeru V – Z mali charakter komplexných strižných zón s dlhým časovým obdobím aktivity od variského obdobia až po neoidné procesy, ktoré pôsobením tektonických procesov menili aj svoju priestorovú pozíciu. Patrili by do systému tektonických zón smeru V – Z, ktorých zvyšky sú v celých Západných Karpatoch.

Variské a alpínske mikroštruktúrne a mezoštruktúrne deformačné štádiá

Németh (2002, 2005) a Németh in Radvanec et al. (2007) na základe regionálnej mezoštruktúrnej a mikroštruktúrnej analýzy odlišili variské a alpínske deformačné štádiá.

Vo vekovom zoradení deformačných štádií do rámca celkovej geotektonickej evolúcie gemerika najstaršie zistené deformačné štádium VD reprezentuje variský vrchnopaleozoický kolíznoobdukčný vývoj VD₁ a variský postkolízny odstrešovací vývoj VD₂. Mladšiu – alpínsku – evolúciu reprezentuje štádium AD₁, a to alpínsku kolíziu, imbrikáciu a severovergentné presunutie gemerického príkrovu na veporikum, štádium AD₂ juhovergentné alpínske postkolízne odstrešovanie – spätný gravitačný sklz gemerických sekvencií z veporika – a najmladšie štádium AD₃ vznik párového systému strižných zón priebehu SV – JZ a SZ – JV.

Variské deformačné štádiá

Na základe korelácie tektonickej evolúcie územia so získanými geochronologickými dátami možno variské deformačné štádium VD rozčleniť na časť VD₁ (323 – 262 mil. rokov) s variskou kolíziou a zároveň prográdnou vetvou metamorfózy M1 a časť VD₂ (262 – 216 mil. rokov) s variským postkolíznym odstrešovaním. V intervale 275 – 262 mil. rokov vznikla podstatná časť granitu s magmatogénnymi prejavmi v podobe hlavných fáz permského vulkanizmu a podstatná časť rudných žíl gemerika. Z pohľadu metamorfózneho vývoja orogénu je interval od 275 do 262 mil. rokov záverom štádia VD₁, čo dokumentujú výsledky mikroštruktúrneho výskumu v tlakovom tieni σ porfyrklastov s asociáciou biotit + albit + aktinolit + kremeň, t. j. vrchol Bt zóny a prejavy lokálneho anatektického tavenia v podobe mikrografického prerastania K živca a kremeňa a vznikom K živcovo-albitového mikropertitu.

Vo východnej stykovej zóne gemerika a veporika je začiatok variskej kolízie VD₁ doložený Ar/Ar vekom 329,9 mil. rokov svetlej sludy mylonitu (Margecany) a podobný vek (314,1 mil. rokov) sa zistil v klastickej slude z pieskovca stefanskej veku v hámorskom súvrství (Dobšiná; obidva údaje sú z Dallmeyera et al., 2005).

Dôležitým výsledkom petrologického a mikroštruktúrneho výskumu spolu s datovaním prográdnej a retrográdnej metamorfózy Bt metapelitu je zistenie prejavov odstrešenia VD₂ vo variskom orogéne (Németh in Radvanec et al., 2007). Rozsah veku od 262 do 216 mil. rokov dávame do súvislosti s deformačným štádiom VD₂ intenzívneho odstrešenia prebiehajúcim vo vrchnom perme až vrchnom triase.

Z pohľadu členenia orogénu v zmysle Wilsonovho cyklu možno diskutovať o tom, či postkolízna extenzia VD₂ časovo nespadá do ranoalpínskeho obdobia. Permsko-triasové odstrešovanie VD₂ bolo späté so začiatkom tvorby nového „extenzného“ bazéna. Bol to spojitý a časovo neprerušovaný proces, ktorý bezprostredne nasledoval po štádiu VD₁. Túto spojitosť a bezprostrednú následnosť štádia VD₂ po štádiu VD₁ potvrdzuje spojitý proces prográdnej a retrográdnej metamorfózy a P-T-t dráha metamorfózy vývoja variského orogénu (M1). Prográdnou vetvou metamorfózy M1 nemožno zaradiť do variského orogénneho a jej retrográdnou vetvou do alpínskeho orogénneho cyklu (pozri predchádzajúce kapitoly tejto štúdie). Okrem toho sme výskumom parametrov kinematiky extenzného odstrešenia VD₂ zistili chýbajúcu štruktúrnú evidenciu o extenzii a o nasledujúcom otvorení pretiahnutého bazéna, ktorý na J gemerika vznikol v permsko-triasovom období (Németh in Radvanec et al., 2007).

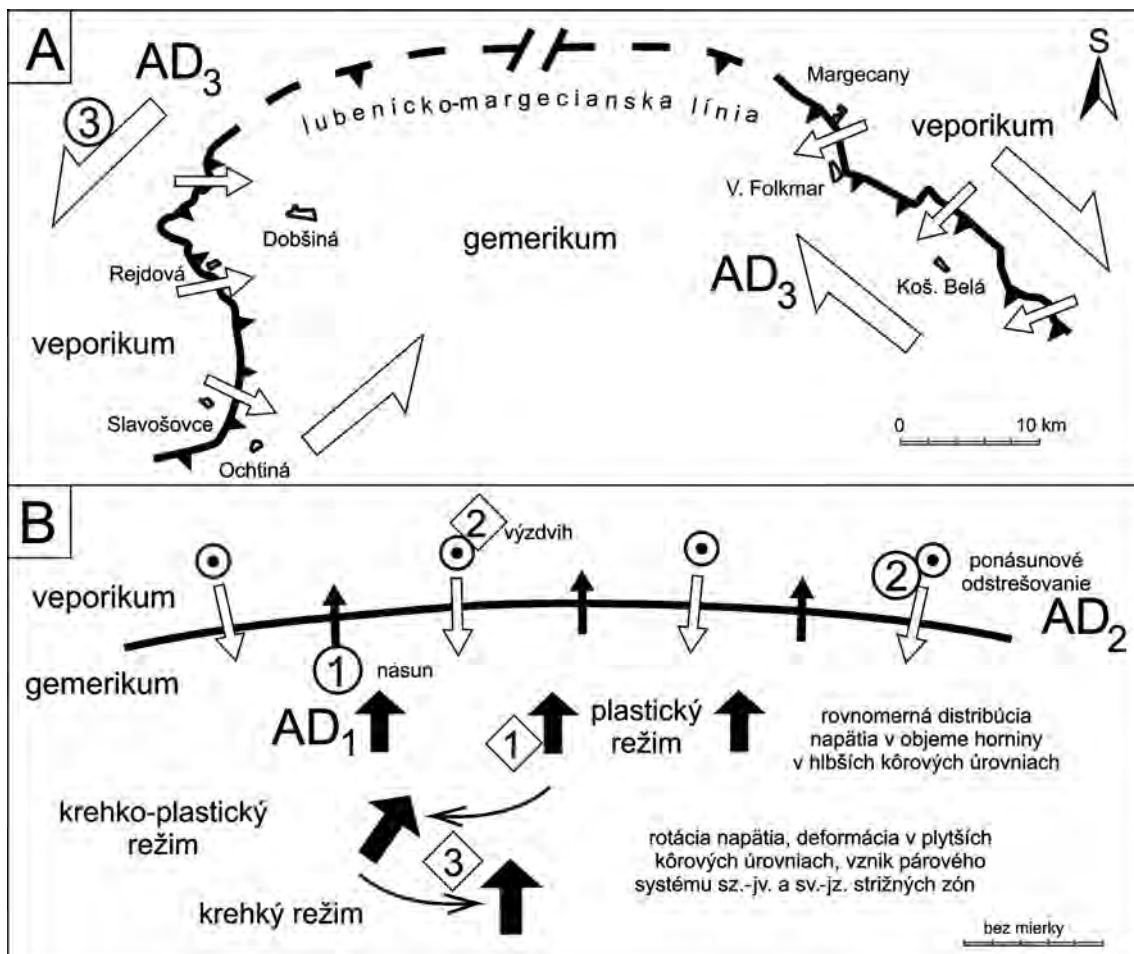
Alpínske deformačné štádiá

Hlavná severovergentná kompresná imbrikácia spodnopaleozoických sekvencií gemerika sa spája so severovergentným dosúvaním príkrovu gemerika v alpínskom orogéne na juhoveporické sekvencie v staršom štádiu AD₁ (cf. Plašienka, 1993; Plašienka et al., 1997a; Németh, 2005; Németh in Radvanec et al., 2007). Je to najvýznamnejšie štádium pri vzniku zonálnej stavby Západných Karpát. Pri tomto dosúvaní príkrovu gemerika na veporikum sa nízkoteplotná deformácia paleozoických hornín s prítomnosťou

pôvodných minerálnych asociácií z variskej metamorfozy M1 spája s tvorbou na J sklonenej kliváže v krehkom a krehkoduhtilnom režime. Kompresné deformačné štádium AD₁ alpínskeho orogénu dokladajú štyri K-Ar veky v rozsahu 141 – 114 mil. rokov (muskovit – AD₁ kliváž) z centrálnej a západnej časti gemerického klivážového oblúka, ktoré zistil Schulmann et al. (2005). Iné veky minerálov sa nezistili, a to najskôr preto, že metamorfoza kompresného štádia AD₁ nedosiahla P-T podmienky staršej M1 metamorfozy, a tak nové minerálne asociácie v tomto štádiu vznikli len lokálne.

Prvé znaky bezprostredne nasledujúceho odstrešovania v alpínskom orogéne v štádiu AD₂ v gemerických horninách zistil Dallmeyer et al. (2005). Na báze príkrovu gemerika v zasendvičovanej metakvarcitech hámorského súvrstvia (kameňolom pri Kocelovciach na J od Markušky) majú znaky štádia AD₂ s vekom 105,8 ± 0,3 mil. rokov. Rovnakou vekovou koincenciou je zistenie sporadických vekov monazitu okolo 107 mil. rokov v hlbších častiach vrtu RS-1 v Bt metapelite, ktorý sme skúmali (Radvanec et al., 2007). Tento monazit zaznamenal vek metamorfnej rekryštalizácie a tektonizáciu Bt metapelitu, ktorá prebiehala na báze gemerického príkrovu pravdepodobne pri zmene kompresnonásunovej kinematiky z AD₁ na extenznoodstrešovaciu v štádiu AD₂. Skúmané jadro vrtu RS-1 nebolo orientované, a preto sa k zmyslu pohybu v období okolo 107 mil. rokov nemôžeme presne vyjadriť. S istotou však vieme, že spätná kinematika (AD₂) v tomto období bola spätá so vznikom monazitu v časovo oddelenom tektonometamorfnom procese M2, ktorý je mladší ako metamorfoza M1.

Doteraz získané vekové údaje o štádiu AD₂, rovnako ako kinematické indikátory a datované minerálne asociácie z kryštalinika veporika a jeho obalu, dokladajú alpínsku postkolíznu metamorfozu M2 a začiatok odstrešovania AD₂ v intervale 115 – 101 mil. rokov. Hlavné intenzívne odstrešovanie AD₂ v stykovej zóne veporika s gemerikom prebiehalo v intervale 88 – 82 mil. rokov (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1993, 1996, 2005; Kováčik et al., 1996; Schulmann et al., 2005) a sprevádzalo ho teplo a kinematická aktivita. Teplo sa šírilo od metamorfneho domu (*metamorphic core complex*) postupne a do vrchu. V podmienkach bazálnych častí gemerického príkrovu sa začiatok odstrešovania daval podobne ako vo veporickom



Obr. 23. A – Prejavy protismernej extenznej štruktúrnej denudácie (odstrešovania) v stykovej zóne gemerika a veporika a jej oblúkovitý priebeh. B – Schematické znázornenie generovania oblúkoveho priebehu rozhrania gemerika s veporikom, ktorého výsledkom je súčasná situácia v časti A. Číslo v kosoštvorcoch udávajú príčiny a čísla v krúžkoch výsledky. Číslovanie udáva sukcesiu udalostí (Németh, 2001; Németh et al., 2001b).

kryštalinickom jadre alebo v jeho bezprostrednom obale. Ako sme už uviedli, mikroštruktúrnym výskumom sa zistilo, že začiatok odstrešovania gemerického príkrovu v štádiu AD₂ sa asocjuje s vekom 105,8 ± 0,3 mil. rokov (Dallmeyer et al., 2005).

Evidenciu o uplatnení vrchnokriedového (88 – 82 mil. rokov) deformačného štádia AD₂, ktoré reprezentuje intenzívne postkolízne odstrešovanie gemerických sekvencií z veporika, sme v regióne, ktorý sme študovali nezistili. Vysvetľujeme to tým, že študované lokality Bt metapelitu boli pred P-T vrcholom metamorfózy M2 a na začiatku odstrešovania AD₂ vo vrchnej kriede (88 – 82 mil. rokov; geochronologicky zaregistrovaný začiatok procesu 115 mil. rokov) vzdialené od termálneho dómu, ktorý vznikol len v najhrubšej časti násunov hornín v južnom veporiku. Bt metapelit bol v tom čase metamorfne pasívnou súčasťou vrchných častí alpínskych prešmykov a sporadicky rekrystalizoval len počas prehriatí v severovergentnom násune gemerika na veporikum v štádiu AD₁, čo v gemeriku indikuje vek 120 ± 9 mil. rokov (Hurai et al., 2006) a tiež štyri veky v rozsahu 141 – 114 mil. rokov z muskovitu alpínskej kliváže (Schulmann et al., 2005). Tieto veky dobre korešpondujú s nasúvaním gemerika nad veporikum (cf. Plašienka, 2002; Lexa et al., 2003; Schulmann et al., 2005). Koniec kompresného štádia AD₁ v gemeriku alebo začiatok odstrešovania v štádiu AD₂ indikuje vek 107 mil. rokov. Tento vek dobre koreluje s vekom 105,8 ± 0,3 mil., čo je mikroštruktúrne potvrdený vek začiatku odstrešovania gemerického príkrovu v štádiu AD₂ (Dallmeyer et al., 2005).

Alpínska metamorfóza M2 a odstrešovanie v štádiu AD₂ horizont Bt metapelitu z centrálnej a juhozápadnej časti gemerika, ktorý sme skúmali, výraznejšie novou tvorbou minerálnych asociácií, ktoré by prepisovali vekový záznam staršej variskej metamorfózy M1 v celom objeme, nepostihli, pretože tento horizont bol v štádiu AD₂ a AD₃ v hornej, pre metamorfózu „pasívnej“ časti horninového stĺpca fácie zelených bridlíc, teda blízko povrchových úrovní. Ak by sa aj prejavy odstrešovania AD₂ zachovali, boli by lokalizované do úzkych strižných zón, pričom by kinematická aktivita na nich plynule prešla do strihov AD₃. Strihy v štádiu AD₃ sú mladším a kontinuálnym pokračovaním štádia AD₂.

Pri tektonickej analýze širšieho regiónu ako pri mezoštruktúrnej analýze na odkryvoch sme zistili, že v centrálnej a jz. časti gemerika je priebeh litologických pruhov spolu s mineralizovanými štruktúrami natočený do smeru VSV – ZJZ. Je to výsledok pohybu a deformácie gemerika v transgemerickej strižnej zóne na alpínskych ľavostranných strihoch štádia AD₃ (cf. Grecula et al., 1990; Németh, 2002). Povrchovokriedový vek deformačného štádia AD₃, ktoré je v gemeriku reprezentované párovým systémom strižných zón priebehu SV – JZ až VSV – ZJZ a SZ – JV s krehkým a krehkoduhtilným povrchovým deformačným prepisom, sa odvodil hlavne od geologických a štruktúrnych pozorovaní. Na základe U-Pb-Th datovania monazitu štádia prisudzujeme tomuto deformačnému vek 76 ± 12 mil. rokov (Hurai et al., 2006). Tento vekový rozsah zároveň indikuje transpresný tektonický režim pri vzniku transgemerickej strižnej zóny (sensu Grecula et al., 1990; Lexa et al., 2003) a s. l. vznik celého párového systému strižných zón smeru SV – JZ a SZ – JV v gemeriku v najmladšom štádiu AD₃ (cf. Németh, 2002). Ojedinelosť priamej geochronologickej evidencie štádia AD₃ vysvetľujeme sprievodnou nízkostupňovou metamorfózou M2 na spodnej hranici fácie zelených bridlíc v lokálnom priestore, ktorý bol vymedzený tektonikou medzi plochami krehkého strihu. Je to metamorfóza, ktorá v blízkopovrchových úrovniach zemskej kôry charakterizuje kliváž v krehkom deformačnom režime.

Výsledky získané Némethom (2002, 2005) nepotvrdili nasledujúcu postupnosť generovania alpínskych štruktúr, ako ich interpretuje Lexa et al. (2003): 1. vznik oblúkovitého priebehu gemerika, 2. vznik ľavostrannej transgemerickej strižnej zóny, 3. dosunutie horninových sekvencií na J od transgemerickej strižnej zóny ľavostranným strihom na veporické sekvencie v zóne od Margecian po Košice vo východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika. Németh (2001) a Németh et al. (2001b) naopak vo východnej stykovej zóne gemerika s veporikom zistili postkolízne odstrešovanie v štádiu AD₂ s vergenciou na JZ. V tejto zóne (l. c.) na rozdiel od Lexu et al. (2003) konštatovali až nasledujúci prepis týchto štruktúr pravostrannými strihmi štádia AD₃ v smere SZ – JV (košicko-margecijska strižná zóna; cf. Grecula, 1970a, 1970b; Gazdačko, 1994). Z tohto porovnania vychodí, že najmladšie tektonodeformačné štádium v zmysle Lexu et al. (2003), t. j. dosunutie horninových sekvencií gemerika na SV, bolo podľa našich zistení najstarším alpínskym štádiom AD₁. Po ňom aj vo východnej stykovej zóne gemerika s veporikom nasledovali naložené mladšie prepisy – odstrešovanie v štádiu AD₂ a strihy v štádiu AD₃, a tie spôsobili vznik oblúka gemerika a s. l. aj celého oblúka Západných Karpát.

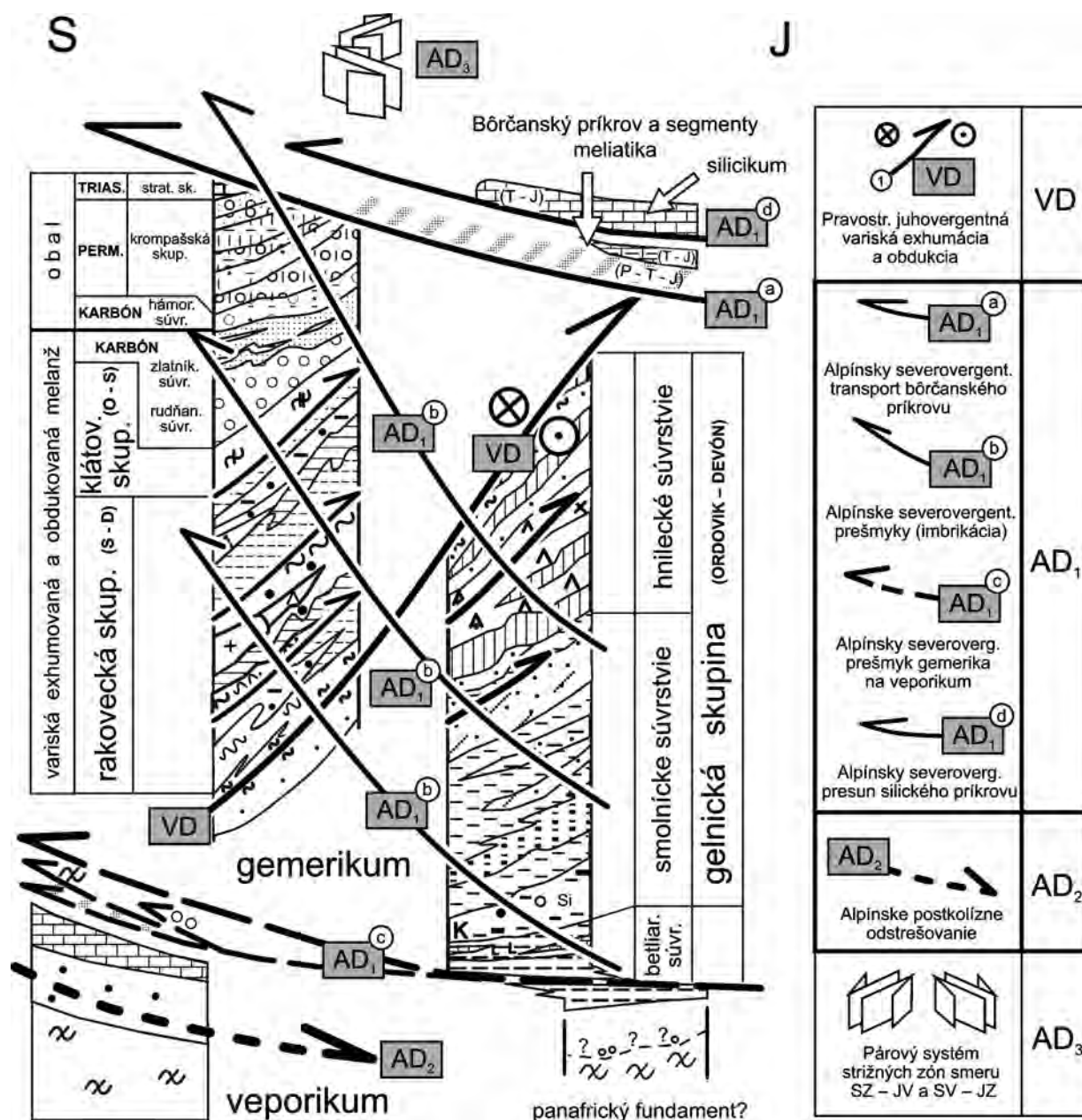
Podľa Sasváriho et al. (2004) a Sasváriho a Kondelu (2007) možno časové zaradenie vzniku oblúkovitého priebehu interpretovať tak, že ak by oblúkovité narotovanie pôvodných smerov V – Z bolo v deformačnom štádiu AD₂ a AD₃, vznikla by smerne nepravidelná blokovaná fragmentácia, rotácia do smeru SV – JZ, a to v dôsledku sinistrálneho pohybu, a do smeru JV – SZ v dôsledku dextrálneho pohybu, a to v zmysle modelu strižných zón deformačného štádia AD₃ (obr. 23). Litostratigraficky inhomogénne bloky vymedzené strižnými zónami by mali rozličný stupeň narotovania, čo plynulé regionálne oblúkové ohnutie gemerika neumožňuje. Podľa uvedených autorov je prijateľnejšia predstava tvorby gemerického oblúka v deformačnom štádiu AD₁ v dôsledku kompresie príkrovu gemerika v smere S – J.

Ako sme už uviedli, rotáciu horninových blokov a vytvorenie gemerického oblúka až v štádiu AD₃ dokázal Németh (2001) zistením alpínskeho AD₂ postkolízneho odstrešovania vo východnej stykovej zóne gemerika s veporikom v smere na JZ. Tým sa potvrdila zdanlivo protichodná kinematika AD₂ odstrešovania v západnej (na V a JV) a východnej (na JZ) stykovej zóne gemerika a veporika, ktorá je vysvetliteľná len kinematikou jednotného odstrešovania smerom na J (v štádiu AD₂) a až nasledujúceho vytvorenia zdanlivo protismerného odstrešovania (Németh, l. c.; Németh et al., 2001b).

Deformačné štádiá AD₁, AD₂ a AD₃ definoval Németh (2002 a nasledujúce práce) takto: AD₁ – alpínska severovergentná kolízia, kompresná udalosť; AD₂ – alpínske postkolízne odstrešovanie, extenzná udalosť; AD₃ – horizontálne posuny na párovom systéme SZ – JV a SV – JZ strižných zón, kompresná udalosť.

Sasvári a niektorí ďalší autori používajú iný systém číslovania tektonických udalostí s iným kinematickým významom.

Extenzné štádium je v našom systéme (Németh, 2002, a i.) až štádiom AD₄ – vznik zlomov charakteru čistého strihu (extenzia) prevažne smeru S – J.



Obr. 24. Litotektonické vzťahy v gemerickom regióne (Németh, 2005). Sukcesia deformačných štádií je vyznačená v stĺpci v pravej strane obrázka.

Názory a diskusia o tektonickej stavbe gemerika

Gemerikum ako jeden z alpínskych západokarpatských príkrovov sa od čias Uhliga cez obdobie reprezentované Andrusovom, Fusánom, Mahelom, Bielym atď. interpretuje tak, že tento alpínsky príkrov má variskú vnútornú stavbu, ale o tom, že túto stavbu tvorí viac príkrovov so zmapovanými hranicami, stanovenou litológiou a zrudnením, ako sme to už skôr definovali (Grečula, 1973, 1985), sa občas vášnivo diskutuje. Geologická mapa Slovenského rudohoria-východ (Bajaník et al., 1984) koncepciu príkrovovej stavby neakceptuje, ale vo vysvetlivkách k tejto mape sa s príkrovovým modelom náznakovo uvažuje. V súhrnnej práci o mladšom paleozoiku Západných Karpát (Vozárová a Vozár, 1988) sa variská príkrovová stavba pripúšťa, najmä keď sa mladopaleozoický bazén gemerika považuje za typ zvyšného bazéna po variskej kolízii.

S variskou príkrovovou stavbou sa pri tektonických modeloch pracuje aj vo veporiku (Bezák, 1990, 1991; Jacko, 1992; Jacko in Polák et al., 1997; Sasvári, 1992; Bezák et al., 2005, a i.) a tak sa postupne vytvára celkový a detailnejší tektonický obraz o variskej stavbe celých Západných Karpát, nielen o gemeriku. Problematiku variskej príkrovovej stavby gemerika sme už opísali.

V súvislosti s variskými a alpínskymi deformáciami je rad problémov s ich zaradovaním do jednej či druhej epochy, a to tak vrásokých štruktúr, ako aj plošných a lineárnych prvkov. Ich riešenie súvisí s výsledkami modernej štruktúrnej a deformačnej analýzy, petrologického výskumu a nových geochronologických údajov (Radvanec et al., 2007) a s ich aplikáciou pri interpretácii tektonického obrazu gemerika, o čo sme sa pokúsili v predchádzajúcej časti tejto kapitoly.

Styková zóna gemerika a veporika je aj napriek jej častému novému výskumu stále predmetom živej diskusie. Je to hlavne preto, že styková zóna – tzv. lubenícko-margeciarska línia – je sústavou významných tektonických diskontinuit rozličného veku a genézy, a to najmä alpínskych strižných zón obidvoch hlavných smerov (SV – JZ a SZ – JV) so sprievodnými horizontálnymi posunmi. Vo väčšine prípadov je tento styk prekrytý mladopaleozoickými sekvenciami, ktoré sú tiež uvedenými strižnými zónami deformované. Sú to zóny zoskupenia k sebe často geneticky nepatriacich litologických a tektonických jednotiek aj rozličného veku a ďalších rozdielov pozdĺž sústavy mnohých strihov s horizontálnymi posunmi, prešmykmi a násunmi. Všetko to vedie k veľmi rozdielnym tektonickým a litostratigrafickým interpretáciám stykovej zóny (napr. vzťah litologických členov ochtinskej a revúckej skupiny, markušský uzol, tektonické aj litostratigrafické postavenie a vnútorná náplň föderatskej skupiny, podobne aj tzv. ružínskej série a i.), ktoré úplne nerieši ani komentovaná mapa, a je skôr podkladom pre ďalší výskum a interpretácie.

Niektoré úseky strižných zón, napr. lubenícka a rožňavská by, mohli byť aj istými alpínskymi rejuvenizovanými segmentmi koreňových zón variských príkrovov gemerika, na čo poukazuje ich zakorenenie do rakoveckej ofiolitovej suity, ako aj mladšie telesá bázik a ultrabázik. Geofyzikálne indikácie takejto štruktúry sú aj z magnetoteluriky, seizmiky, gravimetrie, magnetiky, ktoré sa použili v rámci úlohy SGR-geofyzika (1987 – 1992).

Pri tvorbe geologickej mapy nebola bez problémov ani meliatska skupina. Ide v podstate o staronové interpretácie, podľa ktorých zmapované úseky meliatskeho vývoja nie sú vždy iba ako tektonické trosky meliatika na karbónskom podloží, ale veľmi pravdepodobne je to aj autochtónny súvislý vývoj mladšieho paleozoika, možno až do triasu v bazénoch s mladopaleozoickým založením po variských platňovokolíznych udalostiach. V tomto chápaní sa prikláňame k názoru, že pôvodný vzťah silicika a meliatika je laterálny a zodpovedá rozličnému paleogeografickému (paleofaciálnemu) prostrediu vzniku ich sekvencií. Je veľmi pravdepodobné, že sa sedimentácia silicika oproti meliatickej oneskorila (meliatikum nadväzuje na bazénový vývoj mladšieho paleozoika, možno až karbónu, a v takom prípade by mladšie paleozoikum, predovšetkým perm na J gemerika, malo byť súčasťou meliatika, kým silicikum by nadväzovalo na kontinentálny vývoj permského a možno až triasového veku). Ale postupné vekové „vyrovnanie“ obidvoch vývojev nevyhnutne vedie k predpokladu o plynulom prechode bazénového a platňového vývoja triasu, teda o laterálnom prechode meliatika do silicika, ktorý neskôr transpresné alpínske procesy tektonicky dotvorili do superpozičného vzťahu.

S uvedeným súvisí aj otázka charakteru bôrčanského príkrovu. Odchýlnosť jeho horninového obsahu od meliatika je v intenzívnejšej metamorfóze a v niektorých prípadoch nepochybne aj v evidentnejšom tektonickom vzťahu k podložíu. Problematiku jursko-kriedovej metamorfózy možno bezproblémovo vzťahovať na subdukčné procesy. Týka sa to nielen toho, čo by mohlo patriť k bôrčanskému príkrovu, ale aj niektorých paleozoických komplexov s alpínskou rekryštalizáciou. V nijakom prípade nemožno vylúčiť metamorfné prejavy a násuny späť s alpínskymi transpresnými zónami, ktoré patria medzi najvýznamnejšie (najmä násunové a prešmykové) alpínske tektonické prejavy. Bôrčanský príkrov chápame ako lokálne tektonické elementy s viacej či menej nápadnou metamorfózou hornín meliatskeho vývoja, miestami aj s výraznejším presunom týchto horninových komplexov. Takúto interpretáciu podporujú aj prejavy vysokotlakovej metamorfózy, ktoré sú v súčasnosti známe z mnohých miest gemerika, predovšetkým mimo mezozoických komplexov, ktoré sa za tektonické zvyšky bôrčanského príkrovu nepokladajú.

GEOLOGICKÝ A GEOTEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

PREDALPÍNSKY GEOLOGICKÝ VÝVOJ VEPORIKA

Predkladaná geologická mapa zasahuje do oblasti vývoja veporických jednotiek iba veľmi okrajovo, preto nie sme náš pohľad na geologický resp. geotektonický vývoj veporika kompetentní prezentovať. Vzhľadom na kompletnejší prehľad geologického vývoja staršieho paleozoika gemerika považujeme za potrebné veľmi stručne uviesť predstavu o variskom geologickom vývoji veporika Bezáka, Jacka, Ledrua a Simana (1998), ktorá sa v mnohých aspektoch zhoduje s geotektonickým vývojom gemerika (Grecula, 1982; Grecula a Radvanec, 2005), ktorý uvádzame v závere tejto kapitoly. Predpokladáme, že sa horninové komplexy staršieho paleozoika Západných Karpát formovali v tom istom sedimentačnom priestore ako súčasť Paleotetydy. Takto prezentujeme aj pozíciu veporika v geotektonickom modeli gemerika.

Podľa Bezáka et al. (1998) predalpínsky vývoj interných hercyníd (to je termín autorov) Západných Karpát má tri hlavné etapy:

Paleohercýnska etapa (obdobie pred 430 mil. r.) je charakteristická oceánskym prostredím a subdukčnými procesmi. Odohrala sa v období medzi uzatvorením oceána a prvou hercýnskou kolíziou (430 – 380 mil. r.). Horninové komplexy, ktoré v tejto etape vznikli, sa potom transportovali do vyšších úrovní kôry a vytvorili tam vrchnú litotektonickú jednotku.

Mezohercýnska etapa (380 – 340 mil. r.) predstavuje hlavnú hercýnsku intrakontinentálnu kolíziu, ktorá vyvrcholila intrúziou hlavných granitoidných masívov. Hercýnske kolízne štruktúry reprezentujú prešmyknuté litotektonické jednotky, čiastočne s vlastným tektonicko-metamorfným vývojom, a to strednokôrovými príkrovovými telesami, strednotlakovou metamorfozou a intrúziou syntektonických granitov.

Neohercýnska etapa (340 – 260 mil. r.) sa vyznačuje uzatvorením zaoblúkového bazéna a finálnou kolíziou mikrokontinentálnych blokov v oblasti externej zóny, zatiaľ čo transpresia a extenzia sa odohrali v internej zóne. Typickou črtou tejto etapy je nízkotlaková metamorfoza, horizontálne posunová tektonika (*strike-slip*) a intrúzie postkolíznych granitov. Vývoj bol uzavretý izostatickým vyrovnaním zhrubnutej kôry, (miestami) sprievodným riftingom, sformovaním molasových bazénov a vulkanizmom.

PALEOGEOGRAFICKÁ A PALEOTEKTONICKÁ REKONŠTRUKCIA SEDIMENTAČNÝCH OBLASTÍ GEMERIKA STARŠIEHO PALEOZOIKA

Prvá etapa riftingu (prvý geotektonický megacyklus)

Iniciálne štádium kontinentálneho riftingu

Sedimentologické evidencie iniciálneho štádia riftingu v oblasti gemerika nepoznáme, ale predpokladáme ho a aplikujeme modelové riešenie a poznatky bádania z recentných a fosílnych riftov.

Formovanie veľkého kontinentálneho dómu (klenby) vyvolalo lámanie kôry, čo sa označuje ako štádium iniciálneho riftingu (Burke a Wilson, 1976; Neugebauer a Braner, 1978; Busby a Ingersoll, 1995; Keary a Vine, 1996).

Horniny tohto štádia sa v litologickom súbore na povrchu vystupujúcich staropaleozoických hornín nevyskytujú, ale podľa relatívne mladších horninových sekvencií usudzujeme aj na skoršie štádiá riftingu, ktoré predchádzali ich vzniku. Opierame sa o interpretáciu vzniku bazénov dobre preskúmaných oblastí (Busby a Ingersoll, 1995).

V našom teréne sme nenašli hruboklastické sedimenty indikujúce počiatočné štádiá sedimentačného priestoru, ale na povrch nevystupujú ani spodné časti súvrstvia čiernych fylitov, ktoré by mohli obsahovať psefitické horniny. Najspodnejšie (prvé) sedimenty nemusia byť vždy hruboklastické. Početné príklady s pelitmi nasponu riftogénnej sekvencie uvádza Busby a Ingersoll (1995). Hlboké vrty (napr. SG-2 pri Prakovciach s hĺbkou 2 536,60 m, Ry 47 v Poráčskej doline) zistili, že spodnejšie časti betliarskeho súvrstvia sú psamitické aj v tých príkrovoch, ktoré majú na povrchu pelitické čierne fylity. Spodná časť súvrstvia je z hrubolaminovaných fylitov (kloptanské a belianske fylity), ktoré majú drobnorytmický flyšový peliticko-siltovcovo-psamitický vývoj. Z toho dedukujeme, že by mohli reprezentovať spodnejšie až spodné stratigrafické úrovne ako zástupcovia iniciálneho štádia vzniku sedimentačného priestoru. Hrubodetritické sekvencie by mali reprezentovať riečne

a riečnojazerne sedimenty. Ak boli, pravdepodobne zostali späť so svojím podloží a nestali sa súčasťou príkrovov presunutých z pôvodného priestoru do súčasnej pozície. V tom vidíme príčinu, prečo sa doteraz v staršom paleozoiku nenašli ani útržky kryštalinického podložía na báze príkrovových plôch, ktoré je na základe geochronologických údajov z klastických zirkónov (troch genetickomorfologických tvarov) z metapsamitov medzevského a jedloveckého príkrovu prekambriického veku (Pb^{206}/U^{238} 660 a 665 mil. r.; Semenenko et al., 1977). Tento jav možno interpretovať aj tak, že kryštalinické podložie bolo provenienciou psamitických (flyšových) sekvencií, avšak značne penneplenizované a do pomaly sa vyvíjajúceho bazéna bol prinášaný už opracovaný strednozrnitý a jemnozrnitý detritus, ktorý nasycoval napr. sedimentačnú oblasť kloptanských metapelitov.

Hrastovo-prepadlinové štruktúry podmienili vznik izolovaných depresí s nastupujúcimi znakmi anoxickej fácie, ktoré dominovali v regionálnejšom rozsahu v nasledujúcich vývojových etapách.

Prejavy magmatickej činnosti sme nenašli ani v najspodnejšom súvrství staršieho paleozoika. Z toho usudzujeme, že sa v počiatočných etapách riftingu kôra ešte tak intenzívne nerozpínala, aby vznikli hlboké zlomy siahajúce až pod jej hranicu a stali sa prírodnými cestami magmy, a ani teplotný tok v riftovej oblasti ešte nebol taký významný, aby spôsobil krustálne tavenie a viedol k vzniku magmatických kozubov vo vrchnej časti pláštá resp. v kôre. Zlomovou deštrukciou najvrchnejšej časti kôry v prvých štádiách riftingu sa budúci riftový systém priestorovo naznačil, takže v zmysle Milanovského (1976) možno hovoriť iba o predriftovom štádiu. Ale podľa Neugebauera a Branera (1978) vznik rozsiahleho zlomového pásma predstavuje už iniciálne štádium vzniku riftu. V dôsledku vykľutia (domingu) na hranici plášť – kôra autori predpokladajú, že vznikli početné zlomy ako výsledok vertikálneho pohybu (tlaku) časti pláštá v oblasti kľenby. Potom vznikajúce horizontálne napätie smerujúce od stredu kľenby na obidve strany (Neugebauer, 1978) spôsobilo nad kľenbou kolaps blokov vrchnej časti kôry. Tak sa vytvoril zlomami ohraničený prepaddinový systém so sedimentačným režimom (aulakogén; Burke a Dewey, 1973, či tafrogeosynklinála; Kay, 1945) a jeho ďalší vývoj bol späť s vývojom riftu. V jeho okolí sa formoval sedimentačný priestor staršieho paleozoika gemerickej resp. aj susednej severnej provincie veporika a južnej bukovika (Raumer a Neubauer, 1993).

Štádium diferenciácie sedimentačného priestoru

Podľa Burkeho a Wilsona (1976) prvé vývojové etapy riftovej zóny možno nazvať iniciálnym štádiom vývoja riftu. Početní autori na základe štúdia recentných a fosílnych riftov poukazujú na štadiálnosť ich vývoja.

Prítomnosť predchádzajúcich štádií riftingu sa vo vývoji gemerickej sedimentačnej provincie iba predpokladá, a to podľa podobnosti vývoja predmezozoických bazénov v iných regiónoch. Až toto štádium riftingu má v gemeriku horninových reprezentantov. Predpokladáme, že pokračujúce vykľutovanie pláštá vyvolalo aj zintenzívnenie horizontálnych ťahových síl v kôre a výsledkom bol pokles blokov, rozšírenie riftovej zóny, a najmä zvýraznenie dĺžky priestoru v smere osi tvoriaceho sa riftu, jej intenzívnejšie prehlbovanie v osovej časti resp. aj v subparalelných prepaddinových údoliach.

Ak by sme predchádzajúcemu štádiu vývoja riftu predsa len nepridelili nijaký súbor hornín, potom litologickým reprezentantom tohto štádia sedimentačnej provincie gemerika je peliticko-siltovcový vývoj spodnej časti betliarskeho súvrstvia s rytmickou sedimentáciou (paralelne laminované typy s rozličnou hrúbkou lamín) a s vložkami psamitov. Polohy psefitov (gravelitov) sú zriedkavé. Len spodnejšie časti betliarskeho súvrstvia sú psamitickejšie a hrubolaminované, čo je ešte odraz zvýšenej aktivity riftogénneho procesu na začiatku tohto štádia vývoja staropaleozoického sedimentačného bazéna. Tomu by zodpovedala aj intenzívna erozívnoznosová a kumulačná činnosť. Prevládajúci peliticko-siltovcový charakter usadenín takmer v celej oblasti poukazuje na jednotný faciálny vývoj, odrážajúci značne penneplenizovanú znosovú oblasť a sedimentáciu v prostredí stabilného šelfu. Reprezentantom tohto vývoja sú jedlovecké, ale najmä kloptanské a belianske fylity.

Hrubolaminované pelity a jemnozrné psamity (kloptanské a belianske fylity) vznikli v dvoch oblastiach s intenzívnou subsidenciou, ale aj intenzívnym znosom materiálu (rakovecko-kojšovská a humelská sedimentačná oblasť) a pravdepodobne predstavujú prvé subbazény v oblasti šelfu. Stali sa predzvestou formovania oceanickej kôry, a to práve ako výsledok rýchlej subsidencie v osovej časti riftu. Spôsobilo to tak nahromadenie veľkej hrúbky peliticko-psamitických sedimentov, ako aj intenzívnejší pokles blokov fundamentu subbazénov v oblasti vrcholu resp. dvojracholu kľenby (podľa existencie dvoch subbazénov).

Pre túto etapu vývoja sedimentačného priestoru v riftovej oblasti je charakteristické chýbanie povrchových produktov magmatickej činnosti. V miestach s intenzívnou subsidenciou, v tzv. subbazénoch, sa už predpokladá generovanie magmatickej taveniny. Avšak v tzv. predgeosynklinálnom štádiu vývoja riftu môžu magmatické produkty aj chýbať (Zonenšajn et al., 1977; Busby a Ingersoll, 1995).

Štádium tektonickej stabilizácie

Toto štádium sa prejavilo tým, že sa vo všetkých príkrovových jednotkách vyskytuje horninový súbor čiernych pelitov s lyditmi (lyditový horizont) hrubý 50 – 300 m a lokálne aj karbonátov (karbonátový horizont), ktoré tvoria holecké vrstvy. Miestami sú zastúpené prvé málo produktívne prejavy explozívneho ryolitového vulkanizmu v lyditovom horizonte, kým mafické pyroklastiká sú vo vrchnej časti karbonátového horizontu. Lyditový horizont má veľmi premenlivú hrúbku a je charakteristický hlavne pre humelskú oblasť, v ktorej sme predpokladali aj vývoj šelfového subbazéna v predchádzajúcom štádiu.

Pre vznik lyditov možno, ale nie je to nevyhnutné, predpokladať existenciu početných malých šelfových bazénov, a to najmä preto, že ide o regionálne rozšírený kľúčový litostratigrafický horizont. Malé šelfové bazény mohli byť v oblastiach s najväčšou hrúbkou lyditového horizontu. Tieto šelfové depresie boli členené malými prahmi, na ktorých vznikali stromatolitové horizonty karbonátov s malým priestorovým rozšírením.

Prítomnosť vulkanitov v najvrchnejšej časti uloženín štádia stabilizácie šelfu bola predzvesťou najvýznamnejšej zmeny vo vývoji sedimentačného priestoru staršieho paleozoika.

Druhá etapa riftingu (druhý geotektonický megacyklus)

Štádium reaktivácie riftu

Významnejšiu tektonickú aktivitu riftového systému v celej oblasti naznačili už hraničné uloženy predchádzajúcej etapy. Prejavilo sa to málo produktívnou vulkanickou činnosťou, ale plošne veľmi rozšírenou, takže vznikol významný litostratigrafický horizont – spodný pestrý vulkanický komplex. Na miestach s výlevmi bazaltu (oblasť Smolník – Jedľovec) možno pozorovať, že sú to iba niekoľko metrov hrubé a priestorovo veľmi obmedzené (150 – 400 m) prúdy, avšak sústreďujúce sa v líniiach – pásoch. To už poukazuje na ich primárne líniové (po zlomoch) usporiadanie. Ďalej z toho vyvodzujeme, že to neboli mohutné vulkány, ale početné erupčné centrá s veľkou prevahou explozívneho materiálu. Ďalšou charakteristickou črtou vulkanizmu štádia reaktivácie riftu je bimodálnosť vulkanickej formácie s okrajovými členmi bazalt – ryolit a s nimi geneticky späté polymetalické syngenetické zrudnenie.

Najväčšia hrúbka vulkanických hornín je v kojšovskej a rakoveckej sedimentačnej oblasti (200 – 600 m), kde pravdepodobne zaberajú väčšie rozpätie aj z časového hľadiska. Signalizuje to aj prítomnosť pelitov a psamitov, ktoré sa s vulkanitmi striedajú, resp. tvoria aj významnejšie polohy. V tejto časti sa na pestrý vulkanický horizont okrem polymetalického zrudnenia viažu aj geochemické indície volfrámového zrudnenia.

Subvulkanické prejavy nie sú dostatočne preukázané. Niektoré dolerity v oblasti doliny Porče a Smolníckej Huty, nachádzajúce sa v prostredí v podložných čiernych fylitoch bez sprievodných vulkanoklastík, by azda mohli byť silami alebo prírodnými kanálmi.

Štádium reaktivácie riftu je aj prechodnou etapou faciálneho vývoja. Skončila sa anoxická fácía reprezentovaná čiernymi pelitmi, a to ako výsledok paleografických zmien vyvolaných oživením riftogénnej aktivity. Prechodné sedimentárne súbory hornín sa vyznačujú striedaním čiernych metapelitov so zelenkavými pelitmi, psamitmi resp. aj s popolovými pyroklastikami. Je pravdepodobné, že anoxická fácía lokálne mohla pretrvávajúť aj dlhšie. Uvedené prechodné faciácie sú pozorovateľné v celej skúmanej oblasti a z hľadiska geotektonického vývoja sedimentačnej oblasti sú aj jeho dokumentujúcim faktorom, a tým je pre práve opisované vývojové štádium.

Horniny reprezentujúce toto štádium ešte stále poukazujú na jednotnosť vývoja celej staropaleozoickej sedimentačnej panvy spočívajúcej na kontinentálnej kôre. Podľa uvedeného by na prechodný typ kôry resp. aj na začiatok otvárania oceána v osi riftovej zóny mohla poukazovať len rakovecká a kojšovská oblasť. Podľa hrúbky sedimentov bola táto etapa relatívne krátka a predchádzala etape rapidného riftingu, ktorý najmarkantnejšie zmenil charakter sedimentačného priestoru.

Rapidný rifting a batygenetické štádium

Štádium rapidného riftingu sa na počiatku prejavilo kolapsom šelfových oblastí, a to predovšetkým v osovej časti riftu, t. z. v rakoveckej a v príľahlej kojšovskej oblasti. Mníšska oblasť mohla byť prechodnou. Výrazná subsidencia rakoveckej oblasti sa začala už v skorších vývojových etapách, a to vznikom šelfových subbazénov. Podstatne väčšia intenzita poklesávania rakoveckého bazéna oproti iným bola dôsledkom najväčších tenzných síl v osovej časti klenby kôry. Možno predpokladať, že sa v tomto štádiu kontinentálna kôra už rozpadla, a to pôsobením tektonickej deštrukcie, silnej subsidencie a plášťovej korózie. Rakovecký bazén, ako aj okrajové časti susedných bazénov, sa počas štádia rapidného riftingu už vyvíjal na oceánskej kôre. Zodpovedajú tomu aj vulkanickosedimentárne sekvencie charakteru ofiolitovej suity. Ostatné sedimentačné oblasti majú charakter prechodného typu kôry.

Pokles šelfu zásadne zmenil aj paleogeografiu ostatných sedimentačných oblastí. Tie sa začali diferencovať a výsledkom je veľmi pestrá paleta sedimentárnych facií. Výškové členenie reliéfu dna si pravdepodobne zachovalo pásmové usporiadanie podmienené regionálnymi zlomami súbežnými s osovou časťou riftu. Svedčí o tom pásmové sústredovanie vulkanitov, ako aj ostatných uloženín, ktorých spoločné charakteristické znaky sú výrazné v pozdĺžnom smere, kým priečne na os panvy sú osobitosti horninových súborov kontrastnejšie. Na vyčlenenie príkrovov tohto vývojového štádia poskytli základné údaje aj vulkanickosedimentárne komplexy.

Predpokladáme, že rapidný rifting nevyvolal iba diferenciáciu oceána v batyografickom zmysle, ale aj znosovej oblasti, a to azda najvýznamnejšiu počas vývoja staropaleozoickej sedimentačnej oblasti. Odrazilo sa to najväčšou akumuláciou psamitov v litostratigrafickom vývoji. Prítomnosť zaoblených troch typov zirkónov v psamitoch z prekambriických hornín (Ščerbak et al., 1979) poukazuje na obnaženie predkambriických kryštalinických masívov, ich zdvih a intenzívnu denudáciu. Na pretrvávajúce tektonické nepokoja počas batygenetického štádia, najmä vertikálnych pohybov, poukazuje vývoj psamitickej flyšovej faciie takmer v celom období, v ktorom sa formovalo smolnícke súvrstvie. Reprezentantom tejto faciie sú kojšovské metapsamity. Odrazom epeirogéennej synsedimentárnej tektonickej aktivity (medzevské fylity a fylity Ostrého vrchu) je aj intraformačná brekcia s materiálom podložného súvrstvia a rytmická sedimentácia.

Výskyt pelitov a siltovcov naznačuje existenciu lokálnych znížení šelfu a depresí, ktoré sú typické najmä pre medzevskú, v menšej miere menej pre jedľoveckú sedimentačnú oblasť. Najviac pelitov je v abysálnej bazénovej časti oceána (rakovecká oblasť) a potom v príľahlej kojšovskej a mníšskej sedimentačnej oblasti (folkmarské, prakovské a hutnodolinské fylity).

V období pretrvávajúcej tektonickej aktivity riftovej oblasti boli časté prejavy explozívnej vulkanickej činnosti malého rozsahu a iba v bazénovej časti sú hrubšie (5 – 10 m) polohy mafických pyroklastík v pelitoch. Sústredené výskyty vulkanických produktov sú teda zriedkavé, ale ovplyvnenie charakteru klastických sedimentov vulkanickým popolovým materiálom je významné (podmorské explózie a veľký priestorový rozptyl). Predpokladáme to napr. podľa vyššieho obsahu chloritu v pelitoch (zelené až tmavozelené sedimenty) v rakoveckej a v príľahlých oblastiach, ako aj z prítomnosti rozptýlených zrníček albitu a karbonátu, ktoré mohli vzniknúť z bazického vulkanického popola. V ostatnej časti sedimentačnej oblasti je zvýšený vplyv acidného vulkanického materiálu. Popolový charakter vulkanickej prímеси v klastických sedimentoch a neskôr jej metamorfne prepracovanie sťažujú posudzovanie kvantitatívneho zastúpenia vulkanoklastík v sedimentoch smolníckeho súvrstvia, a preto je hodnotenie intenzity vulkanizmu po rapidnom riftingu a v období trvajúcej epeirogéennej aktivity v riftovej oblasti počas batygenetického štádia špekulatívne, aj keď v prospech jeho existencie je pomerne dost' údajov.

V čase rapidného riftingu a batygenetického štádia sa šelfová oblasť pôvodného sedimentačného priestoru rozpadla na sústavu depresí, chrbtov a preliačín. Zodpovedajú tomu už uvedené faciálne charakteristiky, avšak z aspídneho synchronného vývoja sedimentov na J od dnešnej diskontinuity rábsko-rožňavskej zóny usudzujeme, že sa tam šelfové sedimentačné prostredie zachovalo, resp. sa aj rozšírilo. Okrem peliticko-psamitickej faciie sú pre túto časť charakteristické hrubé polohy karbonátov a iba malý podiel vulkanitov.

Tretia etapa riftingu (tretí geotektonický megacyklus)

Štádium vulkanickej aktivity – skončenie vývojového procesu

Štádium vulkanickej aktivity reprezentujú vulkanické komplexy (hnilecké súvrstvie) resp. podstatná časť rakoveckej skupiny priestorovo rozdielnej petrochemickej povahy a charakteru vulkanizmu.

V abysálnej rakoveckej sedimentačnej oblasti sa podľa veľkého nahromadenia vulkanitov bazaltovej povahy začal okolo oceanického riftu vytvárať vulkanický chrbát s opakujúcimi sa výlevmi bazaltov, ktoré sprevádzal pyroklastický materiál. Ten prevažuje nad výlevmi. V obdobiach medzi vulkanickými aktami vznikali pelity a iba zriedka tenké vložky (radu m) karbonátov a silicitov.

Mimorakovecká sedimentačná oblasť staršieho paleozoika gemerika na začiatku tohto štádia mala ešte jednotný vývoj vulkanizmu, a to v podobe bimodálnej vulkanickej formácie (vrchný pestrý vulkanický komplex). Najzreteľnejšie je vyvinutá v kojšovskej a medzevskej oblasti s doleritmi a keratofýrmi a ich pyroklastikami. V rakoveckej oblasti sa bimodálny vulkanizmus prejavil iba lokálne.

V neskoršom období tohto štádia sa pravdepodobne začal protichodný vývoj rakoveckej oblasti a ostatnej časti paleoceánu. Ako sme už uviedli, v rakoveckej časti vznikala v okolí riftu oceánsky chrbát a ostatná časť sa pravdepodobne začala splytčovať – dvíhať. Usudzujeme tak z toho, že spodná a stredná časť kyslých komplexov má sedimentačné znaky vytriedenia a gradačného zvrstvenia materiálu, vložky pelitov resp. psamitov, ale najvyššie litostratigrafické úrovne s mohutnými výlevmi ryolitov, popolového, ale hlavne aglomerátového tufu takéto znaky nemajú. Okrem toho sme naším výskumom v nadloží ryolitových výlevov už nijaké sedimenty nezistili, z čoho usudzujeme už o ich subareálnom vzniku.

Možno predpokladať, že sa vývojové štádium gemerickej sedimentačnej provincie skončilo na začiatku subdukcie oceánskej kôry, tým aj skrakovania abysálnej planiny a vynáraním sa ostatných sedimentačných oblastí na prechodnom resp. kontinentálnom type kôry. Z toho vychodí, že vývoj v rakoveckej sedimentačnej oblasti mohol trvať relatívne dlhšie, a to až do spodného karbónu.

Sumarizácia paleotektonickej rekonštrukcie a geologického vývoja staršieho paleozoika gemerika

Z našej analýzy je zrejmé, že gemerikum je časťou rozsiahleho riftu a ten bol príčinou vzniku sedimentačného priestoru Paleotetydy. Štádiálny vývoj riftogénnej oblasti viedol k tomu, že v jednotlivých oblastiach sedimentačného priestoru v rovnakom čase dominovali rozdielne paleofaciálne a paleotektonické režimy resp. začiatok a kulminácia sedimentácie a magmatickej aktivity boli v istých segmentoch riftogénnej oblasti veľmi rozdielne. Odrazom geotektonického pozadia vývoja riftogénnej oblasti je najmä výskyt vulkanitov a ich petrochemická povaha. Faciálna a magmatická variabilnosť vývoja čiastkových bazénov v celej riftogénnej oblasti Paleotetydy bola typickým sprievodným znakom vývojových štádií riftových sedimentačných oblastí.

Veľké faciálne rozdiely sú najmä naprieč osi panvy. Počiatočné štádiá vývoja riftu sa v celej sedimentačnej oblasti (v priečnom reze) vyznačovali jednotným vývojom, ale pokročilejším štádiám riftingu už zodpovedajú veľké faciálne rozdiely medzi centrálnou (hlbokovodnou) bazénovou časťou a okrajovými batygeneticky členenými časťami panvy. Distribúcia facií (litostratigrafických jednotiek) odráža geotektonické pozadie a vývojový stupeň riftu. Na základe rekonštrukcie faciálneho vývoja a charakteru magmatizmu usudzujeme, že centrálna časť riftogénnej oblasti okolo stredooceánskeho chrbta (rakovecký sedimentačný priestor a príslušné oblasti) mala oceánsky typ kôry (oceánsku kôru tejto časti gemerika predpokladá aj Maheľ, 1981 – hornádska resp. rakovecká zóna; podobne aj Bajaník, 1981) a južnejšie časti sedimentačnej provincie gemerika mali postupne prechodný až kontinentálny typ kôry, ktorý v tom období dominoval hlavne v južnejšej provincii bukovika s aspídnuou a karbonátovou sedimentáciou. Na S od rakoveckej oblasti sa pravdepodobne rozprestierala sedimentačná provincia veporika. (Termínom sedimentačná provincia označujeme sedimentačný priestor s charakteristickými faciálnymi a geotektonickými podmienkami, v ktorom vznikali sedimentačno-vulkanické sekvencie príslušnej tektonickej provincie. Sedimentačná oblasť je časťou sedimentačnej provincie, z ktorej sa horninové komplexy stali súčasťou nižšej tektonickej, napr. príkrovovej jednotky.)

O šírke a dĺžke riftogénneho sedimentačného priestoru Paleotetydy možno len uvažovať. Podľa korelovateľných litofácií alpskokarpatskej oblasti je dlhý tisícky km, z čoho gemerikum zaberá cca 150 km. Z údajov o stavbe gemerika (izoklinálne zvrásnenie, intenzívna strižná kliváž, vrásové prešmyky a príkrovová stavba) a z analýzy mezoskopických prvkov vychodí, že ide o 30 – 40-násobné skrátenie.

INTERPRETÁCIA FACIÁLNEHO A GEOTEKTONICKÉHO PROSTREDIA KARBÓNSKÝCH SEKVENCIÍ GEMERIKA

Z predchádzajúceho litologického opisu litostratigrafických členov rezultuje známy fakt, že litologický vývoj karbónu je priestorovo rozdielny a veľmi pestrý. Litologická pestrosť odráža predovšetkým blízku zdrojovú provenienciu sedimentov, zmenu geografie znosovej oblasti ako výsledok tektonickej aktivity v subdukčnej zóne a tým aj presúvania osi depozičných centier. Na koreláciu prichádzajú do úvahy tie sedimentačné bazény vznikajúce ako výsledok konvergentných tektonických udalostí. Je to zvyšný typ bazéna (ZB), trenčový (TB), trenčovo-svahový (TSB), predoblúkový (POB), vnútrooblúkový (VOB), zaoblúkový a predhlbňový (forelandový) bazén.

Kedže posledné tri typy bazénov pri korelácii karbónskeho vývoja neprichádzajú do úvahy, pretože magmatický oblúk je aktívny až v perme, na porovnanie zostávajú iba prvé typy.

Sedimentárne sekvencie karbónu interpretoval Greclula (1987, 1994a, 1994b), Vozárová a Vozár (1988) ako plytkovodný intrasutúrový zvyškový typ bazéna prechádzajúci do plytkomorského forelandového bazéna vo vrchnom karbone a kontinentálneho bazéna s transtenzno-transpresným režimom v perme (Vozárová, 1977).

Z porovnania faciálnych sekvencií karbónu, ktoré sme opísali v predchádzajúcej časti, vychodí, že možno prijať interpretáciu M. Greclulu (1988) v tom zmysle, že nielen črmeľské sekvencie karbónu, ale aj sekvencie celej gemerickej sedimentačnej provincie mohli sedimentovať v predoblúkovom type sedimentačnej panvy. Výnimkou by mohol byť štósky vývoj, ktorý by zodpovedal podmienkam sedimentácie v bazéne na trenčovom svahu.

Podmienky sedimentácie ostatných sedimentačných oblastí karbónu gemerika možno korelovať s faciami predoblúkového bazéna (POB), ktorého substrátom boli horniny akrečnej prizmy. POB sa rozprestieral za štruktúrnou hranicou trenča smerom na tvoriaci sa ostrovový oblúk, v ktorom v čase vývoja a výplňania

POB vulkanická aktivita ešte nebola. Z toho vyplýva, že sedimentárna výplň bazéna je terestická, s typickým rozložením facií a s globálnou tendenciou zjemňovania sedimentov smerom nahor. Karbónske obdobie sa vyznačuje existenciou mnohých depozičných centier, ktoré označujeme ako sedimentačné oblasti charakteristické lokálnymi vývoji, ale ktoré si v celom POB zachovávajú pomerne jednotný charakter faciálneho vývoja. V pobrežnej zóne dominovala fáciová divočiacka riek. Fáciová s riečnodeltovými sedimentmi panovala v oblasti šelfu a svahu. Na mnohých miestach svahu boli vhodné podmienky pre biohermnú faciú, ako aj pririfovú a chemickú karbonátovú sedimentáciu. V centrálnej časti POB prevládali turbiditné faciie a hemipelagické sedimenty, občas prevrstvené pieskom z gravitačných prúdov.

Podiel zlepenca, pieskovca a ílu v POB je veľmi variabilný a závisí najmä od tektonických a erózných podmienok v provenientnej oblasti, od pohybu a výšky hladiny mora a pod. Výplň POB je hlavne zo zvrstveného pieskovca a bridlíc so zlepenčovými vložkami, ktoré sú prevažne na proximálnej strane blízko okraja bazéna. Zlepenčový materiál sa dostáva do bazéna s vysokou energiou podmorskými a riečnodeltovými kanálmi (Underwood, 1991; Dickinson, 1995). Ak v depozičných centrách od začiatku prevláda hlbokovodnejší režim, v nich prevládajú turbidity a hemipelagické sedimenty v celej ich histórii. V iných prevláda plytkovodný a deltovitý sedimentačný režim. Ak je depocentrum tesne napojené na súčasne aktívny magmatický oblúk, prevláda v ňom pyroklastický materiál. Ak je dominantná akrecia a agradácia, potom je sedimentácia v depocentrách POB iba terestická (Farhoudi a Karig, 1977).

Vývoj POB nepochybne zaznamenal aj zmeny faciálnych podmienok v dôsledku intenzívnejších alebo ochabnutých až umrtných fáz tektonickej aktivity v subdukčnej zóne. S tým súvisia aj zmeny morfológie akrečnej prizmy a geografie sedimentačných priestorov, a teda aj zmeny provenientných oblastí zdrojového materiálu. Jedna z fáz tektonického pokoja by zodpovedala obdobiu vzniku biohermnej faciie. O intenzívnejšej tektonickej fáze možno naopak usudzovať na hranici vývoja hámorsko-rudnianskeho a zlatníckeho vývoja karbónu. Týmto obdobím sa pravdepodobne skončila sedimentácia a výplň izolovaných alebo takmer izolovaných depozičných centier s prevládajúcou hruboklastickou a čiastočne anoxickou sedimentáciou. Z uvedeného vychodí, že korelovať horninové súbory karbónu vznikajúcich v tejto etape ich geotektonického vývoja je veľmi ťažké, pretože litofácie aj napriek veľkej podobnosti môžu mať rozdielny litostratigrafický rozsah, ako aj pozíciu, resp. v jednom bazéne vývoj uvedeného úseku karbónu reprezentuje iba časť horninovej sekvencie v inom depozičnom centre. V tomto zmysle by sme mohli porovnať napr. vývoj ochtinskej skupiny na Z v podstate iba s bankovským súvrstvom a sčasti aj s kopanickým – zlepenčovým súvrstvom v črmelskej skupine na V gemerika. Avšak nadložie bankovského súvrstvia (zelenkavé, sivé a čierne, prevažne bridličnaté komplexy – zlatopotocké súvrstvie) sú faciálne korelovateľné so slatvinským súvrstvom revúckej skupiny. Vierohodné korelácie by si však vyžadovali aj paleontologické údaje, a tie chýbajú.

Po opísanej etape nastalo obdobie prepojenia lokálnych bazénov a s prepojenou komunikáciou morskej vody a tomu zodpovedajúcimi faciami vetraného mora. Do erózívnej úrovne v zdrojovej oblasti (akrečnej prizmy) sa dostali (alebo boli zo subdukčného kanála vytlačené) zóny ofiolitovej rakoveckej suity a stali sa hlavným dodávateľom materiálu zlatníckeho súvrstvia v celej gemerickej oblasti karbónu. Týmto paleogeografickými pomermi sa skončila aj etapa karbónskeho vývoja gemerika. Stratigraficky najvyšší paleontologický záznam je z vestfálu C – D, ale ten je z hranice rudnianskeho a zlatníckeho súvrstvia, čiže všetky faciie dúbavsko-zlatníckeho vývoja sú mladšie ako vestfál C – D a mohli vzniknúť v stefane.

FACIÁLNA A GEOTEKTONICKÁ INTERPRETÁCIA PERMSKÝCH SÚVRSTVÍ GEMERIKA

Podobne ako karbónske aj permské súvrstvia majú litologicky aj priestorovo veľmi pestrý vývoj. Severogemerický perm (vrátane oblasti Košice – Margecany) sa okrem klasických znakov kontinentálneho vývoja, najmä v jeho spodnej časti, vyznačuje bohatým zastúpením vulkanického materiálu. Styk s karbónskym podložím je diskordantný a prechod do nadložných komplexov triasu pozvoľný. Západná časť gemerika je od predchádzajúceho vývoja permu výrazne odlišná. Územie medzi Dobšinou a Nižnou Slanou má prevládajúce znaky rožňavského vývoja, ale aj severogemerického permu, aj keď iba v malej miere (vločky fialového zlepenca a bridlice). Litologické súbory začleňované do rožňavského vývoja na J od predchádzajúceho územia, t. j. v oblasti Nižná Slaná – Roštár – Ochtiná, sú litologicky úzko prepojené na ochtinský, ale najmä na zlatnícky vývoj karbónu. Toto územie je ohraničené výrazným zlomovým systémom smeru SV – JZ a je tektonickým blokom so spomenutým dosť špecifickým vývojom mladšieho paleozoika. Typický rožňavský vývoj gočaltovskej skupiny je medzi Roštárom, Rožňavou a Drnavou. Veľkou faciálnou pestrosťou mladšieho paleozoika sa vyznačuje oblasť Drnava – Medzev – Jasov, v ktorej viac autorov vyčlenilo niekoľko vývojev s odlišným stratigrafickým zaradením. Reichwalder (1973) vyčlenil medzevský, jasovský a golátsky, ale Mahel (1975) by tam vyčlenil až desať vývojev. Tým poukazujeme na špecifickú sedimentačnú oblasť mladšieho paleozoika s problematickým stratigrafickým rozpätím, ku ktorej treba prirátaj aj šugovskú oblasť. Vozárová a Vozár

(1988) ako tafrogénnu etapu vývoja variského orogénu interpretujú severogemerický vývoj s kontinentálnym sedimentačným režimom a viacetapovým subaerickým vulkanizmom sprevádzaným hruboulomkovitými sedimentmi. Morfológiu bazéna určovali zlomy a sedimenty, ktoré sú dielom aluviálnojazerného prostredia. Podobne interpretujú aj rožňavskú faciú s vývojom sedimentárnych cyklov. Vrchná časť permských súvrství vznikala v oblasti plochej aluviálnej nížiny. K takejto interpretácii sa môžeme prikloniť a akceptovať ju.

Karbónsky bazén sme interpretovali ako predoblúkový (POB) typu trenčovej strednosvahovej terasy a jestvujúci ešte pred permskou vulkanickou aktivitou v ostrovnom oblúku. Nevieime posúdiť, či sedimentácia v tomto bazéne pokračovala aj v perme, alebo či sa bazén vyvinul v inom geografickom prostredí. Prikláňame sa k predstave, že je to iný bazén, vznikol na rozhraní veporika a gemerika z väčšej časti možno v podloží s kryštalinikom veporika. Jeho gemerická časť je iba jeho južným okrajom. Z toho by vychodilo, že gemerické a veporické súvrstvia permu by boli ekvivaletné, vznikali v jednom sedimentačnom priestore, ale v rozdielnych častiach resp. v oddelených depozičných centrách. Ako sme uviedli, pri interpretácii karbónskych facií, je jedným z diagnostických znakov ostrovného oblúka jeho fundament, ktorý by z väčšej časti malo tvoriť kryštalinikum vrátane granitových telies v zóne ostrovného oblúka ako produkt variských subdukčných procesov a súčasť ostrovnoblúkového pásma.

Tomu by mohol zodpovedať takto interpretovaný permský bazén, ktorého južný okraj by bol na horninách akrečnej prizmy vytvorenej z gemerických staropaleozoických predkonvergentných súvrství, ale sčasti už aj z karbónskych hornín, ktoré v akrečnej prizme podliehali tektonickým deformáciám a metamorfoze spolu s ostatnými sekvenciami. Problematický je geotektonický typ bazéna. Mohol by to byť aj klasický predoblúkový bazén na svahu ostrovného oblúka, v ktorého výplni sú tiež vulkanické (pyroklastické) produkty, ale nie výlevné formy vulkanitov. Okrem toho výrazná faciálna odlišnosť karbónu od permu (najmä v severogemerickéj zóne), značný časový hiát, v ktorom nastali významné klimatické zmeny, viac podporujú predstavu o inom geotektonickom pozadí vzniku permských sekvencií. Uprednostnili by sme typ intraostrovného sedimentačného priestoru (*intra-arc basin*), a to aj z dôvodov, ktoré uvádza literatúra:

Intraostrovný (vnútroostrovný) bazén (IOB) je deskriptívny termín. Obsahuje asociáciu vulkanických hornín ostrovného oblúka. Rozprestiera sa na okraji konvergentnej platne (Smith a Landis in Busby a Ingersoll, 1995), v ktorom primárne ležia vulkanické aparáty a pyroklastický materiál a v ktorom je zaznamenaná história vulkanickej aktivity. IOB obsahuje proximálne časti vulkánov s jasnejšou stratigrafiou, ako je to vo vzdialenejších predoblúkových alebo zaoblúkových bazénoch. Kritickým bodom pri identifikácii IOB je výskyt spomenutých proximálnych vulkanických hornín a to, že má byť lokalizovaný na ostrovnoblúkovej platforme. Odlíšenie vnútrooblúkového bazéna od zaoblúkového podľa záznamov v starých sekvenciách je problematické. Aby sa mohol použiť termín IOB, je nevyhnutné mať pozitívnu odpoveď na už uvedené diagnostické znaky (Karig, 1971; Taylor a Hayes, 1983). V niektorých IOB sú tiež veľmi významné nevulkanické sedimenty typu drobových a arkózovitých psamitov (materiál z hornín kryštalinika lokalizovaného na okraji bazéna, napr. Sholl et al., 1975, in Busby a Ingersoll, 1995), kremenité arenity ako eolický produkt, plytkovodné karbonáty, ako aj vápnité arenity a karbonatické brekcie v hlbších častiach panvy (napr. Miller, 1989). Podmorské zvetrávanie vulkanického popola môže prispieť k vzniku rohovcov a zvrstvených sulfátov (napr. Pollock, 1987). Vznik evaporitických formácií v aridnom a kontinentálnom prostredí IOB podmieňuje aj hydrotermálna alterácia vulkanických hornín (Alonso et al., 1991, in Busby a Ingersoll, 1995). V jazerných sedimentoch môžu vzniknúť diatomity a v kalderách produkty rozložených pyroklastík.

Táto charakteristika by mohla potvrdiť náš už uvedený predpoklad, že severogemerický perm mohol vzniknúť vo vnútroostrovnom bazéne.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ OBALOVÝCH SEKVENCIÍ MEZOZOIKA

Podľa Greculu (in Kobulský et al., 2001) mezozoický vývoj v gemerickom regióne bol kontinuálnym pokračovaním permského vývoja. Osobitne sa to preukázalo napr. pri prieskume hematitových ložísk v podloží triasových karbonátov v oblasti Skaly, kde v prieskumnej štôlni na podložnej rakoveckej skupine leží hematitovaná kôra zvetrávania s pozvoľným prechodom do hematitového pieskovca, piesčitých a karbonatických bridlic, nad ktorými sú už hrubé polohy stredotriasových karbonátov. Hrúbka prechodného horizontu je niekoľko dm až 1,5 m. Podobne je to aj v juhogemerickéj zóne, kde obalové permské sledy gočaltovskej skupiny plynule prechádzali do triasovej karbonatickej sedimentácie (Vozárová in Mello et al., 1997).

Obalové jednotky mezozoika majú najväčší rozsah v oblasti Kojšov – Opátka a menšie výskyty sú pri Jaklovciach, na J od Dobšinej a na S SGR. Interpretácia geologického vývoja sa opiera predovšetkým o výsledky z kojšovsko-opátskej oblasti, v menšej miere z oblasti na S gemerika. Ostatné mezozoické súbory v regióne sa začleňujú do iných tektonických jednotiek.

Podľa výsledkov, ktoré sa zistili aj v rámci úlohy Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát, vznik a vývoj obalovej mladopaleozoickej a mezozoickej sekvencie gemerika aj v území Kojšov – Opátka – Košická Belá spájame s postupnou transgresiou na zvrásnený a metamorfovaný podklad, ktorý tvoria horniny staršieho paleozoika (Grecula, 1994b; Kobulský a Grecula in Elečko et al., 2004). Smer rozširovania sedimentačného bazéna od osi Slovinky – Novoveská Huta – Biele Vody a Jaklovce – Nižný Klátov postupoval na J a JZ, pričom vrstvy a súvrstvia sú týmto smerom celkovo čoraz mladšie, čím je evidovaný plynulý prechod z permu do spodného triasu.

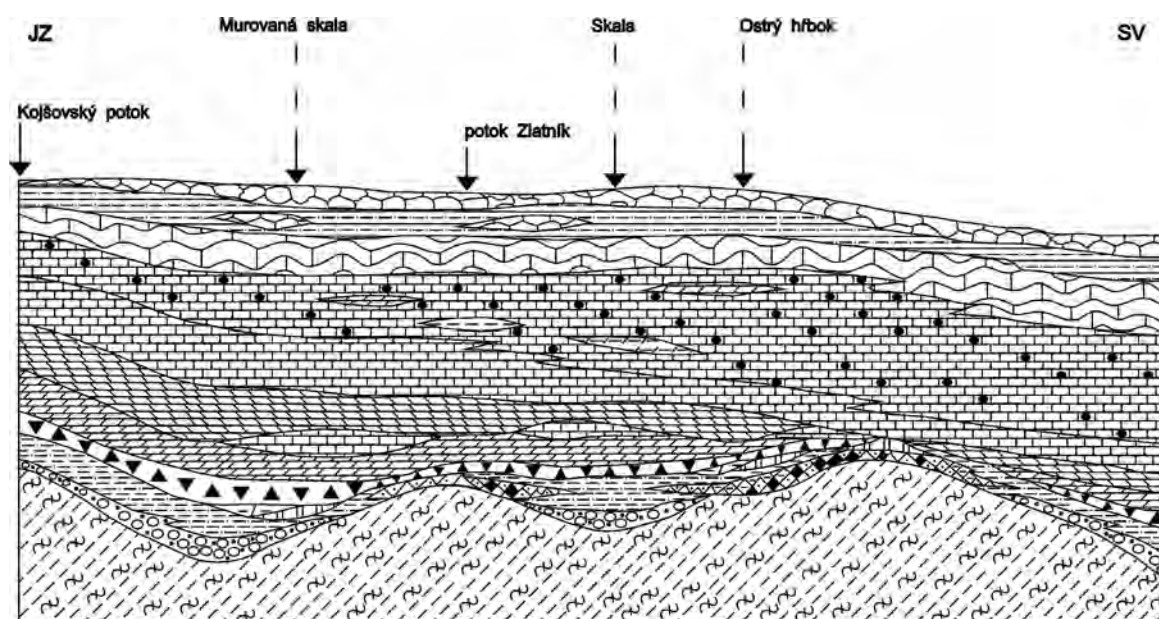
Najstaršie rudimentárne zachované sedimenty permu krompašskej skupiny sú v súčasnosti sústredené do nesúvislých pruhov smeru Z – V a SZ – JV (napr. cca 300 – 500 m a 1,5 – 2 km na SV od karbonátov pri Opátke) a poukazujú na dosah zachovanej okrajovej zóny sedimentačného bazéna v mladšom paleozoiku. Na J a JZ od týchto pruhov predpokladáme vynorené a značne denudované horniny gemerika, ako aj výskyt exhaláčnosedimentárnych hematitovo-magnetitových rúd, ktoré poskytovali materiál pre znos do rozširujúceho sa bazéna.

Mladopaleozoicko-triasový bazén v SGR sa ďalej rozšíril začiatkom spodného triasu, keď záplava postupovala jz. smerom a vo východnej časti územia zaplavila aj dve depresie (pruh Skala – Opátka a Viničkový potok – Plichtov diel). Na báze obidvoch čiastkových depresí, vzdialených od seba cca 1,5 km, sedimentoval drobnozrný zlepenec s laterálnym a vertikálnym zastupovaním pieskovcom, piesčitou bridlicou a ílovcom a s lokálnymi vložkami vytriedeného pieskovca až kremenca. Hrúbka fácie dosahovala najviac 10 – 50 m. Iba v severnejšom pruhu pri Skale sa ukladala sedimentárna hematitová brekcia, zlepenec, pieskovec a bridlica, ktoré miestami dosiahli hrúbku až 30 m. V závere spodnotriasovej sedimentácie sa po zaplnení čiastkových depresí charakter sedimentácie zmenil a nastal pozvoľný prechod do karbonátovej sedimentácie. Prvým náznakom zmien bola sedimentácia slienitých bridlíc, miestami s vložkami až polohami svetlého vápenca na rozhraní skýtu a anisu.

Typická karbonátová sekvencia sa začala v anise sedimentáciou bunkového vápenca (rauvakov) a dolomitu, ktoré zaplnili takmer celé skúmané územie. Dolomitovú fáciu, ktorá vznikala v prostredí plytkomorskej plošiny, miestami vystriedal vznik prvých čiernych rohovcov a vápencových závalkov, ako aj polôh bridlíc a gutensteinského vápenca s polohami svetlejšieho organodetrického vápenca. Záver egejsko-bitynskej sedimentácie dolomitov sprevádzalo zosvetlenie farby hornín a prechod do vápencovej sekvencie.

Nadložná fácia svetlého vápenca sa po takmer úplnom zarovnaní depresí dolomitovou fáciou rozšírila na celé územie a postupne zakryla ďalšie staropaleozoické podložie. Sedimentácia prebiehala v pomerne pokojnom morskom prostredí. Iba zriedka sa na jej báze vyskytujú tenké vložky bridlice, siltovca, závalky vápenca a tenké organodetrické laminy.

Pre sedimentáciu nadložnej fácie tmavých závalkových vápencov sú charakteristické meniace sa podmienky v bazéne. V spodnej časti vápencovej fácie sú častejšie vložky kremenitého vápenca až silicitu, laminy ílovitej slienitej bridlice, farebne kontrastné vápencové laminy a pomerne časté pretŕhanie lamín so vznikom typických sklzových textúr, ktoré pravdepodobne indikujú strmejší sklon svahu v bazéne. Táto fácia sa veľmi podobá na vývoj jaklovskej sekvencie (Maheľ, 1986), v ktorej sú kremenité vápence a vložky silicítov



Obr. 25. Litofácie sedimentačného bazéna mezozoika v oblasti Kojšov – Opátka (Kobulský, orig.). Vysvetlivky ako pri obr. 20.

a kremenitých bridlíc. Vápencová fácia je charakteristická nielen vápencovými závalkami, ale aj množstvom rohovcov s rozličným stupňom zaoblenia a so zriedkavými vložkami organodetritického vápenca.

Vrchné časti fácie sú typické tým, že množstvo rohovcov klesá a častejšie sú vložky až polohy svetlého vápenca, dolomitického vápenca až dolomitu. Relatívne pokojnejšie podmienky v sedimentačnom bazéne reprezentuje fácia svetlosivých až bielych wettersteinských vápencov, v ktorých sú iba ojedinele drobné závalky vápenca a rohovca.

Najvyššie členy mezozoickej sekvencie zastupuje náhla výrazná zmena podmienok sedimentácie, ktorá nastala vo vrchnom triase a je odrazom tektonických udalostí v celom západokarpatskom regióne. V karne sedimentovali klastické sedimenty zastúpené reingrabenskými vrstvami (bridlice s vložkami organodetritického vápenca), nad ktorými sú polohy organodetritického až organogénneho vápenca, ktoré pravdepodobne zastupuje norik.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ V TERCIÉRI A KVARTÉRI

V paleogeografickom a paleomorfologickom vývoji na S územia možno v paleogéne na južnom okraji Hornádskej kotliny (aj napriek nedostatku oporných biostratigrafických údajov) vyčleniť niekoľko fáz (Mello et al., 2000). Prvou fázou v území počas paleogénu predstavuje zdvih severných častí SGR, erózia a odnos zvetraninového plášťa na severné predhorie, ktoré budujú prevažne mladopaleozoické sedimenty a mezozoické, často skrasovatené karbonáty. Pokračujúci zdvih rudohoria v druhej fáze spôsobil eróziu hornín nielen paleozoika, ale aj mezozoika, transport rýchlymi prúdmi s vysokou unášacou schopnosťou a ukladanie hruboklastických sedimentov v spodnej časti hornádskeho vrstiev. Na okrajoch paleoúdolí a karbonátových vyvýšenín sa hromadili aj karbonátové klastiká vo forme náplavových proluviálnych vejárov. V ďalšej fáze sa vyvíjala sieť stálych tokov, ktoré napr. v markušovskom paleoúdolí tvoria štrkopieskové sedimenty patriace do vyššej časti hornádskeho vrstiev. Obdobie týchto fáz zachované v území zahŕňa paleocén? až stredný eocén. Mladšie terciérne sedimenty sa vyvinuli severnejšie a do regiónu mapy nezasahujú.

Iný vývoj v terciéri a v neogéne sa eviduje v j. a jv. časti regiónu, kde je podľa Kaličiaka et al. (1996), Poláka et al. (1997), Elečka (in Elečko et al., 2004; in Bezák et al., 2009) a i. časť okraja prešovskej depresie, myslavská a severná časť moldavskej depresie. Vznik depresii sa kladie do vrchného bádenu, keď pod vplyvom intenzívnej staršej pozdĺžnej a priečnej poklesovej tektoniky smeru SZ – JV a SV – JZ, ako aj mladšej smeru S – J (hornádskeho zlomového systému) vznikli depresie, zanášané detritom zo Z a S s dominanciou deltového režimu v klčovskom súvrství (vrchný bádenu až spodný sarmat) v terestrickom a sladkovodnom vývoji. Na báze klčovského súvrstvia zvyčajne sedimentoval redeponovaný ryolitový pemzový tuf (spodná poloha), strednú časť vyplnili prevažne hruboklastické vývoje slabo spevneného štrku s pieskovcovými polohami a miestami s vrchnou polohou redeponovaného ryolitového až ryodacitového tufu a tufitu. V najvrchnejších častiach súvrstvia sa uložili jemnozrnnejšie vývoje deltových sedimentov.

Výnimkom je myslavská depresia, v ktorej sa na mladopaleozoickom podklade v strmom paleoúdolí uložili desiatky až stovky m hrubé polohy polymiktného zlepenca, ktoré sú smerom na SZ laterálne zastúpené polohami takmer monomiktného zlepenca s prevahou obliakov metabazaltového tufu a tufitu. Janočko et al. (in Kaličiak et al., 1996) tieto hruboklastické vývoje varhaňovského štrku v klčovskom súvrství začleňujú do progradujúcej delty. V najvrchnejších častiach poloh varhaňovského štrku na V od košického magnezitového ložiska a na svahoch potoka Črmeľ sú aj štrkové fácie s prevahou obliakov karbonátov.

Po skončení spodnosarmatskej sedimentácie nastala degradácia bazéna, jeho osladzovanie a pravdepodobne aj čiastočné prerušenie sedimentácie. Vyšší sarmat, ktorý reprezentuje kochanovské súvrstvie, je v sladkovodnom vývoji s cyklickou sedimentáciou, v ktorej bázy tvoria dekametrové polohy nevytriedeného drobnozrného štrku alebo piesku s prechodom do prachovca, piesčitého a miestami do vápnitého ílu. Malé cykly, nízky stupeň vytriedenia a slabá zaoblenosť klastov poukazujú na rýchly a krátky transport z gemerika.

Najvyššiu časť miocénu (pont) v regióne zastupuje poltárske súvrstvie, ktoré je transgresívne a leží prevažne na predmezozoických horninách. Súvrstvie vznikalo v riečnom prostredí, pričom štrk s pozitívnou gradáciou sa ukladal v riečnych dolinách, piesok s cyklickým vývojom a pozitívnou gradáciou vytváral agradačné valy a piesčité íl a íl s kaolínovým sedimentovali v občasných prietokových jazerách na riečnych nivách.

Vrchný pliocén sa zachoval rudimentárne a ide o zriedkavé povrchové výskyty fluviálnych a limnických sedimentov pozdĺž hlavných údolí Štítnika, Slanej, Hankovského potoka a Bodvy pri Medzeve. Polohy štrku a piesku riek a občasných prietokových jazier tvoria drobnozrné až strednozrné dobre opracované obliaky, lokálne s matrixom v podobe kaolínového ílu a bieleho zvetraného hrubozrného piesku. V oblasti Bodvy sú obliaky piesčitého štrku väčšími zvetrané a s hrdzavohnedou piesčitou podpornou základnou hmotou.

Kvartérna akumulácia nastupuje na už erodované predkvartérne podložie, takže jej sedimenty sú na styku s ním uložené eróziívne a diskordantne.

Vnútrotnú stavbu a vývoj kvartérnych sedimentov Spišsko-gemerského rudohoria a prilahlých častí zobrazených v mape podmienila geologická stavba podložia a neotektonické pohyby odohrávajúce sa na pozadí cyklického striedania glaciálov a interglaciálov, čo napokon viedlo k striedaniu období prevažnej erózie s obdobiami akumulácie kvartérnych sedimentov. Postmiocénny a kvartérny zdvih neotektonickej megaklenby celého Slovenského rudohoria spôsobilo hlboké zarezávanie tokov dolín, ktoré uvádzame ďalej, a ich prítokov.

Priestorové rozloženie kvartérnych sedimentov je plošne aj objemovo veľmi premenlivé a nerovnomerné. Ich úložné pomery, faciálna pestrosť, litologická náplň a hrúbka úzko súvisia s charakterom pôvodného iniciálneho reliéfu, ako aj s povahou dominantných sedimentotvorných procesov podporovaných výraznými periodickými klimatickými zmenami. Významné kvartérne akumulácie sa sústredili najmä v dolinách Hnilca, Štítnika, Slanej, Bodvy, Idy a čiastočne do dolín ich väčších prítokov.

Z hľadiska vývoja, datovania i rozsahu a foriem výskytu majú jednoznačne dominantné postavenie fluviálne a proluviálne akumulácie kvartérnych vodných tokov. Špecifická cyklickosť kvartérnej klímy spätá s nerovnako intenzívnou, ale celkovo pozitívnou neotektonickou dynamikou územia spôsobila striedanie hĺbkovej a laterálnej erózie, teda akumuláciu fluviálnych aj proluviálnych sedimentov v etapách a tým predurčila vznik systému riečnych terás, dnovej výplne dolín, nívneho krytu tokov a kuželov (spodný pleistocén – holocén).

Najrozšírenejšie z celkovej škály zachovaných genetických typov sú rozličné druhy vrchnopleistocénno-holocénnych *deluviálnych sedimentov* – *sutiny a svahoviny* a ich kombinácie. Ich význam je z hľadiska objasňovania geologickej stavby a vývoja kvartéru iba podporný a menej dôležitý, a preto sa berú do úvahy len delúviá s odhadnutou hrúbkou nad 2 m.

GEOTEKTONICKÝ MODEL VÝVOJA GEMERIKA

Gemerikum vo variskej ére zaznamenalo niekoľko významných udalostí, a to tak vo vývojovej, ako aj v deformačnej etape. Dešifrovať tieto udalosti sa pokúšame na základe záznamov v sedimentárnych a magmatických sekvenciách paleozoika, ako aj pomocou odlišností súborov tektonických deformácií, metamorfných udalostí v čase, odlišných genetických typov mineralizácie a pod., ktoré sme prezentovali v predchádzajúcich kapitolách a v početných publikáciách. Vývojovú etapu sedimentačného priestoru gemerika v tejto kapitole opíšeme iba veľmi stručne ako úvod do tektonického vývoja gemerika.

Staropaleozoický vývoj gemerika považujeme za riftogénny. Sedimentačný priestor, ktorý sme podrobne opísali už skôr (Grecula, 1982, a i.), sa vyvíjal v okolí tvoriaceho sa riftu na kontinentálnej platni. Nie sú dôvody (magmatické, metamorfné, mineralizačné, litostratigrafické, a teda ani geotektonické a geochemické trendy), aby staropaleozoický sedimentačný bazén vznikol v oblasti ostrovného oblúka. Vierohodnosť geochemických trendov a klasifikačných či diskriminačných diagramov magmatických hornín je nízka, pretože magmatické horniny staršieho paleozoika prekonal dva časovo vzdialené regionálne metamorfné procesy (variský a alpský), ktoré boli príčinou prínosu a odnosu diskriminačných prvkov v skúmaných horninách, a teda verne nevyjadrujú ich pôvodne minerálne, a najmä chemické zloženie. Druhým dôvodom je odber vzoriek, ktorý musí vychádzať z podrobného geologického poznania územia.

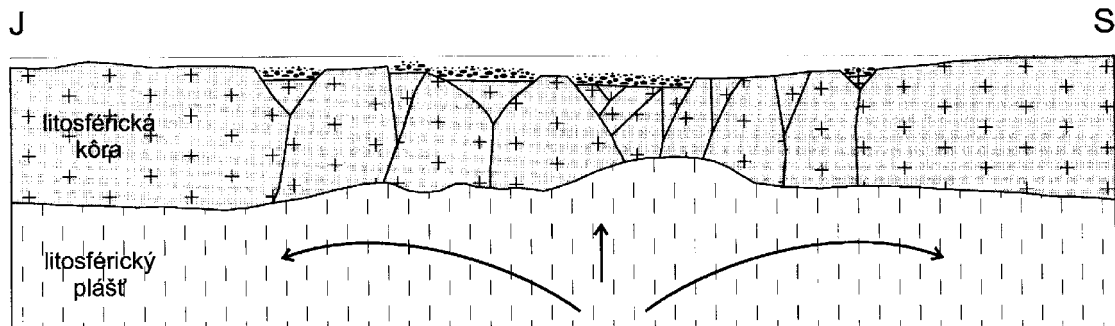
Počiatok riftogenézy – prvá etapa (rapídneho) riftingu – v staršom paleozoiku gemerika (obr. 26a; poznámka: pre nasledujúce tri etapy sme vytvorili model so zjednodušeným vývojom staršieho paleozoika) na základe údajov sporomorf, akritarch a rádiolárií (ktoré sme uviedli v kapitole o litostratigrafii) z vrchnej časti spodnej litostratigrafickej jednotky gemerika – holeckých vrstiev – by indikovali vek silúr resp. vrchný silúr až spodný devón. Toto obdobie by znamenalo už pokročilejšiu riftogenézu s tvorbou anoxických panví so vznikom lyditov a čiernych pelitov (holecké vrstvy) s prvými prejavmi vulkanickej činnosti, hlavne v ich nadloží. Preto prvú etapu riftingu – resp. začiatok riftogenézy – by sme mohli umiestniť do spodného silúru resp. do hraničného obdobia ordovik – silúr. Prvé obdobie riftogenézy s typickými sedimentárnymi faciami pokladáme za prvý geotektonicko-sedimentačný megacyklus.

Druhá etapa (rapídneho) riftingu (obr. 26b) sa začala produkciou bimodálneho vulkanizmu. Tieto geotektonické udalosti spôsobili výrazné členenie sedimentačného priestoru s veľmi pestrým faciálnym vývojom klastických sedimentov (smolnícke súvrstvie), ktoré charakterizujú paleogeografické podmienky vzniku a ich priestorovú pozíciu v sedimentačnom priestore. Horninové súbory patriace týmto faciám sú natoľko charakteristické, že ich možno priestorovo spoľahlivo vymedziť a spolu s ostatnými horninami zaradiť aj do samostatných litostratigrafických a tektonických jednotiek (pozri kapitoly – litostratigrafické členenie a faciálnu rekonštrukciu). Druhá etapa (rapídneho) riftingu už vymedzila osovú časť panvy. Jej začiatok

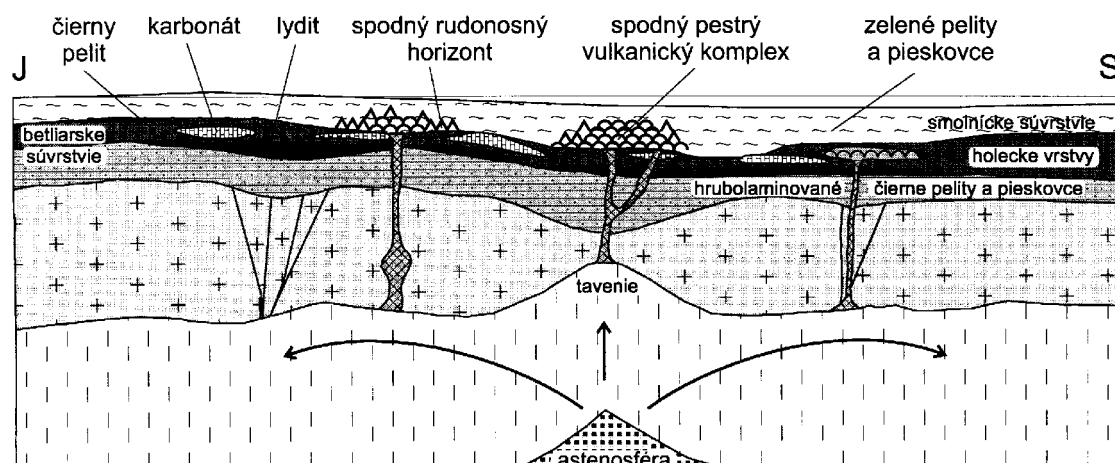
by mohol byť vo vrchnom silúre alebo až v spodnom devóne a obdobie medzi 1. a 2. rapidným riftingom by mohlo zabrať spodný a stredný devón.

Tretia etapa (rapidného) riftingu (obr. 26c) svojím začiatkom reprezentuje vrchný bimodálny vulkanický komplex (podobne ako pri druhej etape) a potom nastúpila intenzívna vulkanická činnosť. V centrálnej časti riftu vznikol stredooceánsky chrbát s postupne sa rozširujúcim oceánskym typom kôry, na ktorej vznikali horniny dnešného sykavského bazaltového komplexu rakoveckého príkrovu. V oblasti výstupu plášťového hrebeňa, na bokoch jeho vrcholu, nastala metamorfóza predtým vzniknutých horninových komplexov

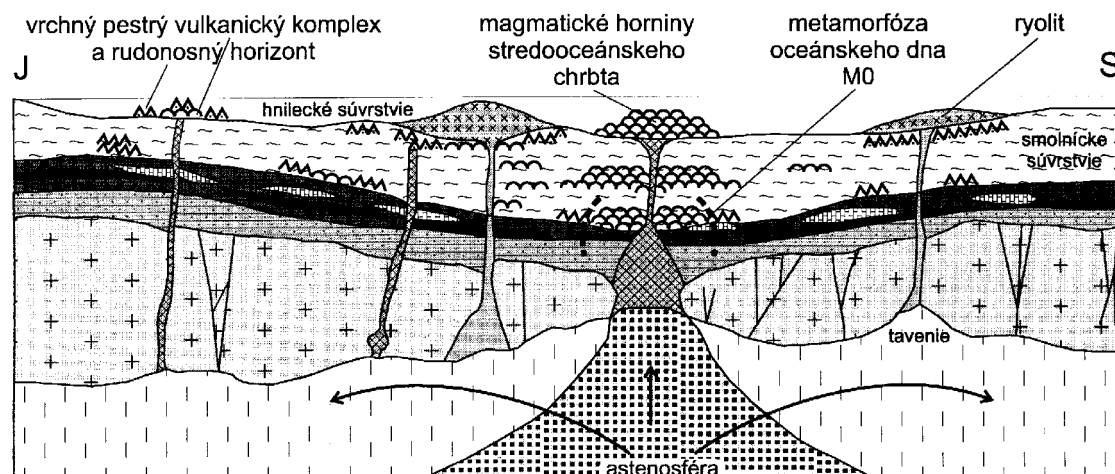
(a) ordovik (?) – spodný silúr



(b) vrchný silúr – spodný devón



(c) vrchný devón



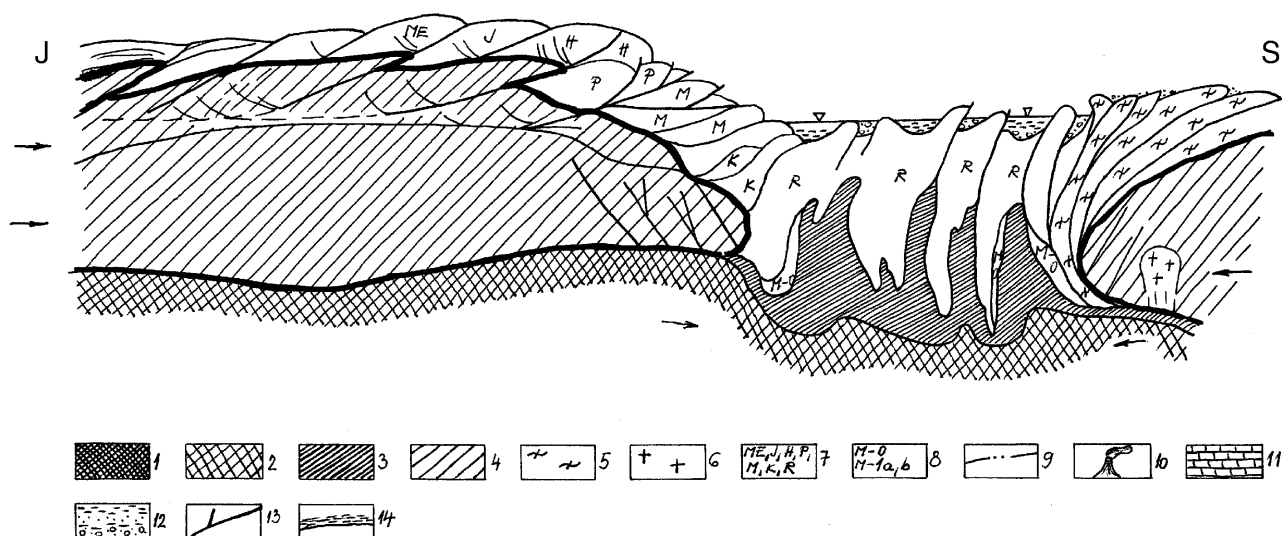
Obr. 26a, b, c. Modely geotektonického a litologického vývoja gemitika v období silúr – devón (Grecula a Radvanec, 2005).

v oblasti oceánskeho chrbta (amfibolity, ruly: metamorfóza M0). V ostatných častiach panvy na kontinentálnej kôre pokračovala klastická sedimentácia s prejavmi ryolitového vulkanizmu najmä na okraji pasívnej platne (mnišska sedimentačná oblasť), kde sa sústredila činnosť ryolitového vulkanizmu s masovými výlevmi K ryolitov (typických pre pasívny okraj kontinentu) v mnišskej a kojšovskej sedimentačnej oblasti.

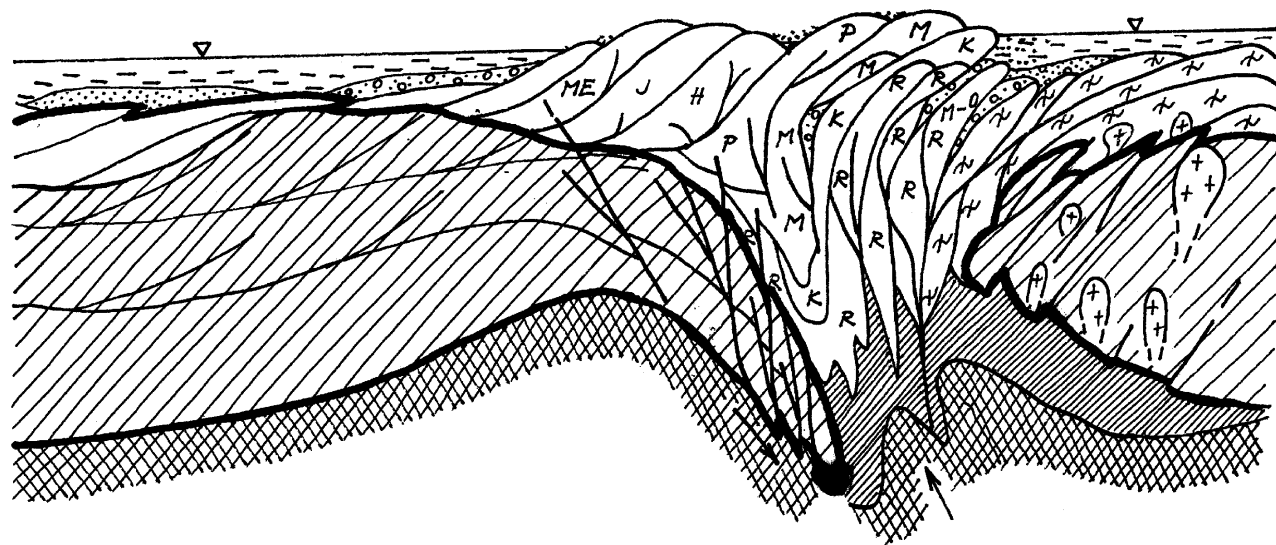
Tretia etapa riftingu dovърšila paleografiu sedimentačnej oblasti staršieho paleozoika a tým aj charakteristické faciálne vývoje najvyššej litostratigrafickej jednotky – hnileckého súvrstvia, ako aj celú vývojovú etapu staršieho paleozoika.

Nasledujúca etapa variského cyklu sa začala možno už vo vrchnom devóne resp. na hranici devón – karbón (sedimenty vrchného visénu doložené paleontologicky ležia na zvrásnenom a metamorfovanom podloží staršieho paleozoika), a to skracovaním sedimentačného priestoru, tvorbou lokálnych bazénov a v oblasti bazéna s kontinentálnou kôrou aj skončením sedimentácie a zhъňaním sedimentov – iniciálne štádium tvorby variských príkrovov (obr. 27).

V spodnom karbóne (obr. 28) je ďalšia deformačná etapa staropaleozoických komplexov s výrazným nástupom subdukčných procesov. Časť hornín stredoocéánskeho chrbta a okolitých sedimentov subdukuje, časť obdukuje, vytvárajúc násuny a prešmyky akrečného komplexu s postupným presúvaním a vysúvaním výplne panvy vo forme príkrovov na severnú kontinentálnu platňu.



Obr. 27. Model geotektonického a litologického vývoja v období vrchného devónu až spodného karbónu (360 – 350 mil. r.); Grecula a Radvanec, 2005. 1 – astenosféra; 2 – plášť; 3 – oceánska kôra; 4 – kontinentálna kôra (vrchná časť); 5 – veporické tektonické jednotky; 6 – granit a granitová (dioritová?) tavenina; 7 – variské príkrovy gemerika: ME – medzevský, J – jedlovecký, H – humelský, P – prakovský, M – mnišsky, K – kojšovský, R – rakovecký; 8 – metamorfóza hornín; 9 – zóna žilnej mineralizácie; 10 – permský ostrovoobľukový vulkanizmus; 11 – karbonáty; 12 – mladopaleozoické sedimenty; 13 – zlomy; 14 – listrické zlomy so zónami mylonitov. Vysvetlivky k obr. 27 až 32.

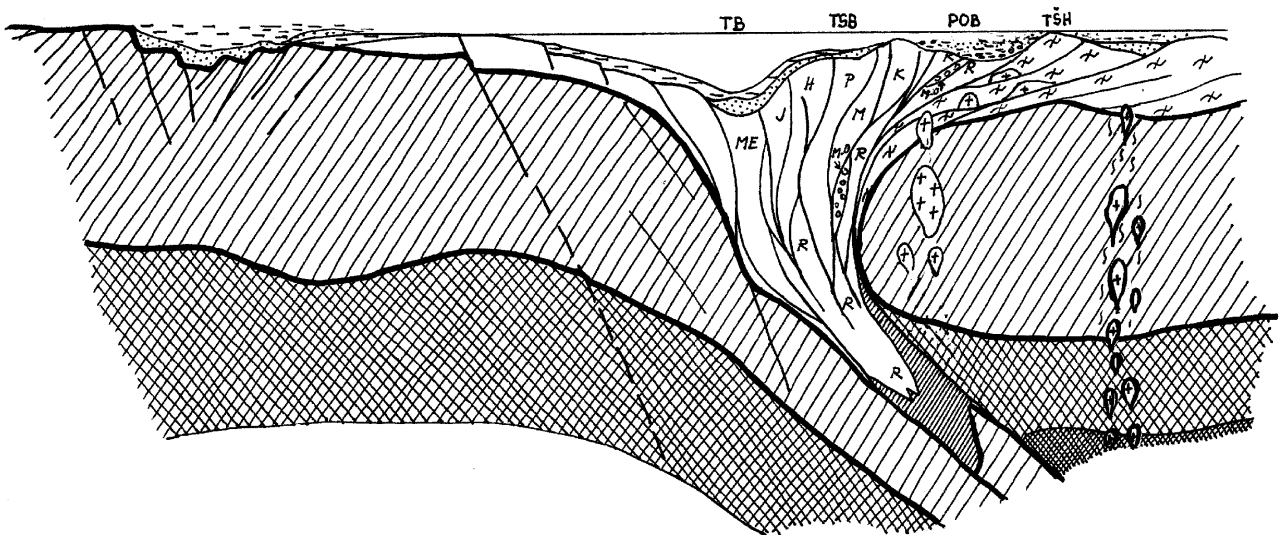


Obr. 28. Model geotektonického a litologického vývoja v spodnom karbóne (350 – 340 mil. r.); Grecula a Radvanec, 2005.

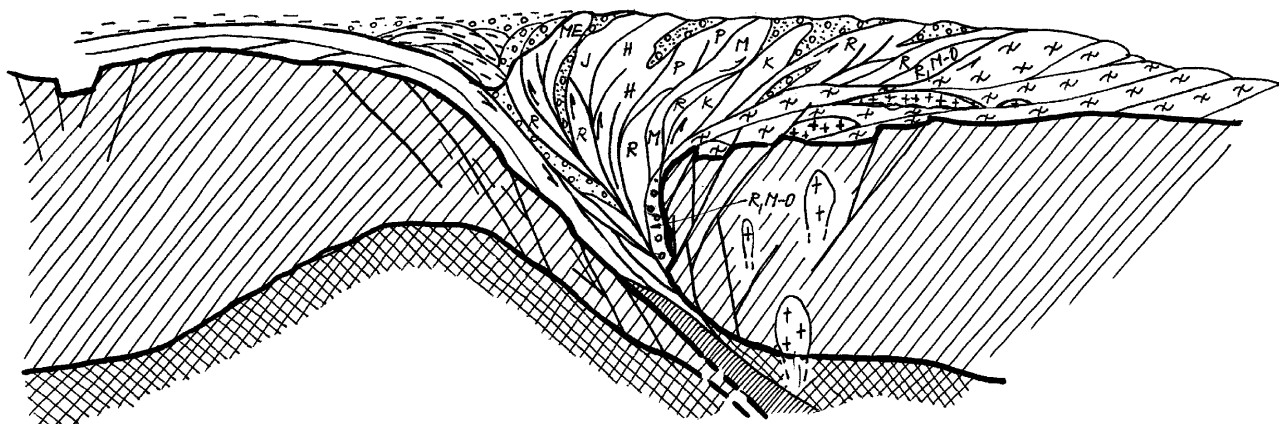
V ďalšom období sa v oblasti akrečnej prizmy vytvoril akrečný bazén so sedimentáciou hruboklastického materiálu pochádzajúceho zo staropaleozoických hornín prevažne oceánskeho chrbta. Časť týchto hruboklastík (napr. aj rudniansky typ zlepencov) je strhávaná do subdukčného kanála spolu s ostatnými horninami (obr. 28 a 29).

Vo vrchnom karbóne (obr. 28, 29 a 30) subdukčné procesy, ako aj približovanie konvergujúcich platní a zdvih astenosféry v podloží aktívnej platne pokračujú. Zo subdukčného kanála sa časť predtým subdukovaného materiálu vracia späť (*rollback*) vrátane vyššiemetamorfovaných rudnianskych zlepencov a pyroxenického gabra odtrhnutého pri obdukcii z plášťových hornín. Zdvihom astenosféry pod aktívnou platňou rastie aj teplota. V tomto štádiu sa predpokladá, že 600-stupňová izograda už dosahovala vrchnú časť kontinentálnej kôry, ktorá by zodpovedala podmienkam gradientu kontinentálneho orogénneho pásma, teda podmienkam regionálnej metamorfozy so vznikom anatektickej taveniny na tejto izograde vo veporických komplexoch resp. vznik granitovej taveniny a jej nasledujúce umiestnenie vo veporickom komplexe hornín. Vrchnokarbónsky vek hnileckého granitu by signalizoval začiatok anatektických procesov aj v gemeriku v rámci variskej metamorfozy M1 a Fe karbonátovej mineralizácie. V tomto období pokračovalo aj rozširovanie sedimentačného priestoru karbónu.

V perme (obr. 31), najpravdepodobnejšie v strednom, variské subdukčné procesy vyvrcholili vývojom ostrovného oblúka, ryolitovým vulkanizmom a granitovým magmatizmom. Z obdobia vrchného karbónu pokračujú nízkotlakové metamorfné udalosti (M1) v oblasti geotermického gradientu charakteristického pre metamorfozu ostrovného oblúka hlavnými etapami mineralizácie, t. j. generovaním fluid predovšetkým zo staropaleozoických hornín (pestrý vulkanický komplex, holecké vrstvy) a ich prenosom v etape kompresného ochabnutia do tektonických ruptúr.



Obr. 29. Model geotektonického a litologického vývoja v strednom až vrchnom karbóne (320 – 305 mil. r.); Grecula a Radvanec, 2005. TB – trenčový bazén, TSB – trenčovo-svahový bazén, POB – predoblúkový bazén, TŠH – trenčová štruktúrna hranica.

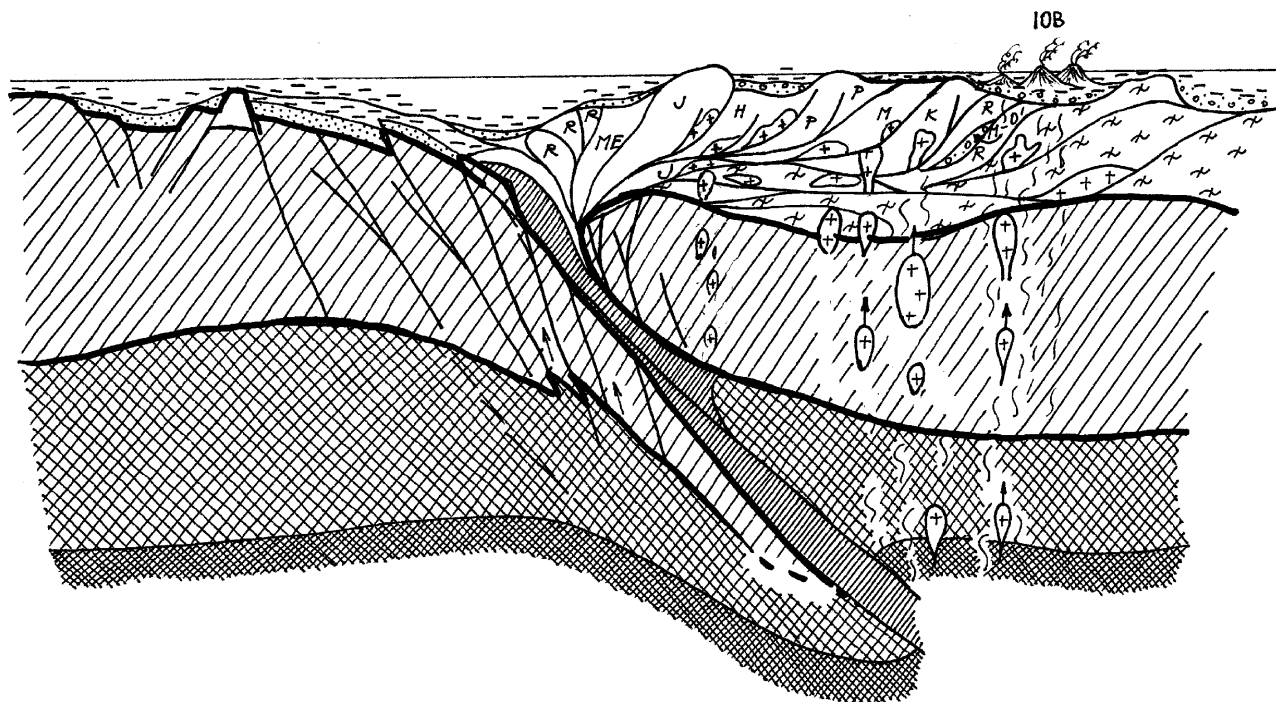


Obr. 30. Model geotektonického a litologického vývoja vo vrchnom karbóne až spodnom perme (300 – 280 mil. r.); Grecula a Radvanec, 2005.

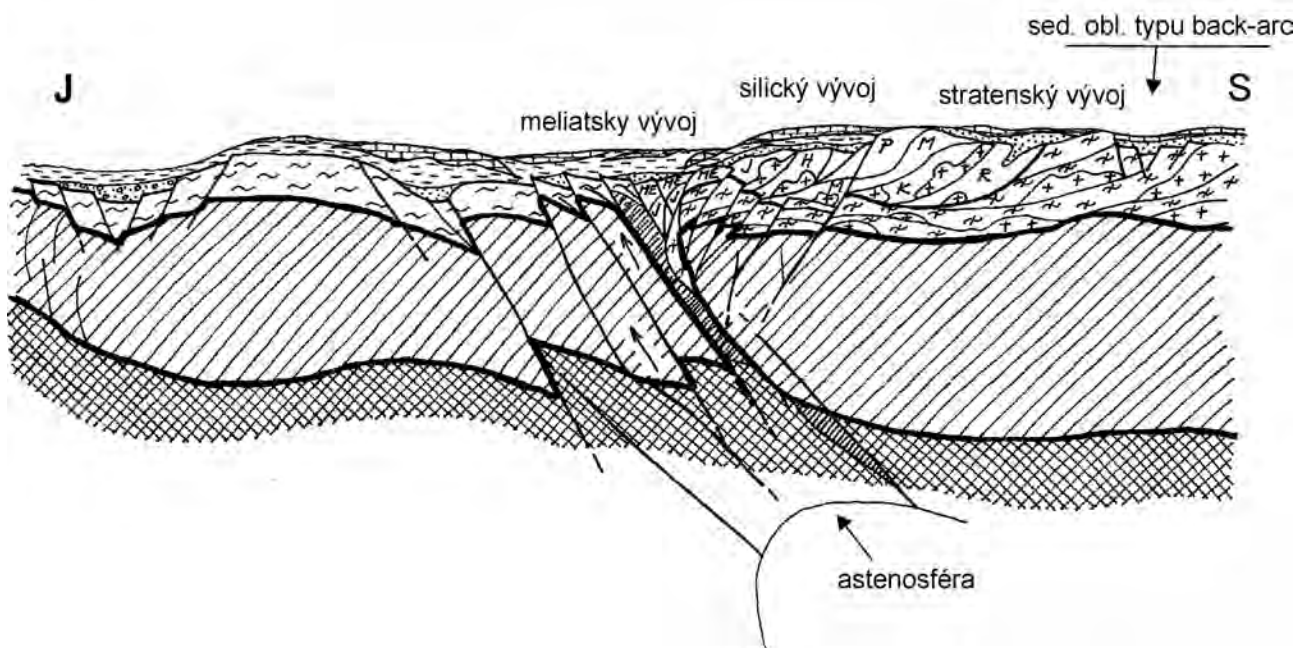
Vznikla prevažne sideritová žilná mineralizácia, ako aj podmienky pre metasomatické procesy (Fe a Mg metasomatóza) na kalcitovom protolite a metamorfné prepacovanie sedimentárnych a exhalčno-sedimentárnych zrudnení v staropaleozoických súvrstviach spodného a vrchného rudonosného horizontu.

Doznievajúce kompresné a extenzné variské tektonické procesy dokončili variskú príkrovovú stavbu gemerika a veporika, ich vzájomné vzťahy a začiatok extenzného obdobia spätého s tvorbou alpínskych sedimentačných priestorov meliatica, silicika a obalového triasu po obvode paleozoického gemerického bloku (Grecula, 1994a; obr. 32).

Nasledujúcim textom skompletizujeme našu geotektonickú predstavu vývoja gemerika v zmysle práce Greculu a Radvanca (in Kobulský et al., 2001), Greculu a Radvanca (2005) a Németha (2005).



Obr. 31. Model geotektonického a litologického vývoja v strednom až vrchnom perme (260 Ma); Grecula a Radvanec, 2005.



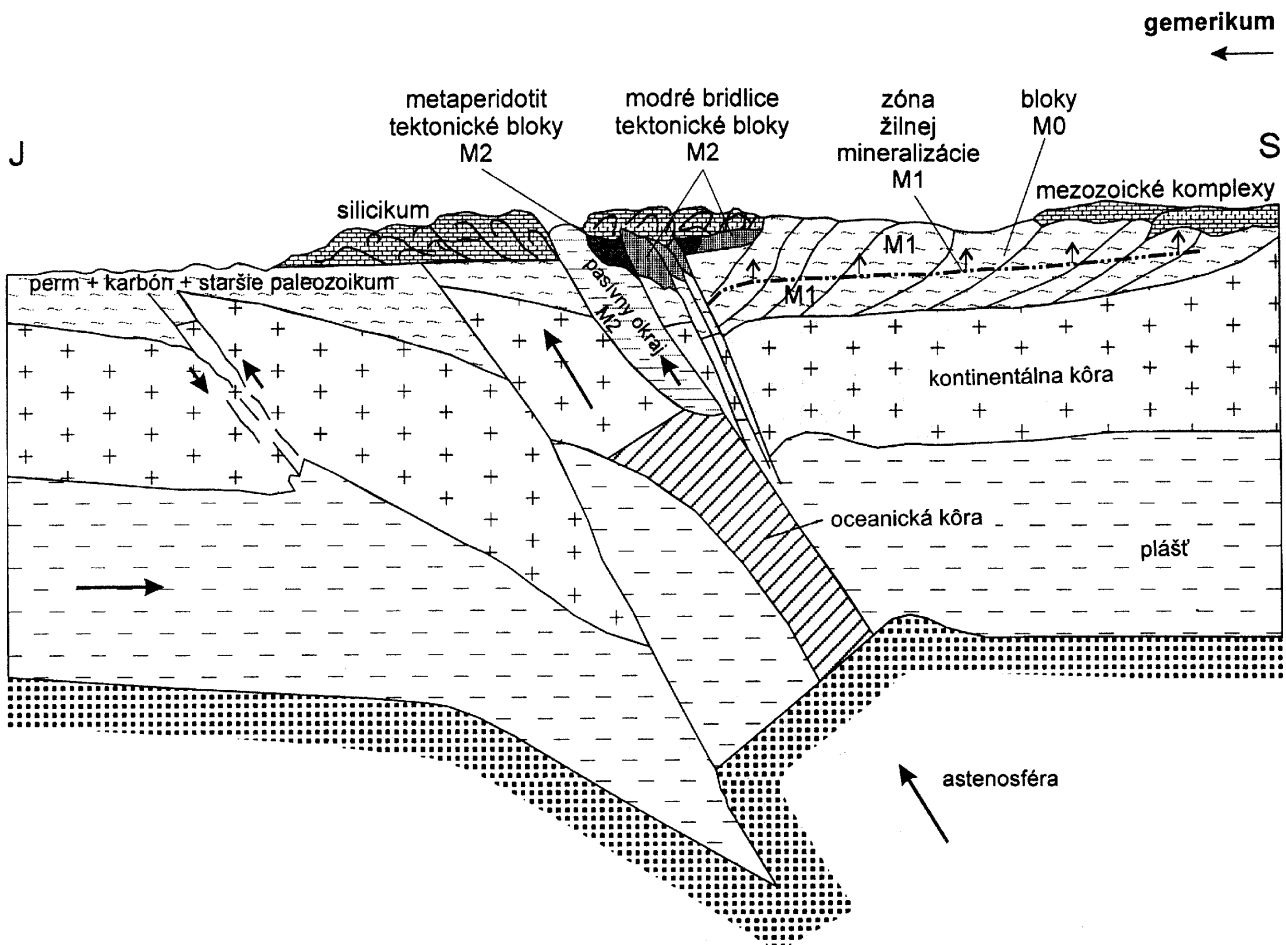
Obr. 32. Model geotektonického a litologického vývoja v spodnom triase (250 – 240 Ma); Grecula a Radvanec, 2005.

Jurské usporiadanie gemerika bolo v kompresnom režime a podmienil ho reverzný pohyb litosférického plášťa, a hlavne astenosféry po jej zafažení významným objemom subdukujúceho materiálu v perme. Na začiatku exhumácie v jure reverzný pohyb astenosféry vytlačil vo forme pestrých tektonických blokov najskôr metamorfity M2 vysokotlakovej a nízkoteplotnej fácie modrých bridlíc a na konci exhumácie aj ultravysokotlakové metaperidotity (= flogopitovo – K richteritový peridotit – PKP) z veľkej hĺbky (okolo 100 km). Táto hĺbka zodpovedá P-T podmienkam tvorby PKP metaperidotitu v ochudobnenom plášti na vonkajšej hranici subdukčnej zóny. Reverzný pohyb plášťa exhumujúceho tektonické projektily metamorfítov M2 z rôzneho protolitu vrazil prevažne do nemetamorfovaného prostredia vápencov a klastických sedimentov permsko-mezozoických jednotiek vzniknutých v nadloží variského akrečného komplexu (a sedimentov slabo metamorfovaného pasívneho okraja kontinentu z permského obdobia). Jurské exhumáčne štádium kryštalizácie najmladšej generácie fengitu pomocou Ar/Ar a K/Ar datovania v exhumovaných modrých bridliciach s glaukofánom zistil Faryad a Henjest-Kunst (1996). Horniny silicika sú v oblasti reverznej exhumácie subdukovaného klina v príkrovovej pozícii k paleozoickému podkladu gemerika. Na S gemerika sú rovnako staré mezozoické komplexy v pozícii *in situ*, a možno tam sledovať ich plynulý prechod do hornín permu.

Vo vrchnej jure, ale najmä v spodnej kriede sa tektonické usporiadanie horninových komplexov gemerika, a teda aj produktov metamorfných udalostí M0, M1 a M2 skončilo do približne súčasnej pozície. Podrobnejšie údaje sú v kapitole Tektonika.

Terajší tektonický obraz gemerika vznikol pohybmi na strižných zónach v pokriedovom období. Metamorfity oceánskeho dna M0 sa zachovali v podobe tektonických blokov rulovo-amfibolitového komplexu hlavne na S gemerika. Regionálna nízkotlaková a vysokoteplotná metamorfóza M1 s progradnou vetvou z vrchného karbónu mala svoj teplotný vrchol počas regionálnej metamorfózy vo vrchnom perme. V tomto štádiu metamorfózy M1 (metamorfóza ostrovného oblúka) sa skončila aj tvorba Fe-Mn-Mg karbonátovej a sulfidickej žilnej a stratiformnej karbonátovej (metasomatickej) mineralizácie.

Vzťah exhumovaných „vysokotlakovo“ metamorfovaných exotických blokov v takmer nemetamorfovanom mezozoickom prostredí sa charakterizuje ako lokálny prienik metamorfítov prevažne do príkrovov silicika. Tento exhumáčny proces bol „jednorazový“ a úzko zviazaný s reverzným pohybom plášťa v jure. Tu sa exhumácie vysokotlakovo metamorfovaných blokov alebo „projektílov“ aj skončili.



Obr. 33. Model geotektonického a litologického vývoja v jure (204 – 130 mil. r.); Greclua a Radvanec, 2005.

Metamorfóza M2 dosiahla regionálny charakter súvisiaci s tektonickým „dousporiadaním“ gemerika až po jure. V postjurskom období má charakter regionálnej metamorfózy na hranici strednotlakovej metamorfózy vo fácií zelených bridlíc. Spôsobilo ju finálne umiestnenie (vrchnej hranice) plášťa pod gemerikom, keď sa izoterma 500 °C ustálila v hĺbke 15 – 20 km, čo zodpovedá teplotnému gradientu 25 °C/km alpínskej metamorfózy.

Regionálny charakter metamorfózy M2 pravdepodobne doznieval až do spodnej kriedy. Mala povahu rejuvenizačnej „alpínskej metamorfózy M2“; keď sa opäť v kompresnom režime horniny gemerika metamorfovali v podmienkach strednotlakovej (4 – 5 kbar) fácií zelených bridlíc. Na staršej minerálnej asociácii z metamorfózy M1 sa táto regionálna metamorfóza M2 zistila len lokálne v strižných zónach (Németh, 2005), pretože staršie minerálne asociácie z M1 boli v regionálnom procese M2 stabilné. Metamorfóza M2 v gemeriku neprekročila hranicu fácie zelených bridlíc, ale mala významný vplyv na redistribúciu izotopov draslíka v slúde a tým veľmi zmenila výsledky datovania hornín v prospech jurskej a postjurskej regionálnej metamorfózy. Metamorfóza M2 lokálne prepracovala aj žilnú a stratiformnú mineralizáciu, lebo prebiehala v kompresnom režime, ale generovanie „rudonosných fluíd“ prebehlo len sporadicky bez významného mineralizačného efektu.

Je pravdepodobné, že v jure sa umiestnil plášť pod gemerikom do takej pozície, ako ho zisťujeme aj v súčasnosti, napr. z magnetotelurického modelu (Pavliszynová, 1978, 1981; in Grecula et al., 1982; Grecula et al., 1995) a z gravimetrického a seizmického modelu (Bezák et al., 1997; Šefara et al., 1996). Tvar usporiadania litosférického plášťa a astenosféry pod gemerikom, ako aj metamorfných udalostí a pozície mineralizácie je schematicky znázornený v poslednom štádiu vývoja gemerika v jure.

V geodynamickom modeli Németha (2002, 2005) sa výrazne odčlenili dva orogénne procesy – variský a alpínsky. V prípade riftogenézy spodnopaleozoického bazéna sa autor (l. c.) stotožňuje s prezentovaným modelom Greculu (1982 a neskoršie práce). Zistenie juhovergentnosti kolízno-obdukčných procesov pri uzatváraní tohto bazéna (deformačné štádium VD) však viedli Németha (l. c.) k vypracovaniu subdukčného modelu variskej konvergenencie so sklonom subdukčného kanála na S a k definícii rakoveckej geosutúry. V ďalšom permo-triasovo-jurskom extenznom vývoji os regionálnej extenzie postupne dominovala ako na severe, tak aj na juhu paleozoického gemerického bloku, kde sa vyvíjal mezozoický meliatsky bazén (Grecula, 1994a). Jeho uzavretím pri jursko-spodnokriedových severovergentných kolíznych udalostiach (deformačné štádium AD₁) sa vytvorila imbrikovaná stavba a rad prešmykov v rámci spodnopaleozoických, ale aj obalových vrchnopaleozoických a mezozoických sekvencií gemerika a gemerický príkrov sa ako celok (príkrov fundamentu) dosunul na veporikum. Do alpínskej AD₁ stavby sa inkorporovali aj segmenty meliatika, turnaika a silicika. Výsledkom kolízneho zhrubnutia kontinentálnej kôry bolo vytvorenie horúcej línie paralelnej s orogénom a situovanej vo veporiku (*metamorphic core complex*) a postupné spätné odstrešovanie gemerických sekvencií v štádiu AD₂. Priebeh litotektonických jednotiek gemerika, ako aj susedných jednotiek bol v ďalšom – terciérnom – vývoji modifikovaný systémom párových strižných zón priebehu SV – JZ (ľavostranný strih) a SZ – JV (pravostranný strih). Kombináciou týchto strihov sa vytvoril oblúkovitý priebeh litologických jednotiek, mineralizovaných štruktúr a s. l. aj celých Západných Karpát (Grecula et al., 1982, 1995, 2005).

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Spišsko-gemerské rudohorie (SGR) ako jedna z dôležitých rudných oblastí Slovenska je zhruba od roku 1950 predmetom geofyzikálneho výskumu a prieskumu. V celej oblasti sa vykonalo množstvo prác regionálneho a detailného charakteru. Prvé merania boli detailné a mali skôr pokusný charakter. Ich cieľom bolo zistiť priame fyzikálne príznaky zrudnenia, pretože zabezpečiť surovinovú základňu bolo v povojnovom období najvyššou prioritou nielen pre geológiu ako celok, ale aj pre novo sa formujúcu ekonomiku založenú na báze ťažkého priemyslu. Regionálne merania sa v oblasti vykonávali približne o desaťročie neskôr ako detailné, a preto základné regionálne fyzikálne atribúty neboli včas dostatočne sformulované a ku každej lokalite sa pristupovalo ako k samostatnému subjektu, teda bez poznania spoločných, aj keď nepriamych črt. Geofyzikálne práce boli predpísaným, ale málo využívaným „apendixom“ geologickej správy a dôsledkom bola absencia geologickej interpretácie. Neskôr sa situácia korigovala a bolo možno sledovať aj iné trendy. Najjednoduchší prehľad geofyzikálnych aktivít poskytuje členenie podľa mierky prieskumných prác.

REGIONÁLNE GEOFYZIKÁLNE PRÁCE

Prvé systematické geofyzikálne práce regionálneho charakteru, a to gravimetrické merania v mierke 1 : 200 000, vykonal Smišek a Zbořil (1961a, b). Na ne nadviazali práce Mašina et al. (1963) – letecké geofyzikálne mapovanie tiež v mierke 1 : 200 000 (magnetometrické a rádiometrické). Aj keď obidve merania boli z dnešného hľadiska málo presné a príliš regionálne (vzdialenosť profilov 2 km), na ich základe už bolo možno v hrubých črtách formulovať základnú charakteristiku geofyzikálnych štruktúr oblasti. Pretože na ložiskové účely boli tieto merania z hľadiska rozmerov jestvujúcich ložiskových štruktúr príliš regionálne, v nasledujúcom období sa profilové línie podstatne zahusťovali.

V ďalšom období prevzal iniciatívu vtedajší Československý uránový priemysel a v jeho réžii sa vykonalo aerorádiometrické mapovanie v mierke 1 : 25 000 vrstevnicovou metódou. Merania v oblasti v rokoch 1963 až 1965 realizoval Anft a Špott. Je prirodzené, že boli do značnej miery skreslené chybou spôsobenou členitým reliéfom a nepresnou navigáciou, ale napriek tomu zaregistrovali niekoľko anomálnych zvýšení sumárnej rádioaktivity, ktoré potom overili pozemné merania a niektoré mali aj prospekčný význam (uránové zrudnenie na k. Bučina, medzi Kobeliarovom a Vlachovom, ktoré sa overovalo do úrovne banských prác).

V roku 1969 sa záverečnou správou skončil geofyzikálny výskum SGR za roky 1961 – 1969, ktorý vykonával vtedajší ÚÚG Bratislava (Bárta et al., 1969). Hlavnou úlohou bolo podrobnejšie zhodnotiť plošné magnetické a gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 50 000. Súčasne sa skúmali aj fyzikálne vlastnosti hornín (Janák a Kadlec, 1969). Gravimetrická časť správy (Šefara in Bárta et al., 1969) obsahuje jednotné spracovanie meraní a ich interpretáciu. Z podrobnej hustotnej charakteristiky sa urobila podrobná interpretácia detailného ťažového poľa a zistila sa väzba lineárne usporiadaných anomálií s priebehom hlavných tektonických línií. To pomohlo aj pri riešení geologickej stavby z hľadiska distribúcie a charakteru ťažových anomálií. V magnetometrickej časti sa urobil rozbor magnetických anomálií, definovalo sa magnetické pole na základe odvodených máp a geologicko-geofyzikálne sa interpretovali (Filo, 1969).

Podrobnou interpretačnou nadstavbou týchto meraní je práca *Geofyzikálna a geologická interpretácia ťažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí* (Plančár et al., 1977), syntetizujúca uvedené poznatky nielen v regióne SGR, ale aj v príľahlej časti veporského kryštalinika. Autori v nej uvádzajú základné údaje o rozložení hmoty, magnetizme, štruktúre telies, o smeroch a rozsahu významných porúch, ale v záveroch upozorňujú na to, že na detailnejšie riešenie ložiskových problémov a lepšie poznanie vrchnej časti zemskej kôry bude nevyhnutný podrobnejší geofyzikálny a geologický výskum.

Nástup nových a zvýšenie presnosti klasických metód viedli k realizácii leteckých prác v mierke 1 : 25 000 (Gnojek et al., 1978; Dědáček et al., 1981) s využitím gamaspektrometrie a magnetometrie. Merania sa vykonali na profiloch smeru S – J s pomerne vysokou presnosťou, ale na druhej strane ich negatívne ovplyvnili faktory, ktoré sa pri použití leteckých metód v geomorfologicky ťažkých podmienkach nedajú celkom vylúčiť. V prvom rade išlo o variabilné geometrické podmienky merania (výrazné horské chrbty, hlboké údolia), ktoré ovplyvňovali konštantnú výšku do takej miery, že sa dosiahli skreslené výsledky. Medzi ďalšie zápory patrilo posun anomálií v smere letu lietadla a zmena typu pokryvu či porastov, ako aj možnosť vynechať záujmové objekty (hlavne žilné typy zrudnenia) pri ich hrúbke, a to v nadväznosti na rýchlosť lietadla a inerciu meracieho prístroja. Napriek uvedeným nevýhodám možno konštatovať, že získaný materiál vhodne dopĺňa a spresňuje doterajšie regionálne členenie geofyzikálnych štruktúr skúmaného územia.

Spomenuté „detské choroby“ leteckého prieskumu sa postupom času odstránili a merania dodnes patria do databázy magnetických a gamaspektrometrických údajov.

DETAILNÉ GEOFYZIKÁLNE PRÁCE – KOMPLEXNÉ METÓDY

V regióne sa začiatkom päťdesiatych rokov 20. stor. objavilo ložisko magnezitu pri Podrečanoch, a to západnejšie od predmetnej oblasti, ale paradoxne to negatívne ovplyvnilo využívanie geofyzikálnych metód v danom území (Kolbenheyer, 1951). Pôvodný prieskum v okolí Podrečian síce bol zameraný na magnezitové okre, ale to ekonomický význam ložiska neznižuje. Autor už vtedy sformuloval niektoré základné princípy, ktoré platia doteraz (presnosť vytyčenia a merania, geologická interpretácia výsledkov, príslušná dávka investície, ako aj potrebný entuziazmus a vytrvalosť). Neskôr autor (l. c.) na príklade rudnianskych žíl využiteľnosť geofyzikálnych metód najmä pri vyhľadávaní žilných ložísk spochybnil, ale geoelektrickými a magnetickými metódami nepriamo určil sledovanie žily Droždiak pod pokryvom vápencov. Kolbenheyer (1952) vzápätí rozpracoval teoretickú úvahu o tom, pri akej hĺbke sideritových žíl možno očakávať úžitkový signál, ktorý by sa spoľahlivo riešil vtedajšou technikou. Použil na to magnetometriu, geoelektrické metódy a gravimetriu. Vo svojich záveroch poukázal na to, že pri vtedajšom prístrojovom vybavení nijakou z uvedených metód nemožno predmetné žily indikovať priamo, ale možnosti nepriameho vyhľadávania týchto objektov nevylúčil. Pokusné merania s použitím magnetometrie a gravimetrie na zistenie východného pokračovania žily Droždiak v rudnianskom rudnom poli robil aj Běhounek (1951), no bez výrazne pozitívnych výsledkov.

Prieskum metódou spontánnej polarizácie (ďalej SP) v okolí Smolníka a Úhornej zameraný na ložiskové problémy pokračoval naďalej (Okál a Pašteka, 1952). Z výsledkov meraní touto metódou sa kvalitatívne klasifikovali horniny podľa ich elektrónovej aktivity. Zistili sa pruhy čiernych fylitov. Ďalšie merania v tejto oblasti metódou SP vykonal Zvara (1955 – 1957). Pre malý objem prác a absenciu ďalších geoelektrických metód sa nepodarilo geologickú mapu spresniť a zistiť výskyt pyritu.

V päťdesiatych rokoch sa robili merania SP aj v oblasti Veľkej Polomy. Výsledkom bola *Správa o geofyzikálnom prieskume pyrito-ankeritového ložiska v oblasti Veľká Poloma* (Kaldrovits a Kuthan, 1951) a merania SP v obvode banského poľa Bonaventúra (Zuštín, 1954). V miestach zistených anomálií autori predpokladali prítomnosť elektricky aktívnych rudných telies alebo aspoň bohatých impregnácií pyritu resp. chalkopyritu.

V slovinskom rudnom rajóne geofyzikálne práce metódou SP prvý použil Gruntorád (1954) s cieľom sledovať Slovinský hrubú žilu. Z terajších poznatkov je zrejmé, že napriek optimistickému predpokladu detekoval čierne fylity. Na druhej strane jeho poznatok je nepriamou indikáciou štruktúry, pretože žilné štruktúry sa väčšinou vyvinuli na kontaktoch čierneho (betliarskeho) súvrstvia s okolím. Ďalšie práce na tomto ložisku vykonal Košecký (1958, 1959, 1965) a použil rovnakú metodiku ako na rudnianskom ložisku. Medzi pozitíva týchto meraní patrilo zistenie tektonickej situácie územia, ale priame indikácie žily sa nezistili.

Severné okolie Helcmanoviec, známe výskytom Sb zrudnenia, bolo predmetom geofyzikálnych prác v roku 1953 (Strašifák a Kuthan). Keďže vyhľadávanie tohto typu zrudnenia patrí v rudnej prospekcii medzi najťažšie, bez výrazne priamych príznakov vzhľadom na vtedajšie metodické a prístrojové možnosti sa úloha skončila negatívne.

V okolí Nižnej Slanej sa na ložisku Mano vykonal kruhové geoelektrické merania a urobil sa elektrokarotážny záznam vrtu NG-3 (Košecký a Noghe, 1957). Geofyzikálne práce v oboch prípadoch pomohli spresniť celkovú geologickú situáciu.

Orientačné geomagnetické merania Z zložky magnetitového ložiska na lokalite Švedlár vykonal Plančár (1955) a detailný prieskum na základe geomagnetických meraní Kršák (1956). Zistená anomália vyvolaná impregnáciou magnetitu vo fylitoch sa klasifikovala ako neperspektívna.

Z prvých geofyzikálnych prác detailného charakteru v oblasti Dobšinej-Gáplja treba uviesť práce Zvaru (1957) a Ďuratného (1957). Na sledovanie kremenno-ankeritovo-chalkopyritových žíl uložených v permských horninách použili kombinované odporové (KOP) a symetrické odporové profilovanie (SOP), vertikálne elektrické sondovanie (VES) a SP, ale s negatívnym výsledkom. Košecký a Žemba (1957) použili metódu SOP a VES pri geofyzikálnom prieskume magnezitu v Ochtinej pri sledovaní pokračovania a ohraničenia ložiska. Na ložisku Kobeliarovo bolo Bártovou úlohou (1960) určiť jednotlivé geologické rozhrania a vymedziť ankeritovo-vápencové šošovky. Na plnenie úlohy použil metódu KOP a SP. Ankeritové šošovky sa pre veľkú hrúbku nánosov nezachytili. Výsledky sa využili na spresnenie geologickej mapy v mierke 1 : 5 000.

Detailný geofyzikálny prieskum na lokalite Dobšiná-Hirschköhlung (Jeleniarka) na zistenie Cu zrudnenia urobil Ďuratný (1957) a v záveroch konštatoval, že priame sledovanie žily bežnými geofyzikálnymi metódami nemožno zistiť. Práce podobného charakteru realizoval Hricko (1962, 1965). V oblasti Fichtenhübla a Klippbergu

bolo úlohou prieskumu overiť nádejné oblasti na výskyt skrytých žilných a metasomatických ložísk sideritu a žilných výskytov Cu-Fe rúd. Metódou SOP sa zistilo rudné pásmo so sideritovo-ankeritovou výplňou.

Na lokalite Košické Hámre použil Zvara (1957) a Noghe a Košecký (1957) metódu SOP a SP na zistenie priebehu ankeritových telies a hematitového zrudnenia. V tom istom roku sa na ryhami odkrytom žilníku urobili pokusné merania (taktiež SOP a SP) s cieľom zistiť použiteľnosť geofyzikálnych metód. Ukázalo sa, že metóda SP sa v tomto prípade neosvedčila.

Na zistenie približného smeru a rozsahu magnezitových telies na lokalite Košice-Kavečany urobil geofyzikálny prieskum Csitneki (1959) a použil pri ňom metódu SOP, SP a magnetometriu. Prínosom prác bolo vymedzenie troch diabázových telies, ktoré autor odporučil overiť. V závere autor (l. c.) usudzuje, že magnezitový výskyt v okolí Kavečian nie je pokračovaním magnezitového ložiska pri Bankove.

Na lokalite Štirkenberg (Jalovičí vrch) a Humel použil Košecký (1957) metódu SP a odporové profilovanie s Wennerovým usporiadaním na prieskum Cu, Pb, Zn zrudnenia, sideritových žíl a na spresnenie geologickej mapy. Navrhol overiť niektoré anomálie technickými prácami.

V etape orientačného prieskumu pri hľadaní západného pokračovania žily Kornélia, Krištof, Michal v oblasti Fichtenhübla (Jedľovec) Košecký (1960, 1961) použil metódu KOP a metalometriu. Použitý komplex prác nestačil na zodpovedanie základných cieľov rudnej prospekcie.

Pomoc pri tvorbe odkrytej geologickej mapy v mierke 1 : 10 000 mali poskytnúť merania v oblasti Zadné Porče – Pivering (Janík, 1960), kde sa použilo KOP a metóda SP. Odlíšilo sa niekoľko horninových typov. Podľa autora (l. c.) najlepšie výsledky poskytla metóda SP, a to hlavne pri vyčlenení polôh čiernych fylitov.

Košecký (1959, 1960, 1962) v päťdesiatych a šesťdesiatych rokoch 20. stor. použil geofyzikálne metódy (OP) aj na lokalite Rudňany-východ a Rudňany-západ. Úlohou prác bolo zistiť západné pokračovanie hlavných rudnianskych žíl pod permom resp. triasom (Hrubá žila a žila Droždiak) a mapovanie priečných tektonických líní. Zistila sa dominantná línia značnej smernej dĺžky.

Ďalšou rudnou oblasťou, v ktorej sa robil intenzívny geofyzikálny prieskum, je okolie Bindtu. Geoelektrickými metódami sa sledovalo východné pokračovanie známych žíl a indikovala smerná tektonika. Výsledky zhrňajú práce Košeckého (1961, 1962).

Chudáček (1961) a Šalanský (in Bednář et al., 1961) aj v rámci úlohy *Geofyzikálny výskum SGR v širšom okolí Rožňavy* (oblasť Rožňavské Bystré – Rožňava – Krásnohorské Podhradie – Drnava) vykonali geomagnetické a geoelektrické merania a detekovali rožňavskú dislokáciu. Bárta et al. (1969) pokračovali v sledovaní tektonickej línie medzi mezozoikom a paleozoikom v okolí Rožňavského Bystrého a Rožňavy.

Na lokalite Hačava – Medzev sa vykonal geofyzikálny prieskum (metódou SOP a SP) s cieľom stanoviť hĺbkové obmedzenie glaukofanitových telies a zistiť v nich výskyt a priebeh väčších magnetických telies (Bárta, 1960, 1965). Merali sa aj magnetické vlastnosti vzoriek. Z výsledkov sa interpretovala tektonická stavba lokality.

Geofyzikálne merania (metóda SP, magnetometria a metalometria) v širšom okolí Strážneho vrchu použil Křesťan (1962) a Špottová-Kubíková (1962) pri geologickom mapovaní a pri riešení otázok ložiskovej geológie (sledovanie sideritovo-sulfidického zrudnenia).

Zaujímavosťou bolo využitie reflexnej a refrakčnej seizmiky na zistenie hrúbky vápencov nad werfenskými bridlicami v Galmuse (Hrdlička a Kotásek, 1962). Z meraní vychodí, že sa lepšie výsledky dosiahli reflexnou metódou.

Množstvo geofyzikálnych meraní realizovali študenti Katedry aplikovanej geofyziky KU v Prahe (Jelenský, Novák, Křesťan, Špottová, Hricko a Kobr, 1961 – 1962) pri výskume impregnačného zrudnenia v okolí Mníška nad Hnilcom. Na hľadanie žilných typov v Zlatej doline a v širšom okolí Jedľovca sa použila metóda SP, OP, magnetometria a metalometria. V záveroch správ autori konštatujú správnosť použitej metodiky, ale vzhľadom na vtedajšie prístrojové vybavenie, a hlavne absenciu geologickej interpretácie, sa nedosiahli výsledky podporujúce ďalšie využívanie geofyzikálnych metód v SGR.

Týmito prácami sa završila jedna etapa aplikácie geofyzikálnych metód, ktorej chýbala väčšia previazanosť s geologickými poznatkami, občas hodnovernosť meraní a prisudzovanie signálov hornín s výraznými elektrochemickými vlastnosťami signálom prospekčného významu.

Je nevyhnutné uvedomiť si, že sa uvedené detailné práce použili vo veľmi obmedzenej miere, ako aj to, že v tom období išlo vlastne o testovania účinnosti detekcie zrudnených štruktúr (prevažne žilných) geofyzikálnymi metódami. Keďže v tomto „pionierskom“ čase chýbali poznatky o fyzikálnych parametroch hornín (vychádzalo sa z predpokladu priamej detekcie žily), namerané hodnoty sa veľmi ťažko transformovali do geologického výstupu. Okrem toho pomer medzi rozmerom žilnej štruktúry a hustotou meracích bodov z hľadiska jej efektívnej detekcie nebol vždy optimálny.

Z tohto stručného prehľadu vychádza, že pri projektovaní prác sa vychádzalo z priameho účinku mineralizovaných objektov na použité geofyzikálne polia, čo vo väčšine prípadov nevedlo k predpokladaným resp. želaným výsledkom. Nepriamym príznakom sa nevenovala taká pozornosť, akú si zasluhujú, pretože

v časoch realizácie spomenutých prác nebola jasná koncepcia väzby žilných a stratiformných ložísk na príslušné tektonické či litologické jednotky. Je pochopiteľné, že stanoviť nepriame geofyzikálne príznaky bez dôkladného poznania geologických zákonitostí rozmiestnenia mineralizovaných štruktúr nemožno. Pretože názory na nepriame geofyzikálne príznaky boli značne odlišné, resp. chýbali, nemohla sa ich analýze venovať taká pozornosť, akú si zasluhujú. Z väčšiny prác však vyplynulo, že ich využiteľnosť pri geologickom mapovaní je nesporná, no problematická zostávala akceptovateľnosť geofyzikálnych polí pri geologickej interpretácii. Práve nedostatočná geologická interpretácia, resp. jej chýbanie spôsobili, že sa geofyzikálne práce na ložiskové účely v oblasti až do začiatku sedemdesiatych rokov 20. stor. zastavili.

Osobitnou kapitolou sú práce, ktoré vykonával Uránový prieskum. Ide prakticky výlučne o využívanie rádiometrických metód (rádiometrického prieskumu v jamkách, v menšej miere emanometrie, neskôr terénnej gamaspektrometrie a metódy alfa stôp). V oblasti Zlatej doliny a doliny Humel sa roku 1966 urobil rádiometrický prieskum v mierke 1 : 5 000 bez pozitívnych výsledkov, v roku 1965 – 1966 sa na vyhľadávanie rádioaktívnych surovín realizoval v okolí Čučmy gama prieskum (ročná správa za rok 1966 – Uránový prieskum) a v rokoch 1973 – 1974 v oblasti Delava – Peklisko sa vykonávali účelové geofyzikálne práce na rádioaktívne suroviny (Steiner in Badár, 1975). Na tento cieľ sa použila gamaspektrometria, gama prieskum v jamkách, odporové profilovanie, magnetometria a emanometria. Z výsledkov meraní sa vyčlenili prognózne zóny. Okrem toho sa skúmali anomálie rádioaktivity v oblasti Úhornej a Hutnej doliny.

Kucharič (in Badár et al., 1975) v ročnej správe UP z lokality Stratená uvádza výsledky rádiometrického prieskumu, magnetometrie a dipólového profilovania pri sledovaní U zrudnenia v petrovohorskom súvrství severogemerského permu, ktoré sa zvýšenými magnetickými hodnotami (paleoryolity a ich vulkanoklastiká) nepriamo prejavovalo aj vo vertikálnom smere do väčšej hĺbky.

V rámci geologicko-geofyzikálneho prieskumu rudného revíru Novoveská Huta (Smolárová, 1979) sa použila metóda hustotnej gama-gama karotáže vo vrtoch a ňou sa zistili hustotné vlastnosti hornín, hlavne v úsekoch zrudnených chalkopyritom. Komplexnejší charakter majú práce na geologicko-geofyzikálnych profiloch v oblasti Novoveskej Huty (Novotný et al., 1981). V nich sú prezentované geofyzikálne prejavy základných typov hornín, nezmenených a zmenených štruktúr mineralizovaných Cu, U zlomových štruktúr, ako aj štruktúrnotektonických blokov. Okrem toho je rádiometrickým prieskumom pokrytá celá oblasť vývoja severogemerského permu v jamkách a odporovým profilovaním v mierke 1 : 10 000. Výsledky sú v ročných správach UP (1980, 1981). Práce boli iniciálnym štádiom prieskumu, ktorý vyústil do objavenia U ložiska Jahodná pri Košiciach. Tá istá organizácia vykonala prieskum zameraný na žilnú kremenno-sulfidickú mineralizáciu (Vodná baňa – Košická Belá), pri ktorom sa použila aj metóda indukovanej polarizácie. Ale záverečné hodnotenie bolo negatívne.

Okrem toho Uránový priemysel na mnohých miestach oblasti urobil detailný prieskum overovania rádiometrických anomálií v mierke 1 : 2 000 resp. 1 : 5 000, a to hlavne v petrovohorskom súvrství kropašskej skupiny, v exokontaktach gemerských granitoidov, v rakoveckej, ako aj v gočaltovskej skupine. Tam sa okrem rádiometrických metód vrátane gamaspektrometrie využívalo aj odporové profilovanie a magnetometria.

Pri výpočte geofyzikálnych prác nemožno vynechať ani karotáž, ktorú vykonávalo geofyzikálne stredisko n. p. Geologický prieskum (Jelenský, Noghe, Štubňa, Lajčák, Ujpál, a i.) a geofyzikálne oddelenie Uránového prieskumu (Smolárová, Čížek, Steiner, Gluch). Využíval sa pri tom široký komplex hlavne geoelektrických metód (gradientové, potenciálové, spontánna polarizácia), inklinometria, kavernometria a meranie prirodzenej rádioaktivity. Takýto komplex s väčšími-menšími obmenami sa vykonal na všetkých hlbších a hlbokých štruktúrnych aj ložiskových vrtoch. Výsledky slúžili na spresnenie litológie vrtu, detekcie mineralizovaných zón, ako aj na zistenie technického stavu vrtov.

Ďalšou etapou geofyzikálnych prác bol až začiatok sedemdesiatych rokov, keď sa do prieskumného komplexu zaradili nové geofyzikálne metódy, a to indukovaná polarizácia (IP), VES, terénna gamaspektrometria, metóda veľmi dlhých vín (VDV) a detailná gravimetria. Úspešne sa použili v okolí hnileckých granitov v oblasti Delava – Peklisko (Ferenc et al., 1974, 1978; ďalej Steiner, Géczy a Bodnár, 1981) pri vyhľadávaní vysokotermálnej Sn mineralizácie a pri zisťovaní priestorového rozloženia granitových telies, ich hĺbky a morfológie. Správnosť interpretácie výskytu granitov a zrudnenia sulfidov v exokontakte a endokontakte hnileckých granitov potvrdili overovacie vrty.

V roku 1980 sa záverečnou správou skončila úloha Rudňany – Matejovce (Ferenc et al., 1980), ktorej cieľom bolo zistiť priebeh podložja paleogénu a mezozoika so zameraním na hľadanie priblíženia sa mladopaleozoických hornín k povrchu. Interpretoval sa priebeh predterciérneho podložja a aj na základe geofyzikálnych meraní sa situoval vrt RHV-7, ktorý zistil nové žilné štruktúry, a to Matej a Jakub, ktoré sa neskôr rozfárali prekopom z bane Rudňany-východ.

Snopko, Plančár, Filo a Šefara (1976) sa v záverečnej správe, ktorá mala prehodnotiť geologické a geofyzikálne práce v SGR, o. i. zaoberali aj ročovskou magnetickou anomáliou. Na ich práce nadviazal Obernauer a Stránska (1979). Pri interpretácii ročovskej magnetickej a tiažovej anomálie zistili silne

magnetické granity a objasnili vzťah zápornej tiažovej a kladnej magnetickej anomálie. V oblasti Rochovce – Chyžné Filo, Kubeš, Obernauer a Stránska (1981) prehodnocovali predchádzajúci výskum a výsledkom bol návrh vykonať detailné geofyzikálne práce na území s plochou 24 km². Na to bezprostredne nadväzoval komplexný geofyzikálny prieskum územia Rochovce – Slavošovce, ktorého výsledky Filo, Ardová a Kurkin (1984) uviedli v záverečnej správe. Poukázali v nej na nevyhnutnosť rozšíriť plošný rozsah územia, zahustiť sieť geofyzikálnych meraní a spresniť metodiku prác. Tieto návrhy sa realizovali geofyzikálnymi komplexnými prácami v metalogenetickej zóne Rochovce – Chyžné v rokoch 1985 – 1988. Autori správy (Filo, Ardová, Kurkin a Stránska, 1988) stanovili magnetické, hustotné, rádioaktívne a v niektorých prípadoch aj elektrické vlastnosti hornín a hlbšie analyzovali a syntetizovali výsledky výskumu celej oblasti.

Maďar (1990) v oblasti Slavošoviec použil metódu VES, KOP a termometriu pri zisťovaní zdrojov pitnej vody. Našiel vodivé línie a prítoky podzemnej vody záujmovej oblasti.

Z novších prác treba nevyhnutne spomenúť to, čo vykonávalo spišskonovoveské stredisko n. p. Geofyzika na lokalite Betliar-Straková a v širšom okolí Čučmy. V obidvoch prípadoch bolo cieľom použitím komplexu geofyzikálnych metód overiť priestorové rozloženie (hĺbku a morfológiu) granitového telesa, lokalizovať významnú smernú a priečnu tektoniku a vyhľadať prejavy Sb, Au a Sn mineralizácie (Steiner et al., 1983, 1987). Niektoré vyčlenené anomálie sa overili banskými prácami, ale výsledky boli negatívne.

Ferenc et al. (v rokoch 1982 – 1984) medzi Čučmou a Bystrým Potokom realizoval geofyzikálne merania (IP, SOP, magnetometria, gamaspektrometria, merkurometria a fyzikálne vlastnosti hornín), ktoré mali sledovať pokračovanie známych Sb žíl prípadne zistiť ďalšie indície zrudnenia. Výsledky so zhodnotením celej oblasti sú v záverečnej správe (1985).

Sb zrudnenie v okolí Helcmanoviec geofyzikálne sledoval Kanda et al. (1987) a s výnimkou merkurometrie použil rovnaký komplex metód ako pri úlohe SGR – Geofyzika II. Výsledky sú zobrazené vo forme komplexných profilov a sú veľmi cenným analytickým materiálom.

Medzi pomerne novšie práce vykonané v záujmovom území patria geofyzikálne merania v rámci úlohy *Základné geofyzikálne mapovanie SGR-východ*, ktoré realizoval Syčev (1989) v Črmeľskom údolí. Išlo o detekciu tektonických línií a mapovanie horizontálnych a subhorizontálnych odporovo odlišného prostredia do hĺbky cca 200 – 300 m. V okolí Medzeva geoelektrický prieskum súvisiaci s individuálnou bytovou výstavbou realizoval Géczy (1989) a zaoberal sa aj možnými zosuvnými oblasťami.

Približne do roku 1990 sa geofyzikálne metódy používali hlavne na vyhľadávanie rudných surovín a po ňom sa niektoré špeciálne geofyzikálne metódy, hlavne gamaspektrometria, začali využívať pri riešení environmentálnych otázok a pri tvorbe máp prírodnej rádioaktivity hornín, ktoré sú súčasťou máp geofaktorov ovplyvňujúcich životné prostredie. Takto sa pri meraní celého Slovenska zmeralo aj SGR. Merania boli v sieti 3 x 3 km v rámci projektu *Geologické faktory ŽP-prírodná rádioaktivita* v mierke 1 : 200 000 (Daniel et al., 1996).

Úplne iný trend z metodického a interpretačného hľadiska predstavujú práce, ktoré sa začali projektom SGR-geofyzika vo východnej časti SGR. V ich rámci sa približne v oblasti Myslava – Medzev – Gelnica vykonávali semidetálne práce regionálnej povahy komplexom metód – metódou VDV, magnetometriou, SP, merkurometriou, gamaspektrometriou, IP s odporovým profilovaním a gravimetriou. Prvý raz sa použila magnetotelurická metóda. Úlohu plnili poľskí geofyzici z firmy PBG Varšava v rokoch 1976 – 1979 na profiloch smeru S – J ležiacich približne 1 km od seba s krokom merania 20 m. U nás sa v takom rozsahu pri riešení rudnej problematiky využili prvýkrát a boli novým trendom v geofyzikálnej rudnej prospekcii. Tá istá spoločnosť rovnakou metodikou urobila detailné merania v oblastiach Poproč – Zlatá Idka, Klátov a Dlhá dolina. Úlohou bolo zistiť hĺbku a morfológiu granitových telies, vymedziť kontakt granitu s okolím, zistiť rozdiely petrofyzikálnych vlastností v granitoch, medzi granitmi a okolitými horninami, indikovať polymetalickú (Sn, Mo a W) mineralizáciu, vyhľadať Sb žily a inú sulfidickú mineralizáciu, lokalizovať zlomy a tektonické zóny. Výsledky prác sú v záverečných správach (Grecula a Kucharski et al., 1979, 1981, 1982). Za jeden z najpozitívnejších kladov možno označiť to, že sa geofyzikálne vstupy priamo zapracovali do geologických výstupov formou verifikácie (interpretácie geológ – geofyzik – geochemik) priamo v teréne (pozri geologickú mapu).

Bezprostredne na tieto práce nadviazal bratislavský závod n. p. Geofyzika Brno úlohou SGR-Geofyzika II. Úlohy projektu boli rovnaké, pretože metodika odskúšaná vo východnej časti územia zostala zachovaná. Terénne merania a ich nasledujúce spracovanie prebehli v rokoch 1980 – 1992 v území priamo nadväzujúcom na predchádzajúcu plochu Medzev – Nižná Slaná – Dobšiná – Rudňany – Margecany – Košice. Použil sa aj rovnaký komplex metód. Vo vybraných oblastiach sa použilo aj meranie SMPJ (sondovanie metódou prechodových javov). Získaný materiál z úlohy sa plne využil pri stanovovaní cieľov projektu, najmä na prognózne hodnotenie SGR. Výsledky prác sú dokumentované v deviatich technických správach Kuchariča a Hojnoša et al. (1982 – 1991), v šiestich čiastkových záverečných, ako aj vo finálnej záverečnej správe (Grecula a Kucharič et al., 1992). Úloha je finančne stále najväčšou akciou v neuhľovodíkovej prospekcii

v rámci vtedajšej Československej republiky a jej prínos v metodologickej a interpretačnej oblasti je veľmi vysoký. Hodnotenie výsledkov komplexných geofyzikálnych metód vyústilo v rámci úlohy *Atlas geomáp SGR* v období 1993 – 2001 využitím moderných počítačových postupov pri tvorbe databázy meraní z celého územia SGR a pri tvorbe súborov geofyzikálnych máp.

Z okruhu geofyzikálnej problematiky (Hojnoš a Kandrík in Kobulský et al., 2001) sa vytvorilo 10 geofyzikálnych máp z komplexných metód v mierke 1 : 50 000, a to mapa spontánnej polarizácie, mapy indukovanej polarizovateľnosti a mapy zdanlivého merného odporu v dvoch rozostupoch, mapa magnetických anomálií a mapy koncentrácie K, U, Th a Hg.

Objavenie gemerskopolomského magnezitovo-talkového ložiska bolo stimulom na testovanie širokého komplexu geofyzikálnych metód na ňom a z nich sa vďaka dostatočnému štúdiu na už realizovaných vrtoch uplatnila metóda VES. Na základe výsledkov získaných touto metódou sa situovali dva hlboké ložiskové vrty, ktoré pozitívne overili vývoj smerom na V k Henclovej (Kucharič et al., 1993) v hĺbke 300 – 600 m.

V neskoršom období sa realizoval prieskum v širšom okolí sideritového ložiska Mano-Gabriela pri Nižnej Slanej, ako aj ložiska Kobeliarovo, a to na rozšírenie rudnej zásoby vyhľadáním skrytých Fe karbonátových telies. Do komplexu prieskumných prác sa zaradila aj merkurometria a po pozitívnych skúsenostiach z Gemerskej Polomy sa dôraz kládol na metódu VES v azimutálnom usporiadaní. Napriek niekoľkým priaznivým fyzikálnym a geochemickým príznakom a dobrej definovateľnosti hľadanej suroviny odvodených z priamych ložiskových geofyzikálnych, geochemických a geologických príznakov nasledujúci vrtný prieskum pozitívny vývoj zrudnenia v tomto území neoveril (Kucharič et al., 1994, 1995, 1997). Výsledky prieskumu v tomto priestore kriticky zosumarizoval Kucharič (2004).

Opísané obdobie možno charakterizovať ako úsilie o presadenie komplexných interpretačných výstupov, a hoci multimetódovým prieskumom vznikala variabilná kombinácia množstva signálov, z ktorých mnohé boli pozitívnej povahy, ale očakávaný reálny efekt v podobe overenia mineralizovaného telesa bol skôr výnimkou potvrdzujúcou pravidlo. Na druhej strane je povinnosťou overovať také kombinácie anomálií, ktorými sa zrudnené objekty prezentujú, aj keď je zjavné, že koeficient náhodnosti je vysoký.

Túto etapu musíme v každom prípade hodnotiť veľmi pozitívne, lebo rozhodujúcim spôsobom ovplyvnila formuláciu názorov na geologickú stavbu oblasti a z toho sa odvíjajúce tektonické, metamorfne a metalogenetické zárezy.

DETAILNÉ MERANIA – GRAVIMETRIA

Tiažové merania v oblasti boli veľmi citlivým indikátorom zmien, ktorými táto metóda prechádzala takmer šesťdesiat rokov, a to ako vo sfére prístrojového vybavenia (postupné zavádzanie presnejších a spoľahlivejších prístrojov) metodiky a spôsobu spracovania výsledkov (spracovanie topokorekcií, uvažovanie Boulardovho členu pri výpočte Bouguerových anomálií), tak aj v interpretácii výsledkov, meniacej sa v prospech tej ktorej koncepcie základnej stavby regiónu. V každom prípade treba zdôrazniť, že sa v oblasti na túto metódu kládli náročné úlohy a tie nesporne kladne ovplyvnili šírku informačného potenciálu a spôsob jeho využívania, pretože bola snaha posúvať jej aplikáciu aj do sféry nepriameho dodávateľa informácií v metalogenetických otázkach (Šefara in Bárta et al., 1969).

Autormi ďalších regionálnych gravimetrických meraní v mierke 1 : 25 000 (plošné merania s hustotou 3 – 6 bodov/km²) sú: Kadlec (1968), Grzywacz a Margul (1980), Mikuška a Špaček (1982) a Mikuška a Szalaiová (1984).

Projektom *SGR-geofyzika* sa od roku 1976 začali geofyzikálne práce pomerne širokým spektrom geofyzikálnych metód, ktoré mali podať obraz o litológii, tektonike, hlbínnej stavbe a o prejavoch mineralizácie. Pre gravimetriiu sa stanovila úloha, aby formou profilových meraní (vzdialenosť profilov 1 km, krok merania 80 m) podala nielen základný obraz hustotných blokov, ale aby sa prostredníctvom kvantitatívnej interpretácie vyjadřila aj k otázkam tektonického štýlu stavby a tým nepriamo k metalogenetickým problémom.

Vo východnej časti SGR vykonali tiažové merania poľskí geofyzici Grzywacz a Margul (ibid.). Správa obsahuje výsledky podrobných (profilových) gravimetrických prác realizovaných v roku 1977, ako aj gravimetrického mapovania v mierke 1 : 25 000 vykonaného v rokoch 1978 – 1979. V správe sú aj výsledky z detailných profilových meraní v oblasti Poproč – Zlatá Idka, ktorých cieľom bolo stanoviť pozíciu granitového telesa vo vzťahu k rudnému poľu, ako aj výsledky detailných gravimetrických meraní v mierke 1 : 10 000 z oblasti Dlhá dolina z roku 1977, pri ktorých sa sledovala Sn mineralizácia. Podrobné gravimetrické merania sa robili s cieľom zistiť morfológiu stropu granitu ako nepriameho indikátora tohto typu mineralizácie.

Gravimetrickým mapovaním sa získal presnejší gravimetrický obraz skúmaného územia, čo umožnilo riešiť geologické úlohy projektu určené na komplexné geofyzikálne práce, a to na zistenie morfológie granitových telies a s ním spätých mineralizácií v ich plášti.

Povrchové gravimetrické merania umožnili:

- a) zostaviť mapy úplných Bouguerových anomálií,
- b) vyčleniť a ohraničiť lokálne anomálie zodpovedajúce granitu alebo iným horninám vyvolávajúcim podobné anomálie ako granit,
- c) približne lokalizovať kontaktné zóny alebo väčšie zlomy pretínajúce granit,
- d) zhodnotiť doterajšie gravimetrické profilovanie na účely kvantitatívnej interpretácie.

Na pokračujúce riešenie úlohy domácimi kapacitami (projekt SGR-geofyzika II) bolo treba pokryť približne 1 340 km² plochy komplexom geofyzikálnych metód a gravimetrie (Kucharič a Mikuška et al., 1983 – 1992). Výsledky boli prvotným podkladom na realizáciu geologicko-geofyzikálnej verifikácie. Metodika terénnych prác aj ciele zostali nezmenené.

Rozborom hustoty hornín rulového charakteru sa zistilo, že prínos tiažových meraní v tejto časti regiónu pri zisťovaní výšky úrovne regionálnej metamorfozy nemožno očakávať. Aj cielený odber povrchových vzoriek na zisťovanie hustotných parametrov sa ukázal ako nereprezentatívny, nezodpovedajúci hlbšie uloženej hmote v dôsledku vplyvu exogénnych činiteľov. V správe (Grecula a Kucharič et al. 1989) sa autori vyjadrujú k otázke šírky platnosti prácne vytvorenej komplexnej predstavy o priebehu reliéfu granitu.

Vzhľadom na členitosť tohto reliéfu, ktorú autori pokladajú za všeobecne dokázanú v smere S – J, ako aj V – Z, je povolená len opatrná extrapolácia od predstavy, ktorá má v tejto správe dvojrozmernú formu zodpovedajúcu geologicko-geofyzikálnemu rezu. Vo východnej časti skúmanej oblasti (Zlatá Idka) sa interpretuje hĺbka granitu od povrchu 100 – 300 m (Grecula a Kucharski et al., 1981). Okolie Tinesovej doliny vykazuje hĺbku 500 – 800 m a hĺbku granitu v oblasti Bystrého potoka 300 – 1 000 m. V ďalšom pokračovaní na Z má územie čučmianskych žúl hĺbku 250 – 500 m s čiastkovými blokmi do 1 000 m (Steiner, Kucharič, Mikuška et al., 1987). Najzápadnejší výskyt Betliar-Straková má hĺbku (napriek horizontálnej blízkosti granitu k povrchu reliéfu) granitového telesa okolo 1 500 m (Steiner, Rozložník a Kucharič, 1985).

V tomto období sa využívajú aj prvé komplexnejšie prístupy k modelovaniu (Mikuška a Kucharič, 1992; Filo et al., 1988), aj keď vtedajšie softvérové vybavenie súčasné modelovanie neumožňovalo, ale boli prácnym zosúladovaním interpretačných predstáv podľa rozličných algoritmov pre magnetické a tiažové údaje.

Z uvedeného vychodí, že sa v oblasti indikuje veľmi široký diapazón hĺbky granitového telesa. Pri vylúčení extrémov je priemerná detekčná hĺbka celej oblasti 300 – 1 000 m.

V rokoch 1993 až 1995 sa v rámci úlohy *Flyš východného Slovenska, geofyzika, štúdia* (Szalaiová et al. in Ostroľucký et al., 1995) vykonal geofyzikálny prieskum na profile G-1. Merania hlbínnej reflexnej seizmickej sondáže na ňom urobila firma ELGI Budapešť do 20 s. Reprocesing nameraných údajov sa vykonal v spolupráci s Geologickou službou v Uppsale a s tamojšou univerzitou. Namerané údaje interpretovali pracovníci GÚDŠ Bratislava (Vozár, Ivanička, Mello a Tomek, 1995). Na uvedenom profile sa zároveň vykonávalo meranie VES s rozstupom sýtnych elektród 4 000 m a gravimetrické meranie s krokom 80 m.

Konečným gravimetrickým výstupom v oblasti SGR bola práca Szalaiovej, Šefaru, Alföldyovej a Katonu v rámci úlohy *Atlas geomáp SGR* (in Kobulský et al., 2001) a v nej sa kriticky prehodnotili všetky doterajšie gravimetrické akcie v regióne a zostavila sa databáza údajov v elektronickom tvare umožňujúca variabilný prístup k interpretácii, a to podľa účelu, ktorému by mali výsledky tiažových meraní slúžiť.

Okrem databázy údajov sa v rámci tejto úlohy z regiónu zostavilo 13 druhov máp v mierke 1 : 50 000, a to mapa úplných Bouguerových anomálií pre redukčnú hustotu 2,67 kg · dm⁻³, mapa reziduálnych anomálií Griffin pre r = 0,5 km, mapa regionálnych anomálií Griffin pre r = 0,5 km, mapa lineárnych prvkov tiažového poľa, Blakely 0,5 km, mapa reziduálnych anomálií Griffin pre r = 1 km, mapa regionálnych anomálií Griffin pre r = 1 km, mapa lineárnych prvkov tiažového poľa, Blakely 1 km, mapa reziduálnych anomálií Griffin pre r = 2 km, mapa regionálnych anomálií Griffin pre r = 2 km, mapa lineárnych prvkov tiažového poľa, Blakely 2 km, mapa reziduálnych anomálií Griffin pre r = 3 km, mapa regionálnych anomálií Griffin pre r = 3 km, mapa lineárnych prvkov tiažového poľa, Blakely 3 km. Na záver sa zostavila aj mapa indícií vertikálnych hustotných rozhraní, Linsser 1 km, mapa indícií vertikálnych hustotných rozhraní, Linsser 2 km a mapa indícií vertikálnych hustotných rozhraní, Linsser 3 km. Okrem gravimetrických máp po modelovaní sa zostavila mapa reliéfu granitu a priečne a pozdĺžne geologicko-geofyzikálne rezy v mierke 1 : 50 000.

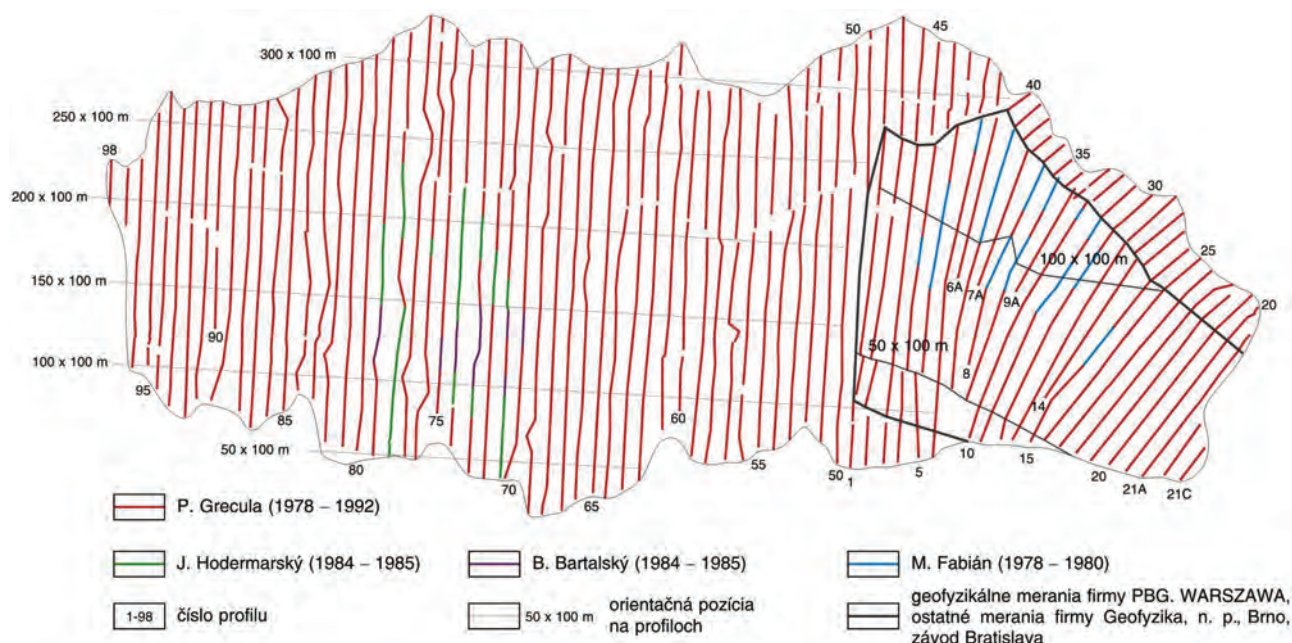
Základným problémom interpretácie gravimetrie bolo zisťovanie reálnej hustoty hornín. V priebehu prác sa postupne dospelo k zisteniu, že výpovednú hodnotu majú len údaje z technických prác (vrty, banské práce). Hustota meraná vo vrtoch (Husák, 1986) v oblasti gelnickej skupiny sa využila ako priame meranie a odráža predovšetkým minerálnu náplň vzoriek. Ich pórovitosť sa pohybuje od 0 až do 3 %, zvýšená na cca 2 až 3 % je až pri povrchu, a to do hĺbky prvých desiatok metrov. Výnimkou je vrt HG-1 pri Hnilci, kde maximálna pórovitosť – cca 5 % – na povrchu zaniká jej znižovaním až v hĺbke cca 200 m. Prepočítané priemerné hodnoty hornín gelnickej skupiny a gemerických granitov vo vrtoch sú nasledujúce:

Tab. 1
Prepočítané priemerné hodnoty hornín gelnickej skupiny (Szalaiová et al., 2001)

Vrt	Názov vrtu	Metamorfity (g/cm ³)	Granity (g/cm ³)
DD-3	Dlhá dolina	2,73	2,64
DM-1	Delava-Peklisko	–	2,65
DD-1	Delava-Peklisko	–	2,65
HD-41	Hnilec	2,78	2,65
HG-1	Hnilec	–	2,63
MPV-8	Mníšek n/Hnilcom	2,77	2,65
PSS-1	Podsúľová	2,75	2,64
RS-1	Čučma	2,74	2,65
RVS-2	Rožňava	2,78	–
SG-2	Prakovce	2,77	–

Z uvedeného vychodí, že priemerná hustota gelnickej skupiny sa pohybuje od 2,73 do 2,78 g · cm⁻³. Rozdiely najpravdepodobnejšie súvisia s tektonickým členením gelnickej skupiny (Grecula, 1982) a s rozdielom v litologickej náplni jej jednotlivých segmentov, ale odchýlky od priemeru (2,77 g · cm⁻³) nie sú dramatické. V každom prípade je tu atribút, ktorý umožňuje dostatočne hodnoverne oprieť kvantitatívnu interpretáciu o hodnoty blízke reálnym.

Celkove možno vyjadriť, že geofyzikálne merania v oblasti poznačila typická črta geofyziky na Slovensku vôbec – málo prepracovaný vedomostný dosah v petrofyzikálnych vlastnostiach, ktoré sa nestanovovali v súčinnosti s petrografickým resp. petrologickým výstupom charakterizujúcim nielen spriemerované hodnoty, ktoré by boli podkladom pre fundovanú interpretáciu anomálnych úsekov (regionálna metamorfóza v rôznom štádiu, okolorudné hydrotermálne alterácie, dôsledky navetrania a pod.). Ale to už je problém, ktorý sa v priebehu rokov neriešil a možno stojí pred budúcimi generáciami. V každom prípade aj pri kritickom prístupe k využívaniu geofyzikálnych metód v regióne musíme konštatovať, že svojou hrivnou určite prispeli k riešeniu alebo aspoň k načrtnutiu niektorých nových a prehĺbeniu starších geologických problémov.



Obr. 34. Schéma geofyzikálnych profilov v SGR (Hojnoš a Kandrik in Kobluský et al., 2001).

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery územia determinuje hlavne jeho geologická stavba, geomorfologické pomery a klíma. Stupeň a priestorová variabilita priepustnosti horninového prostredia ovplyvňuje prúdenie a schopnosť akumulácie podzemnej vody, geomorfológia modifikuje charakter obehu podzemnej vody a charakter klímy podmieňuje potenciálne množstvo zdrojovej vody na infiltráciu. Litologicko-stratigrafický sled súvrství zastúpených v hodnotenom území možno z hľadiska regionálneho hydrogeologického hodnotenia rozdeliť do hydrogeologických komplexov reprezentujúcich súbory horninových telies s obdobným stupňom a s rovnakým typom priepustnosti, so zhodným charakterom obehu podzemných vôd a so zastúpením rovnakých hydrogeochemických typov vody. Sú to:

- granitické horniny (granitoidy veporika, gemerický granit)
- metamorfity paleozoika
- prevažne nekarbonátové horniny mezozoika
- karbonáty mezozoika a paleozoika
- sedimenty vnútrokarpatského paleogénu
- sedimenty neogénu
- sedimenty kvartéru

Podstatnú časť hodnoteného územia buduje na povrchu hydrogeologický masív paleozoických metamorfítov. Prevažne nekarbonátové mezozoické horniny tvoria početné menšie tektonicky obmedzené výskyty v nižnoslanskej depresii a do východnej časti územia pokračuje úzky pruh ich výskytu z Galmusa cez Krompachy po Košickú Belú. Telesá mezozoických karbonátov sú významným hydrogeologickým kolektorom a v hodnotenom území tvoria niekoľko menších hydrogeologických štruktúr. Do hodnoteného územia okrajovo zasahujú významné krasové štruktúry Slovenského raja, Slovenského krasu, Galmusa a karbonátov Čiernej hory. Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu tvoria iba niekoľko rozlohou nevýznamných výskytov na J od Spišskej Novej Vsi a bližšie sa nimi nezaobráame. Neogénne sedimenty zasahujú do hodnoteného územia periférnou časťou svojho rozšírenia v Moldavskej kotline, v severnej časti Rožňavskej kotliny a inde tvoria len sporadické maloplošné výskyty. Z kvartérnych sedimentov sú významným hydrogeologickým kolektorom aluviálne sedimenty hlavných tokov (Slaná, Hnilec, Bodva), fluviálne terasové sedimenty a významnejšie akumulácie prolúvií sa vyskytujú len lokálne v Rožňavskej kotline.

Hydrogeologická preskúmanosť

Prehľadné zhrnutie údajov o hydrogeológii v skúmanom území obsahujú vysvetlivky k hydrogeologickej mape v mierke 1 : 200 000 (Hanzel et al., 1996). Výskum hydrogeologických pomerov Volovských vrchov v povodí Hnilca (Malík et al., 1990) bol doplnený o hodnotenie oblasti Galmusa a urobila sa základná hydrogeologická mapa severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (SGR) v mierke 1 : 50 000 s vysvetlivkami (Scherer et al., 1999). Potom sa vytvorila hydrogeologická mapa južnej časti SGR tej istej mierky (Méryová et al., 2006). V rámci tvorby súboru máp geofaktorov životného prostredia povodia Slanej v okrese Rožňava vznikla účelová hydrogeologická mapa v mierke 1 : 50 000 (Bajtoš in Stupák et al., 2001). Vyhľadávacím hydrogeologickým prieskumom s výpočtom množstva podzemnej vody sa zhodnotili nasledujúce oblasti hodnoteného územia: povodie Dobšinského potoka a Holubnice v hydrogeologickom rajóne MG 116 (Šalagová et al., 1998), povodie Rudnianskeho a Poráčskeho potoka v hydrogeologickom rajóne MG 117 (Cangár a Szabová, 1990), oblasť Novoveská Huta – Rudňany v rajóne G 118, MG 116 a MG 117 (Bajtoš, 1993) a oblasť Medzev – Poproč – Nováčany v rajóne G 137 (Bačová et al., 1998). Výsledky početných lokálnych hydrogeologických prieskumov priniesli údaje o stupni priepustnosti horninového prostredia z hydrodynamických skúšok vrtov i hydrologickú a hydrochemickú dokumentáciu početných výverov podzemnej vody.

Prírodné pomery vo vzťahu k hydrogeológii

Z geomorfologického hľadiska v skúmanom území prevažujú nižšie hornatiny, zväčša silne členité, v rebeňových častiach pohorí veľmi silne členité. Oblasť výskytu veporického kryštalinika má charakter silne členitých vyšších hornatín. Nižnoslanská depresia a okrajové časti pohoria pozdĺž južného a východného okraja skúmaného územia predstavujú silne členité až veľmi silne členité vrchoviny, ktoré v Moldavskej

a Rožňavskej kotline prechádzajú do mierne až stredne členitých pahorkatín. Nivy Slanej, Hnilca a Bodvy sú nerozčlenenými rovinami (Tremboš a Minár in Atlas krajiny SR, 2002).

Potenciálne množstvo zdrojovej vody na infiltráciu závisí od klimatických pomerov a v skúmanom území ho významne modifikujú geomorfologické pomery. S rastom nadmorskej výšky totiž rastie zrážkový úhrn podľa lineárnej regresie 30 až 70 mm na 100 m nadmorskej výšky (Petrovič, 1966) a zároveň spočiatku mierne stúpa a potom klesá výpar (Tomlain, 1997). Preto s rastúcou nadmorskou výškou množstvo potenciálnej zdrojovej vody na infiltráciu stúpa. Pri dlhodobom priemernom ročnom úhrne zrážok v skúmanom území približne od 700 do 1 000 mm (Faško a Šťastný in Atlas krajiny SR, 2002) sa pohybujú priemerné ročné hodnoty klimatického ukazovateľa zavlaženia (rozdiel medzi úhrnom potenciálnej evapotranspirácie a zrážok, kladné hodnoty charakterizujú nedostatok a záporné nadbytok vlahy) od približne – 100 mm v kotlinách po približne – 800 mm vo vrcholových častiach (Tomlain in Atlas krajiny SR, 2002). Priemerný ročný špecifický odtok klesá z $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ v hornom povodí Slanej smerom k JV na $8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ v oblasti Rožňavy a Košíc. Minimálny 364-denný špecifický odtok podobne dosahuje regionálne rozdelené hodnoty $0,5 - 3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ a maximálny s pravdepodobnosťou opakovania raz za 100 rokov $0,4 - 1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Prevažuje snehovo-dažďový typ režimu odtoku povrchovej vody s akumuláciou v období december – január, vysokou vodnosťou v marci až v máji a s mierne výrazným podružným zvýšením vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy (Šimo a Zátka in Atlas krajiny SR, 2002).

Hydraulické parametre hornín

Pri hodnotení hydraulických parametrov hornín vystupujúcich v záujmovom území sa opierame najmä o interpretáciu údajov hydrodynamických skúšok vo vrtoch s použitím metodiky regionálneho hodnotenia hydraulických vlastností hornín (Jetel, 1985; Jetel, 1995). Vyčíslené charakteristiky rozdelenia aproximatívnych logaritmickej parametrov jednotlivých hydrogeologických celkov uvádza tab. 2 a 3 a zodpovedajúce charakteristiky koeficienta prietochnosti a koeficienta filtrácie sú v texte. Pri prepočte charakteristík rozdelenia logaritmickej aproximatívnych parametrov (indexu prietochnosti Y a indexu priepustnosti Z) odvodených z mernej výdatnosti dokumentovanej hydrodynamickými skúškami vo vrtoch na príslušné odhady koeficienta prietochnosti T a koeficienta filtrácie k sme použili prepočtové vzťahy, ktoré odvodil Jetel (1985, 1990).

Tab. 2
Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z (Bajtoš, orig.)

Horninové prostredie	n	$R(Z)$	$Md(Z)$	$M(Z)$	s_z	Trieda
Granitoidy – pripovrchová zóna	6	1,57 – 3,52	2,79	2,60	0,78	6d
Metamorfity paleozoika – pripovrchová zóna	38	1,16 – 4,94	3,26	3,12	0,98	5e
Prevažne nekarbonátové mezozoikum	4	2,81 – 3,90	3,29	3,32	0,48	5c
Karbonátové mezozoikum	9	3,15 – 5,17	3,60	3,90	0,68	5d
Neogénne sedimenty	15	1,85 – 4,11	3,48	3,19	0,79	5d
Kvartérne deluviálne sedimenty	7	2,47 – 5,11	3,23	3,63	1,04	5f
Kvartérne aluviálne sedimenty	88	2,86 – 6,74	5,08	5,00	0,81	3e

Vysvetlivky: n – počet údajov, $R(Z)$ – rozpätie zistených hodnôt indexu priepustnosti Z , $Md(Z)$ – medián, $M(Z)$ – aritmetický priemer, s_z – odhad smerodajnej odchýlky základného súboru. Zaradenie do tried podľa klasifikácie priepustnosti hornín (Jetel, 1982) a klasifikácie variability priepustnosti (Krásny, 1986).

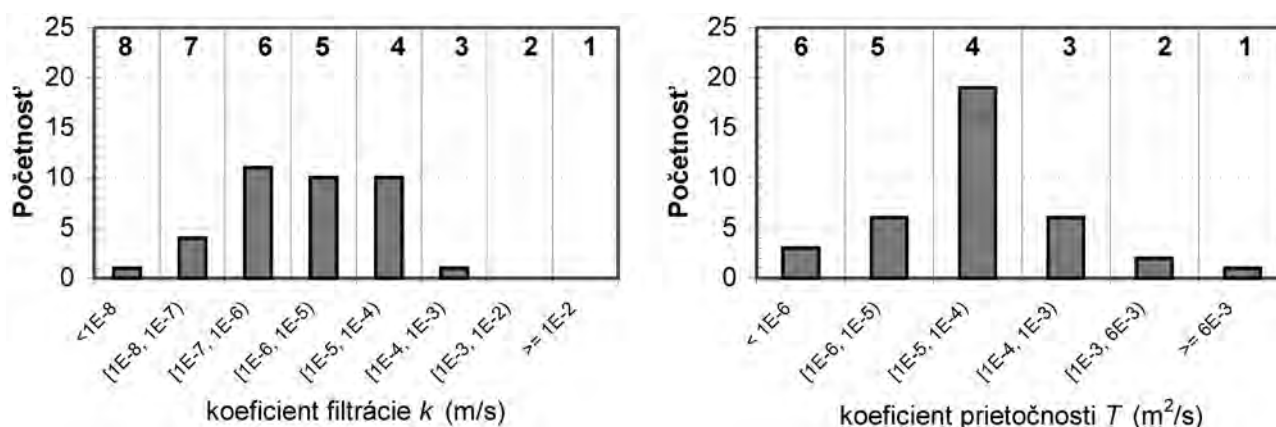
Tab. 3
Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu prietochnosti Y (Bajtoš, orig.)

Horninové prostredie	n	$R(Y)$	$Md(Y)$	$M(Y)$	s_y	Trieda
Granitoidy – pripovrchová zóna	6	3,71 – 4,92	4,44	4,33	0,48	4c
Metamorfity paleozoika – pripovrchová zóna	38	2,97 – 6,21	4,34	4,41	0,81	4e
Prevažne nekarbonátové mezozoikum	4	4,44 – 5,20	4,94	4,88	0,33	4b
Karbonátové mezozoikum	9	4,23 – 6,23	5,30	5,33	0,64	3d
Neogénne sedimenty	15	3,37 – 5,31	4,64	4,38	0,69	4d
Kvartérne deluviálne sedimenty	7	3,26 – 5,58	4,10	4,31	0,82	4e
Kvartérne aluviálne sedimenty	88	3,82 – 6,96	5,45	5,39	0,72	3d

Vysvetlivky: n – počet údajov, $R(Y)$ – rozpätie zistených hodnôt indexu prietochnosti Y , $Md(Y)$ – medián, $M(Y)$ – aritmetický priemer, s_y – odhad smerodajnej odchýlky základného súboru. Zaradenie do tried podľa klasifikácie prietochnosti horninových telies a jej variability (Krásny, 1986).

Hydraulické parametre paleozoických metamorfítov a granitoidných hornín

Metamorfity paleozoika aj granitoidné horniny sú skalným masívom, ktorý predstavuje typ hydrogeologickej štruktúrnej jednotky budovanej komplexmi spevnených hornín bez významnejších súvislých hydrogeologických kolektorov vrstvomého typu. Označuje sa ako *hydrogeologický masív*. Jeho charakteristickou črtou je dominantný význam puklinovej priepustnosti pri veľmi obmedzenom a prevažne celkom zanedbateľnom význame medzizrnovej priepustnosti. Preto priepustnosť hydrogeologického masívu nezávisí od zastúpenia hornín (Malík et al., 1990), ale od mechanických diskontinuit a ich charakteru (frekvencia, otvorenosť, výplň). V hydrogeologickom masíve je zónou zvýšenej priepustnosti tzv. pripovrchová zóna a niektoré tektonické zóny. Pripovrchová zóna sa definuje (Jetel in Hanzel et al., 1998) ako zóna zasahujúca od povrchu terénu do hĺbky niekoľko metrov až niekoľko málo desiatok metrov a je charakteristická podstatným zvýšením priepustnosti horninového masívu následkom jeho rozvolnenia účinkom povrchových faktorov (zvetrávanie, gravitačné pohyby). Zahŕňa aj zvetraninový pokryv (elúvium) s medzizrnovo-puklinovou priepustnosťou. Prebieha viac-menej konformne s povrchom terénu, ale so značnými lokálnymi odchýlkami. Jej charakteristickým znakom je zákonitý pokles priemernej priepustnosti s hĺbkou, ktorý je aproximovateľný exponenciálnou funkciou hĺbky. Tektonické zóny sú strmo až zvisle prebiehajúce pásma intenzívneho tektonického porušenia hornín prejavujúceho sa zónami intenzívneho rozpukania masívu až vznikom tektonickej brekcie. Môžu zasahovať hlboko pod pripovrchovú zónu a často predisponujú priebeh terénnych depresíí. Podľa konceptu priestorovej neuniformity prietochnosti pripovrchovej zóny hydrogeologického masívu (Jetel, 1990) sa jej úroveň diferencuje v závislosti od pozície v reliéfe terénu, v dôsledku superpozície exponenciálneho poklesu priemernej priepustnosti pripovrchovej zóny a závislosti hĺbky prvej zvodne od morfolologickej pozície. Preto je v hornine s rovnakým rozdelením priepustnosti priemerná prietochnosť v dolinách zákonite výrazne vyššia ako na svahoch a eleváciách. Pri charakteristike prietochnosti hydrogeologického masívu preto treba rozlišovať štyri kategórie prietochnosti (Jetel, 1990): 1. dolinovú (dnovú) prietochnosť T_v pripovrchovej zóny v dnách dolín a na úpätiach svahov, 2. svahovú prietochnosť T_s pripovrchovej zóny v svahoch a eleváciách terénu, 3. prietochnosť T_f puklinových zón, 4. prietochnosť T_d hlbších častí horninového masívu mimo puklinových zón. Platí vzťah $T_f > T_v > T_s > T_d$, pričom rozdiely medzi kategóriami dosahujú v tej istej hornine veľkosť 1 – 2 rádoov aj viac.



Obr. 35. Histogramy početnosti odhadov hodnôt koeficienta filtrácie k a koeficienta prietochnosti T odvodených z hydrodynamických skúšok vrtov v pripovrchovej zóne hydrogeologického masívu paleozoických metamorfítov (Bajtoš, orig.). Hranice intervalov zodpovedajú triedam klasifikácie priepustnosti hornín (Jetel, 1982) a triedam klasifikácie prietochnosti horninových telies (Krásný, 1986); v hornej časti grafu sú čísla príslušných tried.

Tab. 4

Závislosť indexu priepustnosti Z v metamorfítach paleozoika a granitoidných horninách od hĺbky H stredu skúšaného úseku vo vrte (Bajtoš, orig.)

	n	r	P (%)	$M(H)$	a	b
Metamorfity paleozoika	37	-0,707	100,0	26,34	3,91	-0,0389
Granitoidné horniny	6	-0,945	99,5	45,56	3,79	-0,0262

Vysvetlivky: H – hĺbka stredu skúšaného úseku vo vrte (m), r – výberový koeficient lineárnej korelácie, P (%) – štatistická istota existencie korelačného vzťahu vyjadrená ako $P = 100(1-\alpha)$, kde α = hladina významnosti (pravdepodobnosť omylu), $M(H)$ – aritmetický priemer hodnôt H , a , b – regresná konštanta a regresný koeficient v rovnici $Z = a + bH$.

Pripovrchová zóna hydrogeologického masívu granitoidov veporika a gemerického granitu sa testovala hydrodynamickými skúškami v šiestich vrtoch. Zistené hodnoty koeficienta filtrácie sa pohybujú v intervale $R(k) = 2,06 \cdot 10^{-8} - 3,16 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ okolo strednej hodnoty reprezentovanej geometrickým priemerom $G(k) = 5,96 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Ide teda o slabo priepustné a značne nehomogénne horninové prostredie (trieda 6d). Koeficient prietochnosti T kolíše v rozmedzí $R(T) = 2,55 \cdot 10^{-6} - 7,89 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ okolo geometrického priemeru $G(T) = 3,22 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo tento typ prostredia zaraďuje medzi nízko prietochné dosť nehomogénne horninové telesá (trieda 4c).

Pripovrchová zóna hydrogeologického masívu metamorfitov paleozoika sa testovala hydrodynamickými skúškami v 37 vrtoch. Rozdelenie početnosti hodnôt koeficienta filtrácie k a koeficienta prietochnosti T je graficky znázornené na obr. 35. Dokumentované hodnoty koeficienta filtrácie k sú z intervalu $R(k) = 5,30 \cdot 10^{-9}$ až $8,99 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s geometrickým priemerom $G(k) = 1,65 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. V prevahe prípadov ide o slabo až mierne priepustné prostredie (triedy 6 – 4) a na základe strednej hodnoty súboru ho charakterizujeme ako dosť slabo priepustné a veľmi značne nehomogénne (trieda 5e). Zistený koeficient prietochnosti v rozsahu $R(T) = 2,80 \cdot 10^{-7} - 1,65 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s priemerom $G(T) = 3,13 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ charakterizuje dnovú prietochnosť pripovrchovej zóny hydrogeologického masívu paleozoických metamorfitov ako nízku (trieda 4e) a veľmi značne nehomogénnu.

Avizovaný zákonitý pokles priemernej priepustnosti pripovrchovej zóny hydrogeologického masívu s hĺbkou sme v skúmanom území testovali regresnokorelačnou analýzou vzťahu hodnôt indexu priepustnosti Z a hĺbky H stredov skúšaných úsekov vo vrtoch (tab. 4). Zistili sme, že v prípade metamorfitov paleozoika je štatisticky istá záporná korelácia, ktorú možno opísať regresnou lineárnou rovnicou $Z = 3,91 - 0,0389 H$ s koeficientom lineárnej korelácie $r = -0,648$. Pre prostredie granitických hornín má zistená regresná lineárna rovnica takmer totožný tvar $Z = 3,79 - 0,0262 H$.

Exaktné údaje o priepustnosti hlbších častí hydrogeologického masívu pod pripovrchovou zónou sú sporadické (tab. 5). Výsledky hydrodynamického testovania tohto prostredia naznačujú, že prietochnosť T_d hlbších častí horninového masívu mimo puklinových zón je nepatrná a masív je nepatrne priepustný (trieda 8). Regionálne významné tektonické zóny však môžu dosiahnuť až strednú prietochnosť (trieda 3; prietochnosť T_f puklinových zón v zmysle Jetela, 1990) a dosť slabú priepustnosť (trieda 5).

Tab. 5
Hydraulické parametre hornín odvodené z hydrodynamických skúšok úsekov vrto v hlbších častiach hydrogeologického masívu (Bajtoš, orig.)

Vrt	Skúšaný úsek	k	Trieda k	T	Trieda T	Citácia
RS-1 Čučma	540 – 800	$1,08 \cdot 10^{-6}$	5	$3,23 \cdot 10^{-5}$	4	Snopko et al., 1977
KV-3 Rochovce	782 – 1 600	$2,21 \cdot 10^{-7}$	6	$2,35 \cdot 10^{-4}$	3	Klinec et al., 1979
V-Rr-1H Rožňava	320 – 420	$9,64 \cdot 10^{-9}$	8	$9,64 \cdot 10^{-7}$	6	Bachňák, 1993a

Hydraulické parametre mezozoických, prevažne nekarbonátových hornín

Polohy bridlice, pieskovca, zlepenca a kremenca najvrchnejšej časti mladšieho paleozoika (bielovodské vrstvy) a mezozoika sa vyznačujú puklinovou priepustnosťou a charakterom hydrogeologického masívu, ale lokálny výskyt polôh karbonátových hornín a evaporitov podmieňuje aj obmedzený rozvoj krasovatenia a vznik puklinovokrasovej priepustnosti vo vrstvových kolektoroch. Z výsledkov testovania tohto typu hornín zachytených v štyroch hydrogeologických vrtoch vyplýva dosť slabá priepustnosť (trieda 5c) a nízka prietochnosť (trieda 4b) tohto dosť nehomogénneho prostredia. Koeficient filtrácie je charakteristický rozsahom hodnôt $R(k) = 2,93 \cdot 10^{-7} - 3,97 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s $G(k) = 2,70 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Koeficient prietochnosti sa pohybuje v rozsahu $R(T) = 1,26 \cdot 10^{-5} - 3,28 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s $G(T) = 9,72 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydraulické parametre mezozoických karbonátových hornín

Stupeň a variabilita priepustnosti karbonátových hornín s krasovopuklinovou priepustnosťou je odrazom ich tektonického porušenia a intenzity rozvoja krasovatenia. Telesá karbonátových hornín vystupujúce vo vnútri hodnoteného územia sú síce intenzívne tektonicky porušené, no nevyvinuli sa významné krasové fenomény v takej miere ako v prípade regionálne významných krasových terénov, ktoré sem zasahujú okrajovo (Slovenský raj, Slovenský kras).

Z výsledkov testovania karbonátových hornín zachytených v deviatich hydrogeologických vrtoch vyplýva dosť slabá priepustnosť (trieda 5d) a stredná prietočnosť (trieda 3d) tohto značne nehomogénneho prostredia. Koeficient filtrácie je charakteristický rozsahom hodnôt $R(k) = 4,44 \cdot 10^{-6} - 3,65 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s $G(k) = 2,66 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Koeficient prietočnosti sa pohybuje v rozsahu $R(T) = 9,83 \cdot 10^{-5} - 5,48 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s $G(T) = 7,46 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydraulické parametre neogénnych sedimentov

Neogénne sedimenty predstavujú prostredie s vysokou vertikálnou filtračnou anizotropiou danou vrstvomými sledmi sedimentov so značne variabilným zrnitostným zložením a tým aj s vysokou vertikálnou variabilitou priepustnosti. Pre priepustnosť tohto prostredia je charakteristický rozsah $R(k) = 3,86 \cdot 10^{-8} - 5,35 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a $G(k) = 2,41 \cdot 10^{-6}$ a prietočnosť rozsahu $R(T) = 1,70 \cdot 10^{-6} - 8,67 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s $G(T) = 3,77 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Ide teda o značne nehomogénne prostredie s dosť slabou priepustnosťou (trieda 5d) a s nízkou prietočnosťou (trieda 4d).

Hydraulické parametre kvartérnych sedimentov

Medzizrnová priepustnosť piesčitého a hlinitého štrku kvartérnych fluviálnych akumulácií je priestorovo značne variabilná a závisí od zrnitostného zloženia kolektora, hlavne od podielu ílovitej frakcie. Zistený koeficient filtrácie kolíše v intervale $R(k) = 2,28 \cdot 10^{-7} - 3,16 \cdot 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s geometrickým priemerom $G(k) = 1,18 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Hydrogeologickými vrtmi sa overila hrúbka fluviálnych nivných sedimentov od 1 do 20 m s priemerom 5,03 m. Ich prietočnosť sa mení v rozpätí hodnôt koeficienta prietočnosti $R(T) = 2,49 \cdot 10^{-6} - 1,43 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s geometrickým priemerom $G(T) = 2,89 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Najvyššiu priepustnosť aj prietočnosť dosahujú aluviálne náplavy Slanej v úseku od Rejdovej po Nižnú Slanú s hodnotami $G(k) = 5,37 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a $G(T) = 9,85 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na dolnom úseku Slanej a v ostatných tokoch hodnoteného územia priemerný koeficient filtrácie kolíše v rozmedzí $R(k) = 2,80 \cdot 10^{-5} - 1,64 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a jeho priemerná hodnota prietočnosti kolíše $G(T) = 7,03 \cdot 10^{-5} - 6,54 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V zmysle klasifikácie prietočnosti horninových telies (Krásny, 1986) aluviálne náplavy významnejších tokov v hodnotenom území prevažne predstavujú veľmi značne nehomogénny zvodnenec so strednou prietočnosťou (trieda 3d). Vysokou priemernou prietočnosťou sa vyznačujú aluviálne náplavy Slanej v úseku od Rejdovej po Nižnú Slanú a nízkou prietočnosťou náplavy ldy (tab. 6). Podľa klasifikácie priepustnosti hornín (Jetel, 1982) sú uvedené zvodnenec zväčša dosť silne priepustné a veľmi značne nehomogénne (trieda 3e), pričom na spodnom úseku Hnilca i Slanej a v hodnotenom úseku ldy je ich priemerná priepustnosť mierna (trieda 4).

Deluviálne sedimenty sa vyznačujú pomerne vysokým stupňom zahlinenia. Rozsah dokumentovaných hodnôt koeficienta priepustnosti k zahŕňa interval $R(k) = 1,42 \cdot 10^{-7} - 1,38 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ s $G(k) = 6,18 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Ide o veľmi značne nehomogénne prostredie s miernou priepustnosťou (trieda 4e). Prietočnosť týchto horninových telies kolíše v rozmedzí $R(T) = 6,49 \cdot 10^{-7} - 5,90 \cdot 10^{-4}$ so strednou hodnotou $G(T) = 2,98 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo ich zaraďuje medzi veľmi značne nehomogénne zvodnenec s nízkou prietočnosťou (trieda 4e).

Hydraulické parametre prítomných výskytov fluviálnych terasových sedimentov sa hydrodynamickými skúškami vo vrtoch neodskúšali.

Tab. 6
Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu prietočnosti Y v kvartérnych aluviálnych sedimentoch (Bajtoš, orig.)

Tok	n	$R(H)$	$M(H)$	$R(Y)$	$Md(Y)$	$M(Y)$	s_Y	$G(T)$	Trieda
Slaná po Nižnú Slanú	10	2,7 – 5,0	3,98	5,29 – 6,40	5,92	5,93	0,35	$1,04 \cdot 10^{-3}$	2b
Slaná od Nižnej Slanej	20	1,0 – 13,0	5,10	3,82 – 6,55	5,29	5,26	0,82	$1,90 \cdot 10^{-4}$	3e
Hnilec po Mníšek n. Hnilcom	9	2,2 – 20,0	4,92	4,73 – 5,85	5,27	5,36	0,41	$2,28 \cdot 10^{-4}$	3c
Hnilec od Mníška n. Hnilcom	9	2,5 – 5,3	3,96	4,05 – 6,96	5,20	5,25	0,93	$1,78 \cdot 10^{-4}$	3e
Bodva	13	3,2 – 9,0	5,66	4,23 – 6,72	5,58	5,63	0,79	$6,54 \cdot 10^{-4}$	3d
Ida	5	2,7 – 6,0	4,00	4,69 – 5,36	4,86	4,94	0,26	$7,03 \cdot 10^{-5}$	4b
ostatné toky	22	2,0 – 20,0	5,96	3,90 – 6,39	5,37	5,32	0,70	$2,71 \cdot 10^{-4}$	3d

Vysvetlivky: n – počet údajov, $R(H)$ – rozpätie overenej hrúbky aluviálnych sedimentov, $M(H)$ – aritmetický priemer, $R(Y)$ – rozpätie zistených hodnôt indexu prietočnosti Y , $Md(Y)$ – medián, $M(Y)$ – aritmetický priemer, s_Y – odhad smerodajnej odchýlky základného súboru, $G(T)$ – geometrický priemer odhadov koeficienta prietočnosti T . Zaradenie do tried podľa klasifikácie prietočnosti horninových telies a jej variability (Krásny, 1986).

Tab. 7

Charakteristiky rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti Z v kvartérnych aluviálnych sedimentoch (Bajtoš, orig.)

Tok	<i>n</i>	R(Z)	Md(Z)	M(Z)	<i>s_Z</i>	G(<i>k</i>)	Trieda
Slaná po Nižnú Slanú	10	5,04 – 6,74	5,48	5,64	0,50	$5,37 \cdot 10^{-4}$	3c
Slaná od Nižnej Slanej	20	3,14 – 6,31	4,96	4,86	0,91	$7,56 \cdot 10^{-5}$	4e
Hnilec po Mníšek n. Hnilcom	9	4,64 – 5,87	5,19	5,21	0,47	$1,64 \cdot 10^{-4}$	3c
Hnilec od Mníška n. Hnilcom	9	3,88 – 6,47	4,79	4,96	0,88	$9,21 \cdot 10^{-5}$	4e
Bodva	13	3,47 – 6,05	5,17	4,91	0,85	$1,24 \cdot 10^{-4}$	3e
Ida	5	3,98 – 5,20	4,68	4,54	0,49	$2,80 \cdot 10^{-5}$	4c
ostatné toky	22	2,86 – 6,15	5,11	4,95	0,87	$1,15 \cdot 10^{-4}$	3e

Vysvetlivky: *n* – počet údajov, R(Z) – rozpätie zistených hodnôt indexu priepustnosti Z, Md(Z) – medián, M(Z) – aritmetický priemer, *s_Z* – odhad smerodajnej odchýlky základného súboru G(*k*) – geometrický priemer odhadov koeficienta filtrácie *k*. Zaradenie do tried podľa klasifikácie priepustnosti hornín (Jetel, 1982) a klasifikácie variability priepustnosti (Krásny, 1986).

Obeh a režim podzemnej vody

Hydrogeologický masív paleozoických metamorfítov

Obeh podzemnej vody hydrogeologického masívu paleozoických metamorfítov sa sústreďuje v pripovrchovej zóne a vzhľadom na značne členitý reliéf prevláda jeho lokálny charakter. Pripovrchová zóna hydrogeologického masívu je v tomto prostredí regionálnym kolektorom napájaným miestnymi zrážkami, ktorého odvodňovanie prebieha prostredníctvom veľkého počtu prameňov malej výdatnosti aj skrytými prestupmi do povrchových tokov. Pri hydrogeologickom mapovaní v povodí Hnilca (Malík et al., 1990) sa na ploche 420 km² zdokumentovalo 1 467 prameňov s priemernou výdatnosťou $Q_{AP} = 0,484 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V severnejšej časti SGR (Scherer et al., 1999) bolo na ploche 110 km² zdokumentovaných 960 prameňov s $Q_{AP} = 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a mediánom $Q_M = 0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V povodí Slanej (Bajtoš in Stupák et al., 2001) sa Q_{AP} prameňov vyčlenených horninových komplexov metamorfítov gemerika pohybovala od 0,277 do 0,521 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ ($Q_M = 0,1 - 0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Stupeň spoľahlivosti výdatnosti je pri jednotlivých výveroch značne variabilný (tab. 8). Pri puklinových príp. zlomových prameňoch môže byť aj výborný (prm. Pstrúžik 1 v Kavečanoch, prm. Nad záhradami v Hankovej, tab. 8), pričom pri sutinových prameňoch s malou infiltračnou oblasťou prevláda veľmi zlá spoľahlivosť (najhorší stupeň v 6-triednej klasifikácii Duba, tab. 8). Malá časť vody pripovrchovej zóny infiltruje priepustnými úsekmi významnejších zlomov do väčšej hĺbky a vytvára relatívne samostatné izolovaný obeh, ktorého charakter nie je v súčasnosti dostatočne objasnený. Faktom je, že nie sú známe povrchové vývery (sú identifikovateľné na základe rozdielneho typu chemického zloženia – Na-HCO₃ až Na-Cl typy), a preto možno len všeobecne predpokladať ich skryté odvodňovanie do pripovrchovej zóny alebo do kvartérnych sedimentov. Voda hlbokého obehu viažuca sa na zlom Rožňavského potoka v mieste vstupu do Rožňavskej kotliny sa zistila v banských dielach bane Mária v Rožňave (Cicmanová a Bajtoš, 2000; Bachňák, 1993) v mieste počiatku predpokladanej hlbinej cirkulačnej dráhy vrtom RS-1 Čučma v rekreačnom stredisku Guľapalag v záverovej časti Rožňavskej doliny.

Hydrogeologický masív granitoidov

Obdobný charakter obehu podzemnej vody je v prostredí hydrogeologického masívu granitoidov kohútskej zóny veporského pásma v pramenných oblastiach Slanej a Dobšinského potoka. Členitý horský terén spôsobuje, že sú prúdnice krátke a strmé, obeh veľmi rýchly, a preto je mnoho výverov len občasných. Režim týchto výverov sa dosiaľ nesledoval, ale predpokladáme jeho tesnú závislosť od chodu zrážok. V povodí Slanej zdokumentoval Bajtoš (in Stupák et al., 2001) v tomto prostredí priemernú výdatnosť 83 prameňov $Q_{AP} = 0,982 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a $Q_M = 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Telesá mezozoických karbonátov tektonicky vklinené do hydrogeologického masívu

Súčasťou veporika a gemerika sú aj telesá mezozoických karbonátov tektonicky vklinené do hydrogeologického masívu, a tak vytvárajú hydrogeologické štruktúry.

Hydrogeologická štruktúra föderatskej skupiny Dobšinského potoka (Scherer in Mello et al., 2000) vystupuje v hornej časti povodia Dobšinského potoka blízko južnej hranice Slovenského raja. Karbonáty vystupujú na povrch na ploche 4,9 km² a sú spolu s podložným izolátorom – súvrstvím spodnotriasových sedimentov –

tektonicky včlenené medzi kryštalinikom veporika a mladšie paleozoikum gemerika. Tieto metamorfity vystupujú voči kolektorským telesám karbonátových hornín aj vo funkcii izolátora a ich puklinovú podzemnú vodu drénuje kolektor. Štruktúru odvodňuje prameň Sontagspring (vodárensky využívaný pre skupinový vodovod), Zimná voda a Föderata (pozorované SHMÚ, tab. 8) i skryto prestupmi do Dobšinského potoka (Bajtoš in Stupák et al., 2001). Menšie teleso karbonátov tektonicky zaklínené do hydrogeologického masívu granitoidov na lokalite Faffová na SZ od Rejdovej odvodňuje prameň Pod Klimentov (pozorovaný SHMÚ, tab. 8). Miera variability výdatnosti prameňa Zimná voda, Föderata a Pred Klimentov (tab. 8) poukazuje na vyrovnanú dotáciu kolektorov drénovanou podzemnou vodou príslušného hydrogeologického masívu, prípadne aj vodou povrchových tokov.

Charakteristickou črtou územia nižnoslanskej depresie je výskyt viacerých telies kolektorských karbonátových hornín obmedzených v prostredí izolátorov a vytvárajúcich malé hydrogeologické štruktúry.

Hydrogeologickú štruktúru Radzima tvoria vápencové vrstvy silicika v tektonickej pozícii na telese spodnotriasových až stredotriasových rauvakov a brekciovitých vápencov v podloží s metamorfovanými horninami meliatika. Kolektor má rozlohu 3,5 km² a odvodňujú ho dva vodárensky využívané pramene lokalizované na jeho severnom okraji. 5. 9. 1996 dosahovala ich spoločná výdatnosť 8 l · s⁻¹ (Bajtoš in Stupák et al., 2001).

Hydrogeologickú štruktúru Ždiaru tvorí teleso mezozoického vápenca vystupujúce na JV od Kobeliarova a bezprostredne s nim susediace teleso rekrystalizovaného doskovitého a lavicovitého vápenca, ktoré vystupuje na SV od Slavošky ako súčasť dúbavsko-ždiarskeho vývoja gočaltovskej skupiny v prostredí pieskovcových telies. Vápencové teleso má na povrchu rozlohu asi 2 km², jeho podložie tvoria skýtske bridlice a tento blok mezozoických hornín je na V tektonicky oddelený zlomom Kobeliarovského potoka od hydrogeologického masívu kobeliarovských zlepcov. Opisované telesá karbonátov sa na povrchu priamo nestýkajú a hydraulicky komunikujú prostredníctvom zlomov smeru SV – JZ prípadne hypotetickým priamym kontaktom v podzemí. Štruktúru odvodňujú hlavne krasovopuklinové pramene v doline Kobeliarovského potoka (hlavná drenážna báza štruktúry), lokalizované pri lome v Kobeliarove. Podľa údajov Hydrofondu dosahovali výdatnosť 5,26 – 9,0 l · s⁻¹ a v súčasnosti ich režim ovplyvňuje vodárenský odber miestnym vrtom KO-33 s odberom 4,4 – 10,2 l · s⁻¹ (Jeleň, 1993). Štruktúru nafáral kobeliarovský dopravný prekop v úrovni 406 m n. m. a v prostredí kryštalických vápencov a rauvakov sa v ňom zachytil sústredený výver s trvalou výdatnosťou 3,5 l · s⁻¹. Prejavy potenciálneho drenážneho účinku prekopu na režim podzemných vôd štruktúry sa neidentifikovali. Ďalším významným výverom štruktúry, ktorý sa vodárensky využíva, je prameň na Z od Kobeliarova (12. 8. 1997 Q = 1,84 l · s⁻¹) a prameň na SV od Koceloviec (21. 8. 1997 Q = 8 l · s⁻¹; údaje podľa Bajtoša in Stupák et al., 2001).

V oblasti Dúbravy medzi Markuškou a Ochtinou vystupuje súvrstvie rekrystalizovaného doskovitého a lavicovitého vápenca v prostredí polôh pieskovca a bridlíc dúbavsko-ždiarskeho vývoja gočaltovskej skupiny a ako výsledok tektonickej segmentácie tvorí na povrchu tri veľké a viac menších telies na celkovej ploche asi 5,5 km². Zvodnenec odvodňuje len niekoľko zjavných výverov a z nich má najvyššiu výdatnosť prameň na južnom okraji oblasti na ľavom brehu rieky Štítiník (27. 8. 1997 Q = 0,9 l · s⁻¹; Bajtoš in Stupák et al., 2001). Preto možno predpokladať, že relatívne významné množstvo podzemnej vody skryte prestupuje do alúvia Štítiníka a Hankovského potoka.

Početné synsedimentárne šošovky paleozoických karbonátov betliarskeho súvrstvia nepravidelne vystupujúce v pruhu od Kobeliarova smerom na V po kótu Kupková a sporadicky ďalej na V až po kótu Holec pre malé rozmery nie sú významnými hydrogeologickými štruktúrami.

Hydrogeologickú štruktúru Murovanej skaly tvoria telesá triasového vápenca a dolomitu ležiace na hydrogeologickom masíve metamorfítov staršieho paleozoika v oblasti medzi Kojšovom, Opátkou a Košickou Belou. Infiltrácia prebieha na celej ploche štruktúry (cca 13,5 km²) a jej hlavnou drenážnou bázou je dolina riečky Opátka, ktorá ju erózne narezáva na úseku asi 1 km v úrovni 350 – 380 m n. m., ale nevystupujú tam významné zjavné krasovopuklinové vývery, a tak skryté prestupy krasovopuklinovej vody do toku možno len predpokladať. Západnú časť štruktúry odvodňuje potok Zlatník v nadmorskej výške 370 – 460 m n. m. a je tam prameň v Ortášskom potoku, ktorý sleduje SHMÚ (tab. 8). Pozdĺž južného okraja štruktúru odvodňujú skryté aj zjavné vývery v doline Viničkového potoka (prameň 2 229 a 2 230, tiež pozorované SHMÚ, tab. 8) a viac menších bariérových prameňov na SV od Opátky.

Skúmané územie v oblasti medzi Jasovom a Hačavou hraničí so severným okrajom Slovenského krasu. Nachádzajú sa tu viaceré bariérové pramene, v ktorých vyvierajú krasovopuklinová voda infiltrovaná južnejšie na krasových planinách. Príkladom sú pramene Teplica pri Jasove a Šugov v doline Šugovského potoka na V od Hačavy (pozorované SHMÚ, tab. 8).

Hydrogeologická štruktúra Poráčskej doliny. Pozdĺž svojho severného okraja sa SGR stýka s krasovým pohorím Galmus. Medzi Poráčom a Slovinkami do skúmaného územia zasahuje hydrogeologická štruktúra Poráčskej doliny (Scherer in Mello et al., 2000), ktorú odvodňujú najmä pramene pozdĺž Poráčskeho potoka. Najvýznamnejším z nich je Poráč 1 s výdatnosťou 0,99 – 42,0 l · s⁻¹ a Poráč 2 s výdatnosťou 1,82 – 42,9 l · s⁻¹ (Cangár a Szabová, 1990). Tento prameň pri rovnomennej obci tiež pozoruje SHMÚ (tab. 8).

Hydrogeologická štruktúra trosiek karbonátov v doline Teplického Brusníka je medzi Novoveskou Hutou a Tepličkou nad Hornádom (Scherer in Mello et al., 2000) a budujú ju mezozoické súvrstvia stratenského príkrovu (v zmysle Mella et al., 2000) ležiace na severogemerickom perme. Erózne malé trosky stredotriasových kolektorských dolomitov a vápencov (celková plocha 3,86 km²) ležia na izolátorských spodotriasových sekvenciách. Tamojšie bariérové pramene (ozn. Gyula, Staré pramene) sú zachytené a vodárensky sa využívajú. V rokoch 1991 – 1992 ich celková priemerná výdatnosť dosiahla 6,7 l · s⁻¹ (Bajtoš, 1993). Obeh podzemnej vody v hornej časti povodia Tepličského Brusníka je dlhodobovo ovplyvnený drenážnym účinkom hlbinej sadrovcovej bane v Novoveskej Hute, ktorý v minulosti spôsobil zánik vodárensky využívaného prameňa Markus (Halečka, 1984).

Hydrogeologická štruktúra Geráv. V závere doliny Dobšinského potoka do skúmaného územia okrajovo zasahuje hydrogeologická štruktúra Geráv (Slovenský raj). Odvodňuje ju regionálne významné pramenisko Danková, kde vodárensky využívané pramene Danková 1 a 3 v rokoch 1991 – 1997 dosiahli priemernú výdatnosť 35,5 l · s⁻¹ (Šalagová et al., 1998).

Neogénne sedimenty

Neogénne sedimenty tvoria významnejšie akumulácie v Moldavskej kotline a izolované výskyty menšieho rozsahu sú aj inde. Keďže vystupujú nad úroveň miestnych erózných báz a sú na masíve paleozoických

Tab. 8
Výsledky pozorovania výdatnosti prameňov v základnej sieti SHMÚ (Bajtoš, orig.)

Lokalita	Názov objektu	Číslo SHMÚ	Prostredie	Typ prameňa	Q _{min}	Q _{max}	Q _{ap}	Stupeň spoľahlivosti	Pozorované obdobie
Rudník	Dolný	2 015	HM_K	puklinový	0,50	8,34	2,04	skromný	1990 – 2002
Nálepkovo	Hajzerka	2 162	HM_P	sutinovo-puklinový	0,04	24,00	1,55	veľmi zlý	1974 – 2002
Kavečany	Pstrúžik 1	2 223	HM_P	puklinový	2,78	7,50	3,91	výborný	1990 – 2002
Úhorná	Pod Javorcom	2 163	HM_P	puklinový	0,19	22,80	2,13	veľmi zlý	1956 – 2002
Novoveská Huta	Kráľov prameň	2 102	HM_P	sutinovo-puklinový	0,13	24,00	1,29	veľmi zlý	1971 – 1987
Závadka	prameň v Markušov. doline	2 132	HM_P	sutinovo-puklinový	1,04	10,70	2,31	skromný	1987 – 1989
Hanková	Nad záhradami	1 879	HM_P	puklinový	0,12	0,31	0,18	výborný	1987 – 1988
Hnilec	Studienka	2 161	HM_P	sutinovo-puklinový	0,01	2,13	0,22	veľmi zlý	1971 – 1976
Smolník	Vo Veľkej kotline	2 165	HM_P	puklinový	0,62	8,00	1,63	skromný	1973 – 1987
Helcmanovce	Za Krížom	2 166	HM_P	sutinovo-puklinový	0,05	2,33	0,15	zlý	1973 – 1987
Gelnica	Trenk	2168	HM_P	puklinový	0,28	1,41	0,56	dobry	1974 – 1992
Mlynky-Rakovec	Stupy	2 159	HM_P	sutinový	0,00	5,34	5,34	veľmi zlý	1971 – 1976
Mlynky-Sykavka	Demjanka	2 160	HM_P	puklinový	0,12	8,43	1,14	zlý	1971 – 1985
Prakovce	Barbora	2 180	B	výtok zo štôlne	0,94	20,00	3,10	zlý	1989 – 2002
Mlynky-Havrania d.	Na Bielovod. pas.	2 158	HM_M	puklinový	2,04	3,04	2,52	výborný	1974 – 2002
Dobšiná	Föderata	1 856	K	bariérový	1,98	20,70	9,46	skromný	1969 – 1970
Dobšiná	Zimná voda	1 855	K	bariérový	3,85	13,90	6,41	veľmi dobrý	1969 – 1970
Rejdová	Pod Klimentov	1 851	K	bariérový	4,56	42,90	8,21	dobry	1977 – 2002
Poráč	Pod obcou	2 135	K	vrstvový	0,44	3,96	2,03	dobry	1988 – 2002
Jasov	Teplica	2 008	K	bariérový	0,01	665,00	44,10	veľmi zlý	1964 – 2002
Hačava	Šugov 2	2 004	K	bariérový	2,64	39,10	8,28	skromný	1990 – 2002
Veľký Folkmar	V Orláš. potoku	2 207	K	bariérový	0,50	12,60	1,57	zlý	1975 – 2002
Opátka	Vo Vinič. pot. – horný	2 229	K	bariérový	1,06	8,25	2,15	dobry	1975 – 2002
Opátka	Vo Vinič. pot. – dolný	2 230	K	bariérový	0,29	2,89	0,67	dobry	1975 – 2002
Slavošovce	Kadluba	1 878	N	vrstvový	0,13	0,27	0,20	výborný	1987 – 1988
Gemerská Poloma	Hámor	1 857	N	vrstvový	0,44	5,05	1,75	skromný	1977 – 2002

Vysvetlivky: HM_K – hydrogeologický masív kryštalinika, HM_P – hydrogeologický masív paleozoika, K – triasové karbonáty, N – neogénne sedimenty.

Poznámka: Stupeň spoľahlivosti prameňa určený na základe hodnoty podielu Q_{max}/Q_{min} , v zmysle klasifikácie Duba a Némca (1969).

metamorfítov, odvodňujú ich vrstvomé pramene alebo skrytý prestup do pripovrchovej zóny hydrogeologického masívu. Príkladom je prameň Kadluba v Slavošovciach a Hámor pri Gemerskej Polome, ktorých výdatnosť pozoroval SHMÚ (tab. 8). Tieto zvodnenca sú napájané hlavne zrážkami.

Kolektory nívnych kvartérnych sedimentov

Kolektory nívnych kvartérnych sedimentov môžu byť dotované skrytými prestupmi podzemnej vody z podložných predkvartérnych kolektorov (plytkého a lokálne i hlbokého obehu) a v závislosti od aktuálneho stavu hladín povrchových vôd i vodou povrchových tokov. Smer prúdenia podzemnej vody preto regulujú sezónne klimatické zmeny. Rieky majú v prevažnej časti roka drénujúci účinok (odvodňujú sa do nich aluviálne kolektory) ich voda dotuje nívne kolektory len počas prechodu povodňových vln. Hĺbka hladiny podzemnej vody a jej rozkvy v čase sú značne premenlivé (tab. 9). S rastúcou vzdialenosťou od toku sa zvyčajne zväčšuje priemerná hĺbka hladiny a jej rozkvy (rozdiel maximálnej a minimálnej úrovne).



Obr. 36. Významné hydrogeologické fenomény a objekty SGR (Bajtoš, orig.). 1 – zvodnenec kvartérnych aluviálnych sedimentov, 2 – zvodnenec neogénnych sedimentov, 3 – krasovopuklinové hydrogeologické štruktúry, 4 – prameň s pozorovaním výdatnosti, 5 – významný vodárensky využívaný prameň, 6 – sonda s pozorovaním hladiny podzemnej vody, 7 – vrt s minerálnou vodou, 8 – významná štôlna s výtokom vody, 9 – významný prítok do banského diela v podzemí.

Chemické zloženie a kvalita podzemnej vody

Podzemná voda hodnoteného územia má vadózny pôvod. Z pohľadu genetického členenia (Gazda, 1974), ktoré vyjadruje pôvod látok rozpustených vo vode, v prevahe sú petrogénne typy. Na plošne málo rozšírený

Tab. 9
Výsledky dlhodobého pozorovania hladiny podzemnej vody v kvartérnych sedimentoch v sondách základnej siete SHMÚ (Bajtoš, orig.)

Lokalita	Tok	Číslo SHMÚ	H_{\min} (m p. t.)	H_{\max} (m p. t.)	H_{pr} (m p. t.)	Rozkvy (m)	Obdobie
Peklisko	Hniliec	5 536	15,22	8,58	13,56	6,64	1970 – 2002
Nálepko	Hniliec	1 101	1,54	0	1,07	1,54	1970 – 2002
Helcmanovce	Hniliec	1 132	1,65	0	0,84	1,65	1968 – 2002
Malá Ida	Ida	1 097	2,93	0,55	2,28	2,38	1968 – 2002
Rudník	Čečejevský potok	1 094	9,38	4,99	7,34	4,39	1968 – 2002
Medzev	Bodva	1 090	2,44	0,19	1,26	2,25	1968 – 2002

výskyt fluvialných sedimentov významnejších tokov sa viaže fluviogénny typ podzemnej vody. Antropogénne ovplyvnené typy sa vyskytujú len lokálne. Špecifickým genetickým typom je banská voda.

Prevládajúcim typom je silikátogénna podzemná voda viažuca sa na pripovrchovú zónu hydrogeologického masívu metamorfítov paleozoika a granitoidov. Jej chemické zloženie tvoria procesy hydrolyzy silikátových minerálov. Prítomnosť sulfidickej mineralizácie lokálne podmieňuje i výskyt silikátovo-sulfidogénnej podzemnej vody.

Napriek značnej petrografickej variabilite je pre komplex paleozoických metamorfítov charakteristická jednoduchosť hydrochemického poľa pripovrchovej zóny. Chemické zloženie podzemnej vody možno charakterizovať ako A_2 základný výrazný a nevýrazný, menej $A_2-S_2(SO_4)$ –prechodný, $Ca-Mg-HCO_3$, menej $Ca-Mg-HCO_3-SO_4$ typu. Charakteristické hodnoty celkovej mineralizácie sa pri vyčlenených typoch hornín v severnej časti SGR (oblasť povodia Hornádu; Kordík in Scherer et al., 1999) odlišujú takto: fylity 50 – 150 mg · l⁻¹, metabazalty a metabazaltový tuf 50 – 250 mg · l⁻¹, metaryolity a metaryolitový tuf 50 – 130 mg · l⁻¹ (tab. 10).

Podzemná voda pripovrchovej zóny granitoidov kryštalinika veporika i gemerického granitu sa hydrogeochemicky podobá podzemnej vode paleozoických metamorfítov, ale vyznačujú sa nižšou úrovňou celkovej mineralizácie (tab. 10), spôsobenej nižšou koncentráciou iónov Ca, Mg a HCO₃.

Charakteristický $Ca-Mg-HCO_3$ typ chemického zloženia silikátogénnej vody pripovrchovej zóny sa s hĺbkou mení na $Na-HCO_3$ typ. Charakteristickou črtou je postupný rast koncentrácie Na (i jeho podielu na úkor Ca a Mg), HCO₃ a pH. Údaje o chemickom zložení tohto typu sú známe z hlbokých vrtov a z prítokov do hlbinných baní. V prípade paleozoických metamorfítov ide o vyššie mineralizovanú (500 – 800 mg · l⁻¹) zásaditú vodu (pH > 8) s prevažujúcou Gazdovou charakteristikou A_1 (zistenú v bani Rudňany a vrtom RS-1 v Čučme, pozri tab. 14). Niektorými vrtmi a banskými dielami bane Mária (Rožňava) sa overila i podzemná voda $Na-Cl$ typu, ktorá má povahu minerálnej vody (tab. 14). Jej výskyt potvrdzuje doterajšie poznatky o ústupe väzby chemického zloženia podzemnej vody na mineralogické zloženie hornín – litomorfnej mineralizácie – smerom do hĺbky a o získavaní prevahy batymorfnej mineralizácie, čo sa prejavuje vznikom charakteristickej vertikálnej

Tab. 10
Charakteristické makrochemické zloženie silikátogénnych podzemných vôd SGR (Bajtoš, orig.)

Horninové prostredie	pH	CM	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂
Fylity*	7,22	153,4	3,66	1,56	18,36	11,58	4,73	33,94	68,02	12,54
Metabazalty a ich tufy*	7,66	175,0	3,38	0,56	25,88	11,56	3,21	26,85	91,73	10,42
Metaryolity a ich tufy*	7,14	128,4	3,61	1,10	17,39	8,18	3,41	27,45	58,71	12,39
Pieskovce a zlepenec*	7,45	293,7	4,09	1,48	45,84	18,71	5,87	71,77	132,25	8,56
Granitoidy**	6,83	112,1	4,50	1,36	14,28	3,58	3,22	23,17	36,76	14,38
Gemerický granit (št. 2)***	7,16	119,5	5,20	0,50	15,29	3,48	4,43	35,81	45,76	10,46
Karbónske metamorfity****	8,66	781,0	207,5	2,2	5,99	3,63	30,1	74,49	393,55	4,38

Vysvetlivky: *stredné hodnoty koncentrácie zložiek vyčlenené v severnej časti SGR (Kordík in Scherer et al., 1999), **stredná hodnota podzemných vôd granitoidov SR (Rapant et al., 1996), ***výtok z prieskumnej št. 2 Hnilec vyrazenej v gemerických granitoch, vzorka z 21. 4. 1995 (Bajtoš in Scherer et al., 1999). ****vrt RyS-10 na XXII. horizonte bane Rudňany, vzorka z 27. 6. 1990 (Bajtoš, 1993).

Tab. 11
Príklady makrochemického zloženia silikátovo-karbonátogénnych a sulfátogénnych podzemných vôd SGR (Bajtoš, orig.)

Prameň	pH	CM	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂
1. Slavoška č. 48* (6. 7. 1992)	7,70	335,2	2,90	1,00	73,75	6,32	6,74	72,38	155,6	6,94
2. Kocelovce č. 54* (21. 6. 1973)	7,50	318,1	3,00	1,40	52,91	13,62	3,70	16,46	207,5	8,42
3. Baňa Poráč podz. výver** (9. 2. 1994)	7,49	1 971,8	3,85	1,04	482,31	77,99	9,75	1 152,4	238,0	4,24
4. Dobšiná č. 308* (4. 7. 1992)	7,55	116,1	2,20	0,70	18,84	4,13	2,30	21,11	49,4	9,85

Vysvetlivky: *in Méryová et al. (2006), **in Hudáček et al. (1997)

hydrogeochemickej zonálnosti. Izotopickou analýzou sa vek mineralizácie vody prievalu do bane Mária odhadol na 20 tis. rokov (Bachňák, 1993), ale jej genéza nie je úplne známa. Piperovým grafom sme graficky znázornili opisovanú metamorfózu chemického zloženia podzemnej vody pripovrchovej zóny metamorfítov paleozoika resp. granitoidných hornín na vodu Na-HCO₃ typu (trend 1 na obr. 37) a potom na vodu Na-Cl typu (trend 2), ako aj vznik sulfátogénnej vody ako produktu rozpúšťania sadrovca a anhydritu (trend 3).

Komplexy spodnotriasových sedimentov sú typické prevahou bridlíc a lokálnym výskytom karbonátových polôh (dolomit, rauvaky). Na tvorbe chemického zloženia podzemnej vody v tomto prostredí sa okrem hydrolyzy silikátov v rozličnej miere zúčastňuje aj rozpúšťanie karbonátových minerálov. Ide o silikátogénny resp. silikátovo-karbonátogénny typ podzemnej vody so zastúpením prevažne Ca-Mg-HCO₃ chemického typu a A₂ Gazdovej charakteristiky. Voda je slabo zásaditá a jej celková mineralizácia je značne variabilná. V prítomnosti polôh sadrovca a anhydritu sa ich rozpúšťaním zvyšuje koncentrácia iónov Ca a SO₄ a chemické zloženie vody sa posúva k Ca-SO₄ typu. Keďže evapority sú spravidla sprevádzané polohami karbonátových hornín, výsledné chemické zloženie podzemnej vody v tomto prostredí odráža mieru zastúpenia prebiehajúcich procesov – rozpúšťania evaporitov, karbonátov a hydrolyzy silikátov (tab. 11, obr. 37). Typovým výskytom sulfátogénnej podzemnej vody v SGR je banská voda sadrovcového ložiska Tollstein, ktorá dosahuje celkovú mineralizáciu 1 885 – 2 230 mg · l⁻¹, obsah síranov 1 170 – 1 376 mg · l⁻¹ a pH 7,5 – 7,8.

Telesá karbonátových hornín sú nositeľmi krasovopuklinovej podzemnej vody, ktorú možno charakterizovať ako karbonátogénnu, A₂ základnú výraznú, Ca-HCO₃ resp. Ca-Mg-HCO₃ typu s mineralizáciou prevažne 250 – 500 mg · l⁻¹ (tab. 12). Ak izolátor hydrogeologickej štruktúry tvoria spodnotriasové sedimenty, chemické zloženie bariérových krasovopuklinových prameňov býva lokálne ovplyvnené rozpúšťaním evaporitov.

Podzemnú vodu sedimentov poltárskej formácie možno charakterizovať ako silikátogénnu. Voda prameňov sa vyznačuje nízkou mineralizáciou (tab. 13).

Na fluviaľne sedimenty významnejších tokov sa geneticky viaže fluviogénna podzemná voda. Hlavným zdrojom jej dopĺňania nie je len priamo infiltrujúca zrážková voda, ale aj prestupujúca povrchová a podzemná voda. Preto jej chemické zloženie väčšmi určuje miešanie rozličných typov vody ako chemické procesy prebiehajúce na rozhraní sediment – voda. Vyznačuje sa zvýšenou mierou antropogénneho ovplyvnenia. Vo všeobecnosti ju podľa typu prevládajúceho chemického zloženia charakterizuje Ca-Mg-Na-HCO₃-SO₄ typ vody s mineralizáciou prevažne v rozpätí 400 – 800 mg · l⁻¹.

Z hľadiska vhodnosti podzemnej vody ako pitnej má voda pripovrchovej zóny predkvartérnych útvarov vďaka priaznivým geogénnym podmienkam vcelku dobrú kvalitu. Z negatívnych geogénnych faktorov

Tab. 12
Príklady makrochemického zloženia karbonátogénnych podzemných vôd SGR (Bajtoš, orig.)

Prameň	pH	CM	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂
1. Dobšiná č. 253* (19. 7. 2005)	7,85	286,1	2,5	0,4	37,70	10,90	-2,00	21,20	184,3	5,00
2. Vyšná Slaná – Radzim* (19. 7. 2005)	7,98	310,3	0,5	0,3	71,30	4,86	<2,0	18,60	203,8	2,99
3. Kobeliarovo – vrt KO-33** (27. 7. 1987)	7,91	358,2	2,9	1,2	63,13	11,54	6,21	42,81	201,4	12,98
4. V. Folkmar – V Ortáš. potoku* (11. 8. 2005)	7,90	331,3	1,0	0,3	39,70	27,70	2,13	19,40	228,8	6,05

Vysvetlivky: *in Méryová et al. (2006), **in Ščuka (1989)

Tab. 13
Príklady makrochemického zloženia podzemných vôd neogénnych kolektorov SGR (Bajtoš, orig.)

Prameň	pH	CM	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂
1. Gemerská Poloma, Hámor* (21. 11. 1996)	5,96	99,0	4,33	1,26	10,60	3,89	7,1	3,8	16,47	15,6
2. Slavošovce, Kadluba* (7. 10. 1997)	6,50	121,0	8,01	2,92	12,35	3,34	12,4	9,2	15,25	17,47

Vysvetlivky: *in Stupák et al. (2001)

sa v širšom meradle prejavuje nízka geochemická reaktivita hornín a tá spôsobuje nízku tvrdosť (obsah Ca + Mg) a mineralizáciu vody (tzv. hladná, agresívna voda) a lokálne aj vyššiu koncentráciu Al, ktorá je typická pre oblasti silikátogénnej vody fylitov paleozoika. Lokálny vývoj redukčných podmienok sprevádza vyššia koncentrácia Fe a Mn. Nepriaznivým faktorom môže byť prítomnosť polôh evaporitov sprevádzaná zvýšeným obsahom síranového aniónu. Osídlené časti územia negatívne ovplyvňujú najmä kvalitu fluviogénnej podzemnej vody. Indikátorom antropogénneho vplyvu je zvýšená koncentrácia dusičnanov, dusitanov, amoniaku, fosforečnanov, síranov, chloridov, sodíka, draslíka, zinku, lokálne aj ďalších zložiek.

Na ložiská metamorfo-hydrotermálnej mineralizácie sa často viaže vyššia koncentrácia As a Sb v podzemnej, ale hlavne v banskej vode. V takom prípade ide o špecifický geogénno-antropogénny typ vplyvu, lebo prírodnú akumuláciu zdrojov kontaminácie (sulfidické minerály ložísk) banská činnosť rozrušila a rozptýlila do okolia pôvodných výskytov, a to uľahčuje a zintenzívňuje jej mobilizáciu vo vodnom roztoku. Kontaminácia podzemnej vody As a Sb sa viaže hlavne na oblasti výskytu antimonitových žíl. Okrem ťažby na kvalitu podzemnej vody v okolí Rudnian negatívne vplyvajú aj imisie dlhodobo produkované miestnym spracovateľským závodom komplexných Fe-Cu-Hg baritových rúd, ktoré spôsobili pretrvávajúcu kontamináciu pôdy hlavne ortuťou, arzénom a antimónom.

Minerálna a termálna voda

Územie SGR je chudobné na výskyt zdrojov minerálnej a termálnej vody. Dôvodom je, že geologická stavba územia neumožňuje hĺbkovú cirkuláciu významnejšieho množstva podzemnej vody. V území nie sú priaznivé hydrogeologické štruktúry, hlbinné zlomy sú v absolútnej prevahe prípadov takmer nepriepustné, a preto sa neuplatňuje hlbinný prínos plynov. Severná časť SGR sa vyznačuje dosť nízkou geotermálnou aktivitou s hustotou tepelného toku (HTT) 50 – 60 mW · m⁻² a južná priemernou geotermálnou aktivitou (HTT 60 – 70 mW · m⁻²). Len na východnom okraji a v jv. cípe územia je geotermálna aktivita dosť zvýšená (HTT 70 – 80 mW · m⁻²) a zodpovedá priemernej úrovni územia SR. Z vymedzených perspektívnych geotermálnych oblastí SR (Franko et al., 1995) nijaká nezasahuje do hodnoteného regiónu.

Tab. 14
Hydrochemická charakteristika minerálnych vôd SGR (Bajtoš, orig.)
Koncentrácie zložiek v mg · l⁻¹, teplota vody v °C, Gazdove charakteristiky v c. z %

Objekt	Vrt RS-1	Vrt RS-1	Vrt GVL-1	Vrt KV-3	Prieval b. Mária	Prieval b. Mária	Horizont Rochus	Prameň Anton
Lokalita	Gulápalag	Gulápalag	Vlachovo	Rochovce	Rožňava	Rožňava	Rudňany	Rožňava
Ozn. v mape	RS-1	RS-1	GVL-1	KV-3	M	M	R	Želez. kúpele
Dátum	27. 1. 1976	16. 8. 2005	12. 1. 1965	25. 8. 1978	3. 12. 1984	2. 4. 1992	9. 2. 1994	1948
Citácie	1	2	3	4	5	6	7	8
T _{H₂O}	21,9	23,6	21,6	22,2	21,0	19,5		8,0
pH	8,20	8,42	8,20	7,16	7,65	7,4	7,49	
M	309,8	314,1	600,4	4 406,2	4 370,7	3 100,5	1 971,8	208,3
Na	72,5	72,0	158,0	1 380,0	1 285,0	800,0	3,9	
K	2,0	0,9	3,8	66,0	22,2	20,6	1,0	
Ca	9,0	8,0	3,6	296,1	138,0	196,4	482,3	16,9
Mg	0,7	0,73	2,9	2,4	54,3	29,2	78,0	15,8
Cl	5,67	3,55	27,1	2 446,7	2 156,0	1 180,8	9,8	4,1
SO ₄	10,3	22,7	2,9	188,5	329,7	539,6	1 152,4	104,5
HCO ₃	175,7	164,1	402,0	21,3	372,1	317,3	238,0	80,2
SiO ₂	21,0	20,6	–		10,46	11,1	4,2	
Iné	–	F 8,6	F ?	Li 5,1	Li 1,4	Li 1,07		Fe ²⁺ 22,6
Chem. typ	Na-HCO ₃	Na-HCO ₃	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Na-Cl	Ca-SO ₄	
A ₁	74,7	59,5	83,2	0	0	0	0	
A ₂	13,6	12,7	5,7	0,5	8,3	10,5	13,8	
S ₁ (Cl)	4,9	2,7	10,3	80,7	82,4	67,0	0,6	
S ₂ (SO ₄)	0	0	0	5,4	8,4	15,1	85,2	

Citácie: 1 – Snopko et al. (1977); 2 – Méryová et al. (2006); 3 – Snopko et al. (1966); 4 – Klinec et al. (1979); 5 – Mesarčík et al. (1991); 6 – Bachňák (1993a); 7 – Bajtoš in Hudáček et al. (1997); 8 – Němejc in Hensel (1951). Pozn.: Označenie objektov je súhlasné s označením v tab. 14 a na mapke na obr. 36.

Kúpele lokálneho významu (nazvané Železité kúpele) boli v minulosti 2 km na S od Rožňavy. Využívala sa v nich obyčajná železnatá voda prameňa Anton (sú registrované pod označením RA-1 in Hensel, 1951) na kúpeľnú vaňovú liečbu málokrvnosti a rekonvalescenciu. V roku 1949 ŠHÚ Bratislava nameral výdatnosť prameňa $0,036 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Pred rokom 1918 sa na liečbu používalo aj bahno obsahujúce 86,94 % nerozpustných zložiek (silikáty) – 1,04 % AsS, 5,12 % SbS₃, 2,42 % FeO a 1,05 % Al₂O₃. Dá sa teda predpokladať, že aj voda prameňa Anton obsahovala aj vysokú koncentráciu toxických prvkov – As a Sb. Vysoký obsah Fe ($22,3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$) sa zistil chemickou analýzou (Hensel, 1951). Prieval do banských diel 2. horizontu bane Mária (300 m n. m.) 21. 12. 1946 prameň Anton ovplyvnil a vzápätí zanikol (Dobiáš, 1958).

V 18. stor. boli známe kúpele v Rudníku. V roku 1762 ich ako „Balneum aureum Rudnokensis“ opísal Mayer de Neyenbeyrn (Henrik). Voda sa ako liek využívala na kúpele aj na pitnú kúru (Rebro, 1996).

V Hnilčíku pri osade Bindt je prameň minerálnej vody s celkovou mineralizáciou 2 255 mg/l (registrovaný pod označením SNV-27 in Krahulec et al., 1978). Keďže nie je preplyný ani oxidom uhličitým, ani sírovodíkom, nezbudzuje pozornosť a nevyužíva sa.

Štruktúrny geologický vrt RS-1 (Čučma) hlboký 1 381 m v Zlatej doline (735 m n. m.) na SV od Rožňavy zachytil prítok nízko-termálnej podzemnej vody. Zvodnený úsek v hĺbke 540 – 560 m sa viaže na tektonický kontakt paleozoických metamorfítov s podložnými granitmi. Čerpacou skúškou 26. – 29. 1. 1976 sa overila maximálna výdatnosť $1,08 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení 34,32 m (Hanzel in Snopko et al., 1977). Piezometrická výška sa tlakovou skúškou zistila v úrovni 38,7 m nad terénom. Teplota vody v čase skúšky bola 23,4 – 25,6 °C a v roku 1999 23,6 °C (Bajtoš in Stupák et al., 2001). Preliv na ústí vrtu kolísal v júli 1976 až apríli 1977 od $1,38$ do $1,63 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Celková mineralizácia podzemnej vody je $310,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah F $8,3 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Zdroj sa využíval v kúpalisku rekreačného zariadenia Gulapalag.

Štruktúrny geologický vrt GVL-1 hlboký 1 201 m na východnom okraji Vlachova (415 m n. m.) zachytil prítok podzemnej vody teplej 22,6 °C (Hanzel in Snopko et al., 1966), ktorý sa viaže na dve tektonicky porušené zóny v šošovke kryštalických vápencov (staršie paleozoikum gemerika) v hĺbke 701 a 724 m. Čerpacou skúškou 9. – 13. 1. 1965 sa overila výdatnosť $2,27 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení 8,91 m a tlakovou sa zistila piezometrická výška v úrovni 75 m nad terénom. Mineralizácia podzemnej vody je $608,5 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah F $8,02 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Zdroj využíva miestne kúpalisko. Napriek nízkej celkovej mineralizácii a absencii preplynenia vyšší obsah fluóru a zvýšená teplota zdroj GVL-1 a RS-1 zaraďujú medzi vlašné minerálne vody so zvýšeným obsahom fluóru.

Vrt KV-3 v Rochovciach v prostredí granitov v hĺbke 770 m pod terénom zachytil prítok podzemnej vody s výdatnosťou $0,07 – 0,23 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Klinec et al., 1979) výrazného S₁(Cl) resp. Na-Cl typu s celkovou mineralizáciou $4 406 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplotou 22 °C. Objekt sa nevyužíva.

Povahu minerálnej vody majú aj niektoré prítoky zistené v hlbinných baniach. Najvýznamnejším je prieval v bani Mária (Rožňava), ktorý nastal na 13. horizonte (164 m p. m.) asi 500 m pod terénom. Porovnaním analýz z roku 1984 a 1992 sa zistilo, že sa zachoval Na-Cl typ vody, ale významne klesla mineralizácia a vzrástla kalcitovo-sulfátová zložka na úkor nátriovo-bikarbonátovej (trend 4 na obr. 37).

Banská voda

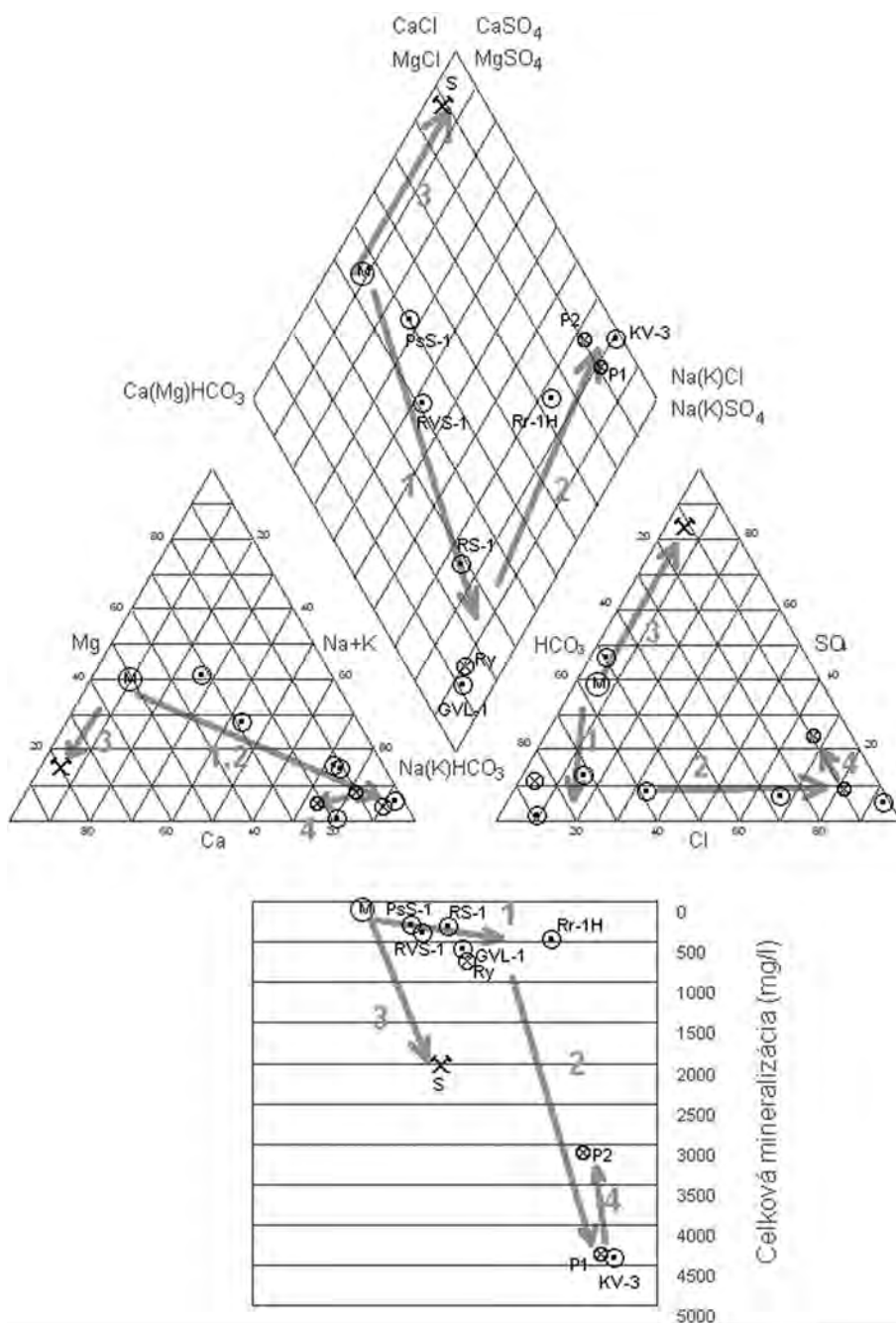
Špecifickou črtou SGR je výskyt mnohých ložísk nerastných surovín, ktoré hlbinne ťažili stáročia. Pozostatkom sú početné a často rozsiahle systémy banských diel a dobývok, ktoré drénujú okolité horninové prostredie a podmieňujú akumuláciu banskej vody v podzemí a jej sústredený výtok na povrch. V súčasnosti sú takmer všetky bane opustené a sú trvalou súčasťou horninového prostredia so stabilizovaným hydraulickým a hydrogeochemickým režimom. Z ložiskových typov prevládajú metamorfno-hydrotermálne žily sideritovo-sulfidického typu (až 81 % z celkového počtu ložísk), po nich nasledujú antimonitové žily (8 %) a ostatné typy ložísk sú sporadické.

Podľa poslednej inventarizácie je v SGR 360 hydrogeologicky zdokumentovaných zdrojov banskej vody viažucich sa na *sideritovo-sulfidické žily* s celkovou výdatnosťou $450 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Bajtoš in Wolkersdorfer, 2004). Výdatnosť zdrojov je najčastejšie $0,1 – 0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (41 % prípadov), resp. $0,5 – 1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (20 %), $<0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (13 %), $1 – 2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (11 %). Najvyššiu výdatnosť z intervalu $5 – 15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ dosahujú výtoky z rozsiahlych banských polí prepájajúcich v podzemí viac rozfáraných žíl. Rozfárané rudné žily v hydrogeologickom masíve paleozoických metamorfítov drénujú nasledujúce typy prítoku: vodné zrážky a povrchový ron, voda povrchových tokov (prostredníctvom povrchových závalov a zálomových puklín), podzemná voda pripovrchovej zóny a podzemná voda hlbšej časti masívu. Typy prítoku sa odlišujú výdatnosťou, chemickým zložením a režimom. Po prieniku do banských priestorov voda prúdi za vzájomného miešania, interakcie s minerálmi ložísk a sprievodných hornín a vyteká na povrch banskými dielami s najnižšie položeným ústím. Charakter režimu výtoku banskej vody je určený kvantitatívnym podielom uvedených typov prítoku a výsledné chemické zloženie vody odráža hlavne mineralogické zloženie ložiskovej výplne, ktoré býva veľmi variabilné (obr. 38).

Od prírodnej vody pripovrchovej zóny masívu paleozoických metamorfítov sa banská voda odlišuje hlavne vyšším obsahom Ca, Mg, HCO₃ (rozpúšťanie karbonátov) a SO₄ (oxidácia sulfidov). Variabilný je zvýšený obsah Fe, Mn, Sb a As a odráža konkrétne pH – Eh podmienky. Pre veľmi variabilné chemické zloženie mnohé zo zdrojov takejto banskej vody dosahujú kvalitatívne parametre pitnej vody, ale viaceré môžu byť zdrojom kontaminácie povrchovej vody.

Ložiskové telesá *antimonitových žíl* sú v porovnaní so sideritovo-sulfidickými žilami menšie. Rozdiel je aj v minerálnom zložení, danom vyšším podielom kremeňa na úkor karbonátov a významným zastúpením antimonitu a arzenopyritu. Preto má väčšina zdrojov banskej vody viažucich sa na tieto ložiská vyššiu koncentráciu Sb a As a to viedlo k odstaveniu viacerých donedávna vodárensky využívaných zdrojov banskej vody (napr. štôlne Vincent a Matej v Čučme a štôlne Michal a Vsechsvätých v Zlatej Idke). Najviac zdrojov tohto typu je v oblasti Zlatej Idky, kde sa aj v súčasnosti vodárensky využívajú kvalitatívne vyhovujúce výtoky zo štôlne Spodný Alajoš a Godofried (Cicmanová a Rapant, 2002). Výtok zo štôlne Breuner v Zlatej Idke sa využíva ako zdroj pre plniareň balenej pitnej vody.

Z viacerých ťažených *stratiformných ložísk metasomatického sideritu* je najvýznamnejším doteraz ťažené ložisko Mano pri Nižnej Slanej. Keďže primárne karbonáty sú v pripovrchovej časti takmer úplne

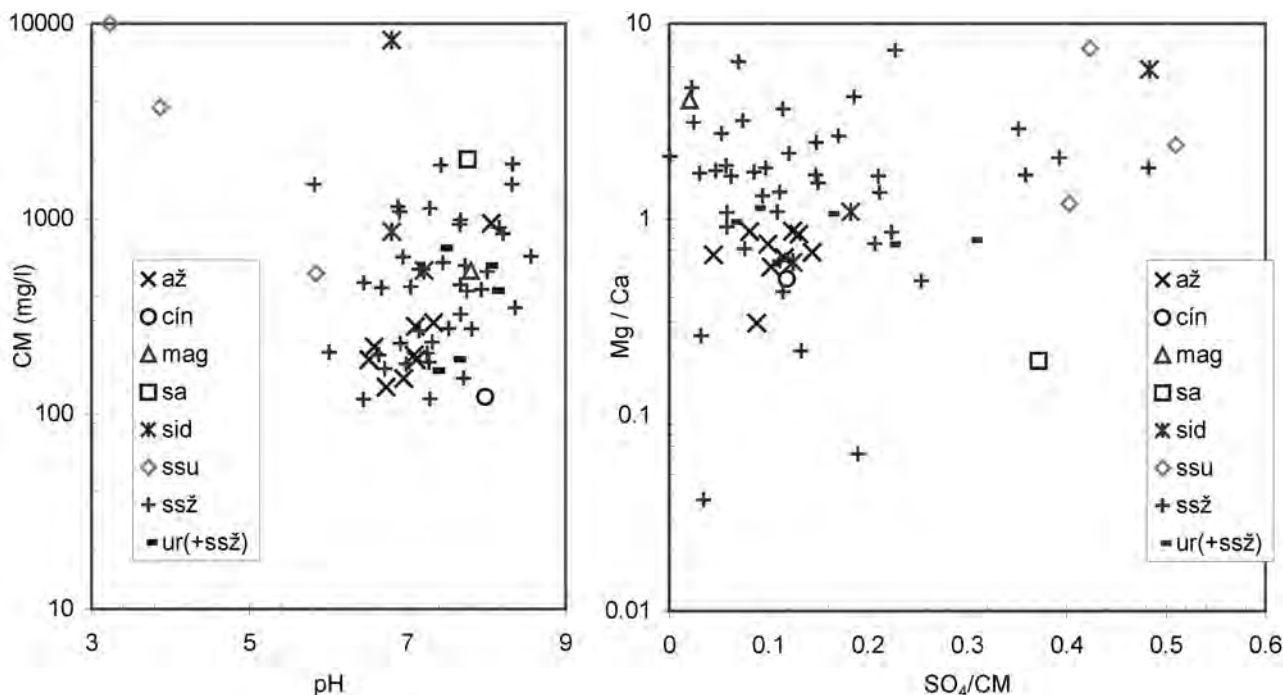


Obr. 37. Piperov graf chemického zloženia podzemných vôd SGR (Bajtoš, orig.).

metasomaticky premenené na siderit resp. ankerit, krasovatenie sa nerozvinulo a prevláda puklinová priepustnosť karbonátového telesa. Ložisko je otvorené šachtou Gabriela po úroveň 12. horizontu (+110 m n. m.).

Prejavy umelého zníženia hladiny podzemnej vody drenážnym účinkom banských diel sa v minulosti zaznamenali v podobe vyschnutia miestnych domových studní v Nižnej Slanej (Cabalová, 1976). Z dedičného horizontu Mano sa vyrazil prekop sprístupňujúci ložisko v Kobeliarove, ktorý drénuje aj hydrogeologickú štruktúru Ždiaru a z ktorého vyteká voda v celkovom množstve asi $15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z opustenej šachty Gampel na rovnomennom ložisku vyteká asi $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ banskej vody. Menšie šošovky metasomatického sideritu v Dobšinej a Mlynkoch nie sú významným hydrogeologickým fenoménom. Sú otvorené a odvodňované spoločne s prítomnými rudnými žilami.

Ložiskové telesá *metasomatického magnezitu* Košice sú hydrogeologické kolektory s krasovopuklinovou priepustnosťou obmedzené v prostredí hydrogeologického masívu karbónskych hornín vystupujúcich vo funkcii regionálneho izolátora. Kolektorské vlastnosti majú aj sedimenty klčovského súvrstvia (starší názov košická štrková formácia) tvoriace priame nadložie ložiskových telies na ich strope (morfologicky členitý paleokras) od línie súčasného východu okolo úrovne 300 m n. m. do hĺbkovej úrovne až 50 m n. m. Reprezentujú ich polohy polymiktneho štrku s polohami ryolitového tufu a ílu so zisteným rozsahom koeficienta filtrácie $k = 3,5 \cdot 10^{-8}$ až $4,6 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a s prevažne voľnou hladinou podzemnej vody. Ložiskové telesá nie sú odvodňované zjavnými vývermi podzemnej vody a nie sú o tom ani archívne údaje. Odvodňovanie krasovopuklinových kolektorov pôvodne pravdepodobne prebiehalo skryto prestupmi do sedimentov klčovského súvrstvia. Ložiskové telesá sú rozfárané do hĺbkovej úrovne 50 m p. m. a banské diela sú prepojené do hydraulicky spojenej sústavy. Pre prebiehajúce odvodňovanie čerpaním je do uvedenej úrovne znížená hladina v obidvoch ložiskových telesách. Na celkovom prítoku do bane sa zúčastňujú hlavne indukované aj priame prítoky podzemnej vody z klčovského súvrstvia, zrážky infiltrované východmi ložiskových telies a prítoky z pripovrchovej zóny hydrogeologického masívu. V počiatkoch ťažby na vyšších horizontoch sa prítoky viazali na skrasovatené úseky najmä na kontakte karbonátov s masívom karbónskych hornín a celkový prítok do bane bol asi $3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Hercog, 1957, 1958). Zahĺbenie ťažby pod sedimenty klčovského súvrstvia (košickej štrkovej formácie) indukovalo prítoky podzemnej vody z tohto kolektora do bane prostredníctvom skrasovatených zón v ložisku (Pauco et al., 1986; Horský et al., 1991). V rokoch 1981 – 1985 dosahoval priemerný ročný prítok do bane 8,55 – 16,66 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. V roku 1986 sa po nafáraní najväčšieho prítoku z klčovského súvrstvia v Novej vetracej jame prítok zvýšil na 17,5 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ a v súčasnosti po viac ako 10-ročnej stagnácii ťažby je celkové čerpané množstvo v priemere okolo 10 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Banská voda ložiska Košice má rozlične vyhranené Mg-Ca-HCO_3 chemický typ s hodnotou pH okolo 8, s celkovou mineralizáciou okolo $550 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a teplotou 18,5 – 21 °C (Radvanec et al., 2004).



Obf. 38. Grafické znázornenie vybraných hydrogeochemických parametrov banských vôd SGR (Bajtoš, orig.). Rozlíšenie podľa typu ložiska. Vysvetlivky skratiek ako v tab. 15.

Tab. 15
Prehľad najvýznamnejších zdrojov banskej vody SGR (Bajtoš, orig.)

Banské pole/štôlna (číslo v mape) (typ mineralizácie ložiska)	Q _{min} (l/s)	Q _{max} (l/s)	Q _{ap} (l/s) resp. Q.	T °C	Obdobie	Zdroj údajov
LO Novoveská Huta-Hanisková						
BP Novoveská Huta (ur, ssž):						
1 Štôlna Vodná – pred zatopením bane	1,10	1,30	1,19		VI. 1992 – XI. 1998	15
1 Štôlna Vodná – po zatopení bane	2,50	8,50	5,31	9,3		
2 Štôlna Dolovajka	0,54	1,56	0,80	7,5		
3 Štôlna č. 2	1,61	3,58	2,22	7,4		
4 Štôlna č. 30	0,46	1,25	0,74	8,3		
5 Štôlna č. 35	1,09	3,92	2,22	8,0		
6 Štôlna Muráň č. 3d (ur)	0,83	3,20	2,07	6,5	HL 1993	3
7 B Tollstein (sa)	4,30	7,10			1979 – 1984	8
	15,30	16,75	15,85	11,0	1992	3
LO Dobšiná						
8 Dobšinská dedičná štôlna (ssž)			5,0	9,0	29. 10. 1996	7
9 Štôlna Karol (ssž)			3,5	8,2	30. 10. 1996	7
LO Mlynky-Biele vody						
10 Dolná štôlna Filip (ssž)			1,50	6,3	22. 12. 1998	5
LO Gretla – Ráztoky-Bindt						
BP Gretla – Ráztoky (ssž):						
11 Štôlna Nová	5,91	34,72	16,23	7,8	HL 1995 – 1996	6
12 Štôlna Gezwäng	0,46	0,83	0,65		HL 1992	3
13 Štôlna Ernest	1,25	15,87	4,87	7,0	HL 1995 – 1996	6
14 Štôlna Bezmenná na Hrubej žile	0,43	3,00	1,68		HL 1992	3
BP Bindt (ssž) – 15 Štôlna František	5,29	22,18	11,42	8,2	HL 1995 – 1996	6
16 Štôlna Lapková	0,10	3,57	0,42		HL 1992	3
LO Rudňany – Poráč – Matejovce						
BP Rudňany (ssž): 17 jamy Mier, Poráč	16,3	32,2	25,4		1986 – 1992	19
18 Rochus dopravný prekop			2,0	10,6	8. 8. 1998	6
19 Ungarova baňa (ssž)	0,27	9,39	1,80		2. 1992 – 2. 1993	8
LO Krompachy – Žakarovce – Jaklovce						
BP Žakarovce (ssž): 20 Štôlna Wilhelm III	6,06	21,87	14,42	10,6	HL 1995 – 1996	6
21 Štôlna Wilhelm IV	3,37	13,06	5,32	10,5	HL 1995 – 1996	6
B Zahura – 22 Štôlna č. 5 (ssž)	0,81	5,35	2,09	7,2	2. 1997 – 2. 1998	9
LO Rejdová – Vyšná Slaná – Vlachovo						
BP Július (ssž): 23 Štôlna Nižný Július			0,75	7,2	5. 9. 1996	7
24 Štôlna Vyšný Július			5,00	8,2	5. 9. 1996	
LO Hnilec – Čierna hora – Nálepko						
25 Štôlna Ferdinand (ssž)	3,42	17,85	7,85	7,3	HL 1995 – 1996	6
26 Štôlna Gustáv (ssž)	0,30	2,30	0,53	10,5	1989	18
27 Štôlna Xantipa (ssž)	0,71	2,00	1,18	8,5	1. – 1. 1989	18
28 Štôlna Hnilec č. 2 (cín)	7,17	24,32	15,08	7,8	HL 1995 – 1996	6
LO Henclová – Stará voda – Švedlár – Mníšek nad Hnilcom						
29 Štôlna Hilf Gottes (ssž)			3,32	7,5	5. 8. 1989	10
30 Štôlna Boromeus (ssž)			1,76	7,2	4. 8. 1989	10
31 Štôlna Kupková (ssu)			0,02	12,0	6. 8. 1997	7
LO Slovinky – Gelnica						
BP Slovinky (ssž) – 32 Štôlna Alžbeta:						
čerpanie počas ťažby	13,33	66,27	26,70		12. 1965 – 7. 1966	16
výtok po zatopení			15,0	7,6	16. 1. 1999	6
BP Gelnica Turzov (ssž): 33 Štôlna Jozef			0,84	7,5	14. 5. 1987	10
BP Gelnica Krížová (ssž): 34 Štôlna Krížová	2,00	4,6	2,67	9,5	HL 1991	8

Banské pole/štôlna (číslo v mape) (typ mineralizácie ložiska)	Q _{min} (l/s)	Q _{max} (l/s)	Q _{ap} (l/s) resp. Q	T °C	Obdobie	Zdroj údajov
BP Helcmanovce (ssž):						
35 Spodný slovinský prekop	2,24	17,97	5,54	8,7	HL 1995 – 1996	6
36 Štôlna Johana	0,90	6,54	3,05	8,8	HL 1990	8
37 Štôlna Roberti	1,32	3,17	2,43	10,4	HL 1995 – 1996	6
LO Mníšek nad Hnilcom – Prakovce – Perlová dolina – Kojšov						
Prakovce – 38 Štôlna Barbora (ssž)			4,03	7,4	12. 5. 1990	10
LO Margecany – Opátka – Košická Belá – Košice						
39 Košice Bankov (mag)	8,55	16,66		20,0	1981 – 1985	12
40 Vodná baňa (ssž)			1,25	10,8	5. 8. 2004	11
LO Turecká – Rožňava – Rákoš						
BP Mária (ssž):						
41 Jama Mária čerpacia stanica	8,7	10,2			1996 – 1999	19
42 Dopravný prekop			0,88	6,5	1. 3. 2000	7
			6,0	10,0	14. 10. 2005	4
BP Sadlovský (ssž):						
43 Štôlna Dedičná			1,59	9,4	1. 3. 2000	7
44 Štôlna Štefan			2,27	7,6	1. 3. 2000	7
45 Štôlna Augusta			2,16	12,6	15. 11. 2004	4
46 Štôlna Viliam			1,80	10,6	15. 8. 2005	11
BP Rož. Bystré (ssž): 47 Štôlna Dedičná Artur						
			4,0	11,5	28. 8. 1997	7
LO Krásnohorské Podhradie – Drnava – Úhorná						
48 Štôlna Dedičná Dionýz (ssž)			0,5	9,8	19. 10. 1999	7
49 Štôlna Karol (ssž)			4,7	9,7	25. 9. 1996	7
LO Smolnícka Huta – Jedľovec – Hummel – Trochanka						
BP Jedľovec: 50 Štôlna Raký (ssž)						
51 Štôlna Jozef (ssž)	0,77	3,86	8,36	12,2	22. 8. 1996	10
52 Štôlna Jozefína (ssž)	1,88	4,00	1,84	7,7	HL 1997	1
			2,77	9,5	HL 1997	1
LO Štós – Medzev – Poproč						
BP Smolník (ssu): 53 Šachta Pech						
54 Štôlna Karitas	0,14	2,44	5,0		15. 11. 2004	13
55 Štôlna Karoli	0,12	0,58	0,98	10,4	1991 – 1994	19
56 Štôlna Mária Snežná (ssž)	0,62	5,21	0,32	8,0	HL 1995 – 1996	7
57 Štôlna Pluto (ssž)	0,04	0,39	2,60	7,9	1991 – 1993	19
			0,13	7,4	HL 1997	1
LO Brdárka – Kobeliarovo – Ochtiná – Čierna Lehota						
BP Siderit Nižná Slaná (sid): 58 šachta Gabriela						
59 Kobeliarovo prekop			4,33		14. 11. 1996	14
60 Šachta Gampel (sid)			15,2		14. 11. 1996	14
			1,0	8,0	30. 10. 1996	7
LO Betliar – Čučma – Poproč – Zlatá Idka						
BP Čučma: 61 Štôlna Vincent (až)						
62 Štôlna Matej (až)			0,2		1999	7
63 Štôlna Gabriela			0,01	10,6	1992	11
BP Zlatá Idka (až): 64 Štôlna Breuner	0,5	39,25	3,34		HL 1991 – 1992	2
65 Štôlna Vsechsvätých	9,70	14,50	12,0			1
66 Štôlna Michal	0,6	1,5				17
67 Štôlna Hauser (až)	2,0	8,0				17
68 Štôlna Ferdinand (až)	1,61	2,0	1,81	9,0	HL 1997	1
69 Štôlna Barbora (až)	9,6	10,4	9,8	10,0	HL 1997	1
	0,87	3,75	1,95	7,8	HL 1997	1

Vysvetlivky: LO – ložisková oblasť, BP – banské pole, B – baňa, HL – hydrologický rok. Označenie typov ložísk: ssž – sideritovo-sulfidické žily, až – antimonitové žily, sid – metasomatický siderit, ssu – stratiformná sulfidická mineralizácia, ur – stratiformná uránová mineralizácia, sa – sadrovec a anhydrit, cín – Sn-W mineralizácia, mag – magnezit.

Číslovanie objektov zodpovedá číslovaníu v situačnej mape na obr. 36. Zdroje údajov: 1 – Bačová et al. (1998), 2 – Bachňák (1993), 3 – Bajtoš (1993), 4 – Bajtoš – nepublikované, 5 – Bajtoš in Bartalský a Hudáček (1999), 6 – Bajtoš in Scherer et al. (1999), 7 – Bajtoš in Stupák et al. (2001), 8 – Halečka (1984), 9 – Hrušovský et al. (1998), 10 – Malík et al. (1990), 11 – Méryová et al. (2006), 12 – Paucó et al. (1986), 13 – Rudné bane, š. p., Banská Bystrica, 14 – Siderit, a. s., Nižná Slaná, 15 – Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves, 16 – Vránová (1966), 17 – VVaK, Košice, 18 – Záhorová (1989), 19 – ŽELBA, a. s., Rudňany.

Typická sulfidogénna (kyslá metalo-sulfátová) banská voda *pyritového ložiska* Smolník sa od stredoveku využívala na získavanie medi zrážaním na železnom šrote (tzv. cementácia). Ložisko tvaru strmo uloženej šošovky dlhej 3 – 4 km, hrubej 100 – 400 m a vyklinujúce v hĺbke okolo 500 m sa vyvinulo v metamorfitech staršieho paleozoika. Ide o impregnačné zrudnenie pyritu s chalkopyritom a pôvodne aj s obsahom zlata a striebra. Rozfárané je v celej dĺžke a hrúbke do hĺbky okolo 350 m, najviac v pripovrchových partiách. Prekrývajú ho staré haldy a odvaly, ktoré sú miestami hrubé až 30 m. Vyššie horizonty ložiska nad eróznou bázou sú odvodňované samospádom štôľňou Karitas a Karoli. Časti ložiska pod eróznou bázou sa počas ťažby odvodňovali šachtou Pech špeciálnymi čerpadlami s protikoróznou úpravou. Gavora v roku 1953 uviedol čerpanie banskej vody zo šachty Pech v množstve $10 - 15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a teplote vody $16 \text{ }^\circ\text{C}$. Ložisko bolo zatvorené v roku 1991. Samovolné zatápanie ložiska trvalo asi 3,5 roka a po naplnení banských priestorov po úroveň eróznej bázy začala voda pretekať vo forme rozptýlených priesakov v okolí šachty Pech do potoka Smolník a akosť jeho vody sa havarijne zhoršila. Hodnoteniu tejto ekologickej havárie a návrhu sanačných opatrení sa venoval Jaško et al. (1996).

V oblasti Novoveskej Huty sa okrem charakteristického Fe dolomitovo-kremenno-chalkopyritového typu žilnej mineralizácie v súvrstviach permu ťažila aj *stratiformná uránová mineralizácia (U-Mo)*. Pripovrchové časti rudných telies sa rozfárali a odvodňovali štôľňami č. 2, 30, 35 a ďalšími štôľňami ústiacimi Z od Novoveskej Huty. Hlbšie časti rudných telies boli sprístupnené jamami. Odčerpávanie banskej vody z banských diel jamy č. 3 a tým aj z drénovaných starších banských diel jamy č. 1 a stareckých prác Johannis a Dolovajka trvalo zhruba od roku 1960. Priemerná mesačná výdatnosť čerpanej banskej vody z jamy č. 3 z úrovne IX. horizontu (420 m pod terénom) v rokoch 1979 – 1985 dosahovala $9,5 - 40 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (priemerne $23,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). V novembri 1991 sa čerpanie zastavilo a sústava banských diel sa začala samovolne zatápať. Stúpajúca hladina dosiahla úroveň povrchu v roku 1994 a prejavila sa zvýšeným prítokom len pri Vodnej štôľni od starej šachty Johannis (tab. 15). Výtok z uvedených štôľní bol činný aj počas čerpania banskej vody z jamy č. 3. Banská voda lokality je charakteristická zvýšenou úrovňou rádiologických ukazovateľov, ale výtok zo štôľne č. 35 kvalitatívne vyhovuje požiadavkám na pitnú vodu a vodárensky sa využíva.

Ťažené *ložisko sadrovca* Novoveská Huta-Tollstein je otvorené úpadnicou a rozfárané v úrovni štyroch horizontov (najnižší, III. horizont je v úrovni 420 m n. m. úroveň eróznej bázy je 540 m n. m.). Banskými dielami nie je prepojené s jamou č. 3. Prítoky v ložisku viažuce sa na staré poruchové pásma a staré, prevažne neprístupné vyťažené úseky, dosahujú výdatnosť do 0,5 l/s (Bajtoš, 1993). Podľa údajov ťažiara – VKŠ Spišská Nová Ves – celkový prítok do ložiska v rokoch 1979 – 1984 dosahoval 4,3 – 7,1 l/s. Banské práce vo východnej časti ložiska na úrovni II. horizontu v roku 1976 kvantitatívne ovplyvnili využívaný prameň Markus, čo napokon viedlo k jeho zániku (Halečka, 1984). Banská voda je typickou vodou so sulfátogénnou mineralizáciou chemického typu Ca-SO_4 .

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Pod pojmom geologické faktory (geofaktory) životného prostredia rozumieme také zložky (alebo ich vlastnosti) geologického prostredia, ktoré podstatným spôsobom pozitívne alebo negatívne ovplyvňujú kvalitu životného prostredia resp. možnosti využívania územia (Matula a Ondrášik, 1990). Geofaktory môžu teda byť geopotenciálmi alebo geobariérami. Geopotenciály majú spravidla priaznivý vplyv na rozvoj spoločnosti, kým geobariéry rozvoj spoločnosti sťažujú alebo znemožňujú. Charakter geofaktorov je premenlivý a závisí od druhu ľudskej činnosti resp. spôsobu využívania územia.

V rámci daného regiónu sú významnými geopotenciálmi *ložiská nerastných surovín*, v menšej miere *zásoba podzemnej vody*, *územia vhodné na skládky komunálneho odpadu* a *kvalitná poľnohospodárska pôda*.

GEPOTENCIÁLY

Ložiská nerastných surovín

Spišsko-gemerské rudohorie je bohaté na zdroje nerastných surovín a v gemeriku je najväčšia koncentrácia rudných žíl v Západných Karpatoch. Archeologické vykopávky potvrdzujú ťažbu rúd v tomto regióne už v železnej dobe. Obdobia rozkvetu a úpadku baníctva sa viackrát zopakovali a obdobne sa menil aj predmet záujmu zo zlatých a strieborných na železné a medené rudy. V istom období Slovensko patrilo medzi hlavných európskych producentov medených rúd, významnou mierou sa o to zaslúžili aj ložiská regiónu Spišsko-gemerského rudohoria (napr. Smolník). Za stáročia ťažby rúd sa časť ložísk celkom vyťažila.

Ložiská nerastov majú väčšinou charakter geopotenciálov, ale z hľadiska územných nárokov na výstavbu nadobúdajú, zvlášť ich plošne rozsiahlejšie výskytu, povahu geobariér. Negatívny charakter na životné prostredie má i samotná ťažba a spracovanie nerastov. Na sledovanom území sa vyskytujú výhradné ložiská rudných aj nerudných nerastov, ale evidované sú aj ložiská nevyhradených nerastov ostatných surovín.

Ložiská komplexných Fe rúd majú zastavenú ťažbu alebo patria medzi neťažené (Poráč, Rudňany a Rožňava). Jedinou výnimkou s rozvinutou ťažbou je ložisko železných rúd Nižná Slaná-Mano – Kobeliarovo. Obdobne je to aj pri ložiskách Cu rúd resp. ostatných rúd, ktoré sú zaradené medzi neťažené ložiská (Gelnica, Slovinky, Poráč). Medzi ťažené ložiská nerúd patrí ložisko anhydritu a sadrovca s rozvinutou ťažbou v Spišskej Novej Vsi a medzi neťažené napríklad ložisko Markušovce. Ložisko azbestu v Dobšinej má zastavenú ťažbu. Útlmová ťažba prebieha na ložiskách baritu v Rudňanoch a ostatné majú zastavenú ťažbu (Poráč). Medzi neťažené ložiská sa zaradilo aj ložisko kremeňa (Švedlár). V súčasnosti je zaujímavá akumulácia talku v Gemerskej Polome, kde prebiehajú otvárkové práce. Magnezitové ložisko Košice, ktoré je v regióne, sa neťaží. Stavebný kameň sa ťaží v Gretle a vo Vyšnom Klátove a vysokopercentný vápenec v Jaklovciach. Sporadicky využívané ložisko kaolínu a živcov v Rudníku sa neťaží. Medzi nevyhradené ložiská ostatných surovín patrí hlušina na halde Markušovce-Bindt, na odvale Rožňava-Štefan a pri ústí dopravného prekopu Nadabula, ako aj flotačný piesok z rudnianskeho a rožňavského odkaliska. Ložiská nerastných surovín sú podrobnejšie opísané v samostatnej kapitole.

Zásoba podzemnej vody

Prevažná časť územia je súčasťou hydrogeologického rajónu paleozoika Volovských vrchov v povodí Slanej, Hornádu a Bodvy. Relatívne najvyššie zvodnenie v paleozoiku majú polohy a telesá kryštalickeho vápenca, dolomitu, magnezitu, sideritu a ankeritu s puklinovou resp. puklinovokrasovou priepustnosťou. Počiatočné fázy skrasovatenia sú na niektorých sideritových a ankeritových ložiskách. Puklinovokrasová voda viažuca sa na paleozoické karbonátové šošovky vytvára aj artézske horizonty (Vlachovo). Menej zvodnené sú pieskovce, arkózy, droby a zlepenice s pórovopuklinovou priepustnosťou. Podzemná voda v nich je len vo vrchnej zóne v dosahu zvetrávania, ale celkovo v paleozoiku Volovských vrchov prevládajú nízko zvodnené horizonty. V rámci mapovanej oblasti sa najvýdatnejšie *pramene* koncentrujú v záveroch doliny Slanej, Dobšinského potoka a na J od Medzeva a v útržkoch severogemerického mezozoika sú pramene v oblasti Poráčskeho potoka, Rudnian a Dobšinej. Do kategórie minerálnych vôd možno zaradiť podzemnú vodu zdrojov navŕtaných v Rochovciach a vo Vlachove. Fluviálne sedimenty v poriečnych nivách tokov vytvárajú na akumuláciu a obeh podzemnej vody priaznivejšie podmienky len lokálne (úsek Nižná Slaná – Gočovo). Ostatné oblasti sú z hydrogeologického hľadiska menej významné. Vodný režim je rôznorodý.

Pre životné prostredie je najrizikovejšia kyslá banská voda, a to pre nadlimitný obsah ťažkých a toxických kovov. Podmienky na vznik zdrojov takejto vody sú v SGR najmä na ložisku so stratiformnou sulfidickou mineralizáciou (pyrit – chalkopyrit) v Smolníku, kde sa vyvinula v paleozoických fylitoch bez zastúpenia akejkoľvek karbonatickej zložky. Po skončení ťažby sa vznik kyslej banskej vody zistil aj na rožňavskom ložisku Mária, aj keď v tomto prípade ide o typ žilného sideritovo-sulfidického ložiska (doteraz sa kyslá banská voda v žilných ložiskách SGR nezistila). Napriek tomu je aj banská voda s parametrami pitnej vody, a preto sa v nedostatkových oblastiach zachytáva a využíva ako vodárenský zdroj (Krásnohorské Podhradie, Nálepko). Podrobnejšia charakteristika hydrogeologických pomerov je v samostatnej kapitole.

Skládky komunálneho odpadu

Charakter geopotenciálu majú aj územia vhodné na skládkovanie komunálneho odpadu v zmysle Smernice SGÚ (1992). Tieto územia sa vyznačujú absenciou limitujúcich a vylučujúcich legislatívnych, ako aj ostatných geologických faktorov. Aj napriek pomerne veľkému počtu limitujúcich a vylučujúcich faktorov sú v regióne aj takéto územia. Ich výskyt je zachytený v *Mapách vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 50 000* bývalého okresu Rožňava, sčasti Spišská Nová Ves a Košice-okolie, ktorých súčasťou je aj register skládok (Bachňák, 1993b; Petro et al., 1993; Piovarcsy a Dojčáková, 1993).

Polnohospodárska pôda

Je nenahraditeľným prírodným zdrojom s charakterom geopotenciálu. Pri činnostiach nesúvisiacich s poľnohospodárskou výrobou podlieha poľnohospodárska pôda najlepšej bonity v príslušnom katastrálnom území osobitnej ochrane. V takom prípade je obmedzujúcim faktorom využívania územia, geobariérou. Ťažbou nerastných surovín sa takéto pôda často znehodnocovala alebo až likvidovala na pomerne veľkých plochách. Najkvalitnejšia pôda regiónu je v aluviálnych nivách a na svahoch k nim prilahlých oblastí v dolnom toku Štítnika a Slanej. Detailnejší výskyt na území regiónu je zobrazený na *Mapách významných geologických faktorov* vytvorených v zmysle smernice MŽP SR (1996, 1999) v povodí Slanej, Hornádskej kotliny a východnej časti Slovenského rudohoria. Mapy sa vytvorili v rokoch 1993 a 2001 a sú prístupné v ŠGÚDŠ v Bratislave (Husár et al., 1993; Stupák et al., 2001).

GEOBARIÉRY

Medzi najvýznamnejšie geobariéry regiónu patria *staré záťaže (haldy, odkaliská, skládky), pokles územia spôsobený podzemnou ťažbou, v menšej miere svahové deformácie a erózia, únosnosť základovej pôdy, neotektonické poruchy, seizmicita* a iné.

Haldy

Región patrí medzi oblasti, v ktorých sa v minulosti ťažili rudné a nerudné suroviny banským a povrchovým spôsobom. Potenciálnym nebezpečenstvom pre životné prostredie sú haldy za spoluúčasti iných nepriaznivých činiteľov. Najrizikovejšie sú haldy s obsahom sulfidických minerálov. Tie lemujú ložiská so sideritovo-sulfidickým typom mineralizácie a v okolí Novoveskej Huty navyše s uránovým zrudnením. Následky banskej činnosti sú viditeľné aj v súčasnosti a pôsobia rušivo na životné prostredie alebo na povahu reliéfu, a to napriek tomu, že väčšina z nich bola rekultivovaná. Potenciálnym rizikom sú aj rekultivované *odkaliská*, ktoré pod vplyvom nepriaznivých faktorov môžu znehodnotiť životné prostredie najmä v obývaných zónach (Smolník, Slovinky, Rudňany), preto je nevyhnutné ich monitorovať. Rušivo pôsobia aj odkaliská a haldy evidované v zmysle banského zákona ako druhotné suroviny (opustené – halda azbestu v Dobšinej, odkalisko v Rožňave, činné odkalisko ŽB v Nižnej Slanej). Zo starých ekologických záťaží treba spomenúť aj opustené prevádzkované alebo neprevádzkované povrchové lomy. Medzi najrizikovejšie patria Košice, Margecany, Novoveská Huta a Ochtiná. Dôsledky banskej činnosti sa prejavujú aj zvýšenou objemovou aktivitou radónu a produktov jeho rozpadu v miestach starých hald a zeminy používaných v bežnej činnosti (Rožňava, Krásnohorské Podhradie, Kobeliarovo, Nižná Slaná, Rudná, Rožňavské Bystré, Rakovnica) a výskytom azbestového prachu (okolie Dobšinej). Na závažnosť tejto problematiky v sledovanom území poukazuje aj to, že sa medzi lokality s potrebou zisťovať a monitorovať škody na životnom prostredí vznikajúce bankskou činnosťou zaradili ložiskové územia Rudňany – Poráč, Nižná Slaná, Rožňava, Gelnica, Slovinky, Smolník a Dobšiná (Vrána et al., 2000). Oblasť Novoveskej Huty a Hnilčíka bola zaradená medzi územia s potrebou kontrolovať účinnosť revitalizácie po uránovej činnosti (Daniel et al., 2001). Osobitnou skupinou sú staré banské haldy, ktoré sú súčasťou

starých štôlní. Tie vo väčšine prípadov dokonale splynuli s okolitým prostredím a možno ich identifikovať na základe inventarizácie starých banských diel (Záviš et al., 1996).

Skládky komunálneho odpadu

Starou záťažou sú aj skládky prevažne komunálneho odpadu s objemom nad 10 000 m³ (Vlachovo). V súčasnosti je na území regiónu jedna legálne prevádzkovaná skládka v areáli bývalého závodu ŽB v Rožňave, ktorá slúži na ukladanie inertného odpadu. Okrem záťaží v podobe starých skládok – zväčša komunálneho odpadu – je nevyhnutné spomenúť veľa „divokých skládok“, ktoré vznikajú svojvoľne ako dôsledok nedisciplinovanosti občanov v intravilánoch obcí a miest. Tie sa postupne asanujú, ale napriek rozličným opatreniam pri súčasnom stave ekologického povedomia a sociálnej situácie občanov vznikajú opätovne.

Pokles územia spôsobený podzemnou ťažbou

Typickým prvkom regiónu sú podrúbané územia. Pokles územia spôsobený podzemnou ťažbou je antropogénny geodynamický proces. V závislosti od úložných pomerov a geometrických charakteristík ložiska, vlastností geologického prostredia a spôsobu dobývania prebiehajú v horninovom prostredí vertikálne a horizontálne pohyby, a to od pozvoľného sadania nadložia vyťaženého resp. vyrúbaného priestoru až po jeho posun, pokles a prepád, čo sa na povrchu môže prejavovať deformáciami rozličného typu a tvaru. Podrúbané územia majú charakter geobariéry. Pokles nadložia vyrúbaného podzemného priestoru a potom pohyby povrchu môžu poškodiť alebo zničiť jestvujúce objekty a zároveň sú limitujúcim až obmedzujúcim faktorom ďalšieho rozvoja, ako aj využívania územia na iné účely. Vyvolané *svahové deformácie* prebiehajú v závislosti od miestnych pomerov niekoľko až desiatky rokov. Na celom území sú miesta ohrozené podrúbaním bez deformácie povrchu, ale aj s deformáciou na ložiskách s nedávno skončenou resp. prebiehajúcou ťažbou (priestor ložísk Nižná Slaná, Poráč, Novoveská Huta a Košice). Za nestabilné zóny s možnosťou prepádlní sa pokladajú aj nedostatočne zabezpečené *ústia štôlní, jamíc a šacht* opustených prieskumných a prevádzkovaných diel.

Lomy

V posudzovanej oblasti sú aj stenové a jamové lomy z ťažby stavebných surovín a ich steny bývajú zdrojom padania úlomkov i menších zosuvov. Nestabilným resp. destabilizujúcim prvkom sú i banské výsypky a haldy zo sypkej hruboulomkovitej až balvanitej zeminy. Výplňou odkalísk je zväčša piesčité až štrkopiesčité kal. Na strmých svahoch nerekvultovaných depónií kamenitých a balvanitých materiálov sa ich okraje rozvolňujú a zatrhávajú. Piesčité a štrkopiesčité materiály ľahko podliehajú erózii. Zosúvanie môže byť aj dôsledkom necitlivého antropogénneho zásahu. Osobitným problémom je stabilita odkalísk (Slovinky), ktorú môže ohroziť nevhodné prevádzkovanie alebo nepredvídané účinky prírodných faktorov a/alebo aj technické zlyhanie.

Staré banské diela

Neoddeliteľnou súčasťou zmapovateľného územia sú staré banské diela (priepadliská, štôlne, jamice a pingy) a sú tiež nestabilným prvkom prostredia. Ich výskyt podrobnejšie zaznamenávajú *Mapy starých banských diel* (Záviš et al., 1996).

Svahové pohyby a erózia

Svahové pohyby a erózia devastujú poľnohospodársku a lesnú pôdu, zvyšujú zraniteľnosť horninového prostredia, resp. sťažujú využívanie územia, a preto sa považujú za geobariéry. V regióne nie sú geodynamické javy v takej miere, aby mali pre stavebníctvo rozhodujúci význam. Vyplýva to najmä z geologickej stavby územia, jeho geomorfologických, hydrogeologických a klimatických pomerov resp. fyzikálno-mechanických parametrov hornín a zeminy. Malé zosuvy sa vyskytujú najmä na svahoch s kvartérnymi sedimentmi v okolí Rejdovej, Nižnej Slanej, Slavošky, Rochoviec a Prakoviec. V regióne prevláda zvetrávanie. Kôra zvetrania dosahuje hrúbku 1 – 3 m, miestami aj viac a časté je aj opadávanie zvetraných úlomkov hornín na strmých svahoch v údolí Hnilca, Mlynnej a Krátkej doliny, Banského potoka, Starovodskej doliny, Štóskeho potoka a doliny Čiernej Moldavy. Výmoľová erózia sa vyskytuje dosť nerovnomerne. Rozšírená je v kvartérnom, prevažne deluviálnom pokryve, vo zvetraninovom plášti hornín, v tektonicky intenzívne porušených horninách a v oblasti holín spôsobených Hg imisiami (Rudňany). Intenzívnejšou výmoľovou eróziou sú postihnuté svahy v okolí Slavošoviec. V mapovanom území sú aj prejavy bočnej erózie v povodí Štítnika (Rochovce) a Slanej

(Betliar). Podrobnejšie sú geodynamické javy zobrazené v *Mapách náchylnosti územia na svahové pohyby* v rámci *Máp geofaktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000* (Husár et al., 1993; Stupák et al., 2001).

Geobariérou je aj málo únosná a silne alebo nerovnomerne stlačiteľná základová pôda. Za málo únosnú sa pokladá jemnozrnná zemina mäkkej až kašovitej konzistencie a antropogénne sedimenty (komunálny odpad, popolček, kal, nekonsolidované navážky a pod.) hrubé aspoň 2 m. Na zmapovanom území je plošne zriedkavý výskyt málo únosnej resp. nerovnomerne stlačiteľnej zeminy v aluviálnych nivách potokov. Väčšie plošné zastúpenie týchto sedimentov predstavujú skládky odpadu. Skládky s osobitnými podmienkami v Dobšinej bola uzavretá, ale zatiaľ nie je zrekultivovaná. V území je v prevádzke len skládka 1. stavebnej triedy na inertný odpad v Rožňavskej Bani. Skládky v regióne sú zobrazené v *Mapách vhodnosti územia pre výber skládok odpadov v mierke 1 : 50 000* okresu Rožňava, sčasti Spišská Nová Ves a Košice-okolie, ktorých súčasťou je aj register skládok (Bachňák, 1993b; Petro et al., 1993; Piovarcsy a Dojčáková, 1993). Medzi takéto sedimenty sa zaraďujú i haldy a odkaliská po ťažbe a spracúvaní nerastných surovín. Rozsiahle haldy sa sústreďujú v okolí ťažobných a spracovateľských závodov. Opustené odkaliská sú v Rudňanoch, Slovinkách, Smolníku a využívané v Nižnej Slanej.

Zlomové poruchy

Geologickými bariérami sú aj zlomové poruchy (s výnimkou porúch s výskytom prameňov) a na ne sa viažucich nerastov. Pre hodnotenie územia sú významné hlavné predkvartérne zlomové poruchy, ktoré zobrazuje geologická mapa, a miestami aj neotektonické poruchy s aktivitou v pliocéne až kvartéri. Z hľadiska neotektonických pohybov SGR predstavuje najstabilnejšiu oblasť (Hók et al., 2000).

Seizmicita

Tektonická aktivita priamo súvisí so seizmicitou. Seizmicita územia je významným geologickým faktorom najmä z hľadiska výstavby náročných alebo špeciálnych inžinierskych diel. Pri území s intenzitou od 6 °MSK možno hovoriť o geologickej bariére. Zemetrasenie intenzity 8 °MSK sa zaznamenalo v roku 1703 v Gelnici (Prochádzková et al., 1978). Je odôvodnený predpoklad, že išlo o bankský otras. Celkovo možno hodnotenú oblasť charakterizovať ako makroseizmicky pokojnú s predpokladanou intenzitou do 5 °MSK.

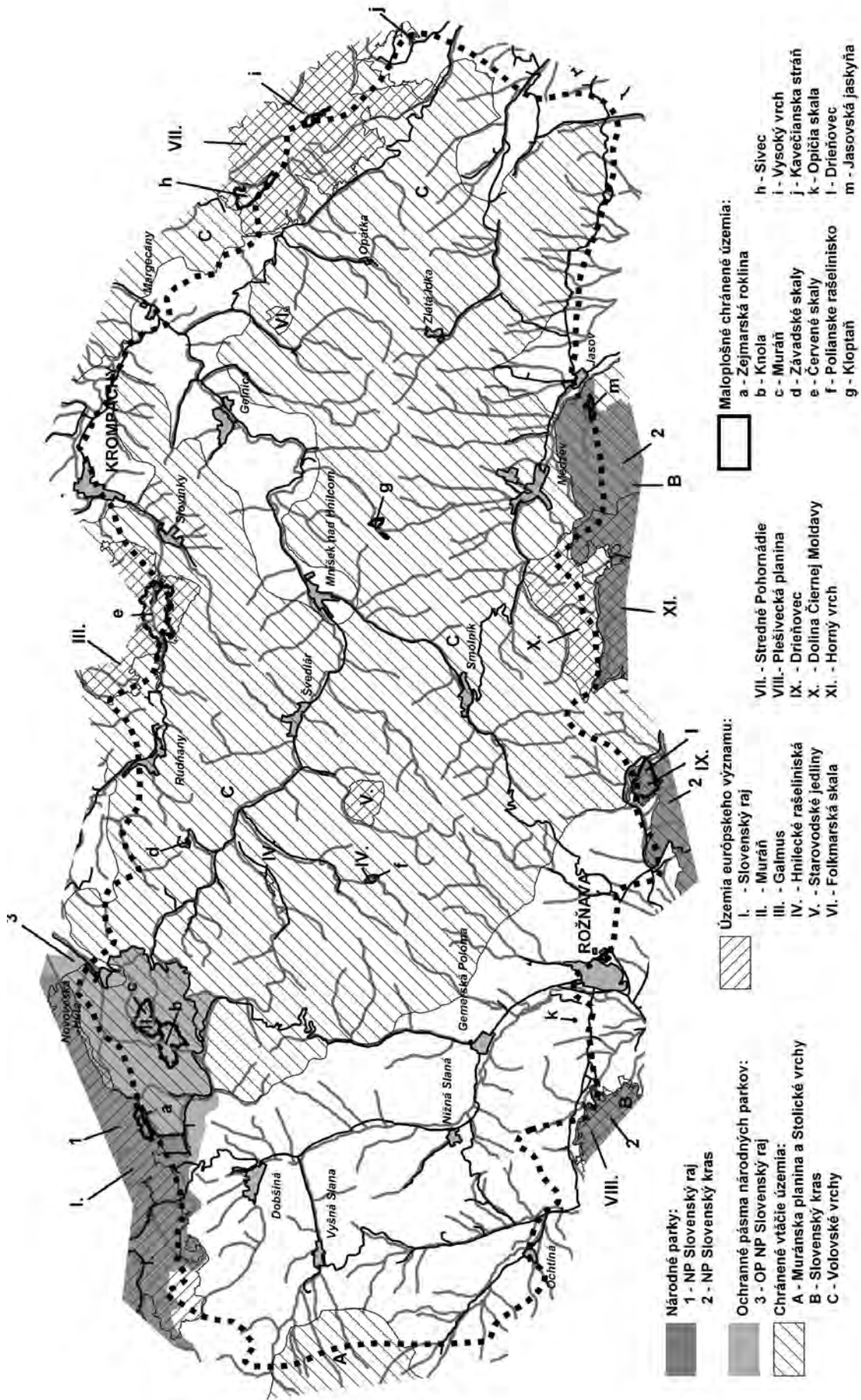
Skupina iných geofaktorov

Do skupiny iných geofaktorov patrí aj výskyt agresívneho CO₂ v podzemnej vode. Je limitujúcim až obmedzujúcim faktorom geologického prostredia, vyvoláva tzv. uhlíčanovú agresivitu, ktorá rozrušuje a znehodnocuje vápenité a cementové materiály stavebných konštrukcií. Treba jej venovať väčšiu pozornosť pri hĺbkovom zakladaní, výstavbe podzemných objektov a priehrad a pri vystrojovaní tunelov a bankských diel. Podstatná časť hodnoteného územia má stredný až silný stupeň agresivity s výskytom agresívneho CO₂ v podzemnej vode a s agresivitou spätou s tvrdosťou a kyslosťou vody (Matula et al., 1985). Táto agresivita vyplýva z rozšírenia a povahy horninového prostredia, ako aj z hydrogeologických štruktúr.

CHRÁNENÉ ÚZEMIA PRÍRODY

Medzi iné obmedzenia sa zaradili chránené územia prírody (vyhlásené aj navrhované) v Spišsko-gemerskom rudohorí a v príľahých oblastiach. Na SZ do regiónu zasahuje časť veľkoplošného chráneného územia Národného parku Slovenský raj vrátane časti ochranného pásma a na J útržky Národného parku Slovenský kras s jeho ochranným pásmom. V regióne sú aj maloplošné chránené územia (NPR, PR, PP, CHA), a to Červené skaly, Drienovec, Sivec, Kloptaň, Muráň, Polianske rašelinisko, Vysoký vrch, Opičia skala, Závadské skalky a Knola. Veľká časť regiónu patrí do sústavy chránených území NATURA 2000, ktorých cieľom je vytvárať a zachovávať prírodné dedičstvo významné nielen pre príslušnú krajinu, ale najmä pre Európsku úniu ako celok. Túto sústavu tvoria územia európskeho významu a chránené vtáčie územia. V mapovanom území sú vyhlásené nasledujúce územia európskeho významu: Slovenský raj, Muráň, Galmus, Stredné Pohornádie, Dolina Čiernej Moldavy, Folkmar, Hnilecké a Polianske rašeliniská. Do navrhovaného vtáčieho územia Volovské vrchy patrí veľká časť regiónu, menšia časť do územia Muránskej planiny a Stolických vrchov a útržok je aj zo Slovenského krasu.

Charakteristiku národných parkov neuvádzame, pretože v regióne je len malá časť z ich celkovej plochy. Väčšiu pozornosť venujeme maloplošným chráneným územiám, ktoré sú v niektorých prípadoch súčasťou



Obr. 39. Chránené územia prírody Spišsko-gemerského rudohoria.

spomenutých národných parkov. V zátvorke za názvom sa uvádza celková výmera, katastrálne územie, mapový list 1 : 50 000, príslušnosť do VCHÚ a rok vyhlásenia.

NPR Červené skaly (390,5 ha, Olcava, Poráč, Slovinky, nie je súčasťou VCHÚ, 37–21, 1981). Kaňon Poráčskeho potoka, ktorého stenu tvoria Červené skaly, je zarezaný do Galmuskej planiny a má polokrasový charakter. NPR predstavuje typické geobiocenózy Slovenského rudohoria s ukázkou skalných, lúčnych a lesných spoločenstiev.

NPR Drienovec (186,02 ha, Drnava, Kováčová pri Hrhove, 37–41, 37–32, Národný park Slovenský kras, 1984). NPR je vyhlásená na ochranu zachovaných lesných a skalných biocenóz Slovenského rudohoria na vedeckovýskumné a náučné ciele.

NPR Sivec (169,79 ha, Ružín, 37–22, 37–24, nie je súčasťou VCHÚ, 1954). NPR je vyhlásená na ochranu biotopov nápadných vápencových skál Čiernej hory nad dolinou Hornádu so strmými svahmi porastenými zmiešaným lesom (bučinou a vápencovými borinami) a pestrými rastlinnými spoločenstvami. Sú v ňom hniezdiská chráneného vtáctva.

PR Kloptaň (27,07 ha, Prakovce, Vyšný Medzev, 37–23, nie je súčasťou VCHÚ, 1993). PR predstavuje vrcholové lesné spoločenstvá na jv. a sv. svahoch Kloptaňa v Slovenskom rudohorí – Volovských vrchoch s výskytom vzácných a chránených druhov rastlín. Pozoruhodný je najmä kosatec sibírsky.

PR Muráň (180,66, Spišská Nová Ves, 37–12, Národný park Slovenský raj, 1996). Ochrana jedľových a jedľovo-smrekových lesov v okolí Muráňa (1 260 m n. m.) vo Volovských vrchoch. Zachované a zväčša pôvodné lesné spoločenstvá pralesového charakteru majú pôdoochranskú a vodohospodársku funkciu a sú stanovištom viacerých vzácných a ohrozených biologických taxónov.

PR Polianske rašelinisko (19,31 ha, Henclová, 37–14, nie je súčasťou VCHÚ, 1993). PR predstavuje zachované rozsiahle rašelinisko a komplex hodnotných rastlinných spoločenstiev na prilahlých pasienkoch. Veľká druhová diverzita rastlínstva, výskyt viacerých vzácných a ohrozených druhov húb. Je to ekostabilizujúci prvok krajiny.

PR Vysoký vrch (36,5 ha, Črmeľ, Sokol, 37–24, nie je súčasťou VCHÚ, 1993). Vrcholové pralesové spoločenstvá pôdoochranského charakteru na Vysokom vrchu (850 m n. m.) a Bielej skale (806 m n. m.) v závere Črmeľského údolia. Pestré zastúpenie drevín (buk, jaseň, javor, lipa, brest horský, dub, jedľa) i vzácných druhov. Na vápenci Bielej skaly je xerothermná vegetácia.

PP Opičia skala (0,24 ha, Nadabula, 37–32, nie je súčasťou VCHÚ, 1989). PP je výrazný geomorfologický útvar s geograficky veľmi výhodnou polohou na výhľad do Rožňavskej kotliny a na Slovenský kras. Možno na nej demonštrovať charakteristické minerálne zloženie rudných žíl v okolí Rožňavy.

PP Závadské skalky (3,89 ha, Závadka, 37–12, nie je súčasťou VCHÚ, 1987). PP je vyhlásená na ochranu erodovaného skalného útvaru budovaného fylitmi s polohami bázických hornín a detritických metamorfík výrazne sa uplatňujúceho v okolitom reliéfe, vo volovskom pásme Slovenského rudohoria.

CHA Knola (220,02 ha, Mlynky, Spišská Nová Ves, 37–12, Národný park Slovenský raj, 1996). Ochrana rôznorodých zložiek prírodného prostredia, hodnotných hôlnych porastov, rašelinových pramenísk, skál a fragmentov pôvodných lesov v okolí kóty Veľká Knola (1 266 m n. m.) vo Volovských vrchoch. Mnoho ohrozených a chránených druhov rastlín a živočíchov, ako aj biotop hlucháňa.

NERASTNÉ SUROVINY

Žilné a stratiformné rudné ložiská SGR patrili od dávnych čias po blízku minulosť medzi najvýznamnejšie ťažené rudné ložiská na Slovensku. Písomné materiály o ťažbe rúd sú staré vyše 700 rokov. Archeologické vykopávky tu dokumentujú ťažbu rúd už v železnej dobe. Niektoré ložiská (napr. Smolník) boli v istom období hlavným európskym producentom Cu rúd. V ostatných desaťročiach to boli magnezitové ložiská, ktoré v súčasnosti spolu s raritnou podzemnou ťažbou metasomatických sideritov živia banícku tradíciu v SGR. Počas stáročnej ťažby bola väčšina rudných ložísk, najmä ich pripovrchová časť, vyťažená.

Medzi najvýznamnejšie typy rudných ložísk patrí žilná sideritovo-sulfidická mineralizácia s typickými ložiskovými rajónmi Rudňany, Bindt – Ráztoky, Slovinky, Rožňava, Medzev, Mníšek nad Hnilcom a i., ďalej kremenno-antimonitové rudy s Au a Ag (Betliar, Čučma, Poproč, Zlatá Idka), ankeritovo-mednaté s U a Mo (Novoveská Huta) a kobaltovo-niklové rudy (Dobšiná). Najvýznamnejšie stratiformné sulfidické rudy sa ťažili v Smolníku a menej v oblasti Mníška nad Hnilcom. Metasomatické sideritové rudy aj teraz reprezentuje predovšetkým ložisko v Nižnej Slanej a Kobeliarove a predtým v Mlynkoch. Magnezit sa v karbónskom súvrství ťažil na početných lokalitách. V povojnovom období medzi nimi dominovala Ochtiná a Košice. Stratiformné Fe a Mn oxidické rudy sa ťažili iba príležitostne. V povojnovom období nadobudla ekonomický význam U mineralizácia v Novoveskej Hute a v jej okolí a novšie na Jahodnej pri Košiciach.

Z nerudných nerastných surovín v SGR dominovali predovšetkým ložiská azbestu (Dobšiná, Jaklovce), sadrovca a anhydritu (Novoveská Huta, Gretla, Mlynky – Biele vody), baritu (Rudňany – Poráč, Jaklovce – Kropachy, Drnava) a žilného kremeňa (Švedlár, Stará Voda). Stavebné suroviny sa ťažili a príležitostne ďalej ťažia v malých lomoch v oblasti výskytu paleozoických diabázových hornín a karbonátov. Významná súčasná ťažba triasových karbonátov je na okraji územia znázorneného na našej mape.

Nerastné suroviny sme spracovali podľa monografie *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*, zv. 1 (Grečula et al., 1995), ktorá vznikla v rámci úlohy *Atlas geomáp SGR*. V nej sú podrobné informácie o všetkých typoch rudných aj nerudných ložísk SGR vrátane metalogenetického vývoja a geotektonického pozadia mineralizácie.

Vysvetlivky ku geologickej mape SGR obsahujú ako prílohu aj mapu ložísk a výskytov rudných a nerudných surovín v SGR. Keďže podrobná ložisková mapa SGR sa ešte vôbec nepublikovala (Ilavského mapa ložísk SGR zostala iba manuskriptom), hoci sa jej publikovanie predpokladalo v rámci spomínanej monografie a žiadala to aj odborná verejnosť, preto mapa ložísk je súčasťou týchto Vysvetliviek a ako sprievodný text resp. vysvetlivky k tejto mape poslúži táto kapitola, ktorá je spracovaná inak, ako je to pri edícii Vysvetliviek k regionálnym geologickým mapám. Aj napriek tomu, že je to veľmi rozsiahla kapitola, ide len o veľmi stručný opis ložísk a výskytov, ale dostatočný ako základná informácia o ložiskách a výskytoch všetkých typov nerastných surovín SGR. Podrobnejšie informácie možno nájsť v monografii *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria*, zv. 1 (Grečula et al., 1995). Istý nesúlad je medzi textom, mapou ložísk a geologickou mapou, týkajúci sa litologického prostredia, v ktorom sa daný výskyt či ložisko vyskytuje. Je to dôsledok značného zjednodušenia litologickej situácie na vytlačenej geologickej mape v mierke 1 : 50 000 a podkladovou (archivovanou) geologickou mapou v mierke 1 : 10 000, v ktorej sa ložiská situovali a charakterizovali.

Ložiská a výskyty nerastných surovín SGR sa rozdeľujú na ložiská a výskyty rudných surovín a na ložiská a výskyty nerudných surovín. Energetické suroviny – okrem ojedinelých karbónskych výskytov tenkých antracitových slojov s vysokým obsahom popola a nízkou výhrevnosťou – v regióne nie sú.

Vo Vysvetlivkách v texte okrem názvu ložiska alebo výskytu uvádzame aj poradové číslo objektu podľa *Geologicko-ložiskovej štúdie* (skratka GLŠ) a *Atlasu geomáp SGR* (skratka ATLAS), ktorý je zobrazený na *Mape ložísk a výskytov rudných a nerudných surovín v SGR*, a to vo forme tabuliek (samostatná príloha vo vysvetlivkách). Vedľa názvu udávame aj veľkostnú kategóriu objektu (napr. veľké ložisko, ekonomicky alebo historicky významné – **VL**, stredne veľké ložisko – **SL**, malé ložisko – **ML**, ložiskový výskyt – **LV** alebo mineralogický výskyt – **MV**). Pri niektorých surovinách pri neistom zaradení podľa veľkostnej klasifikácie sa použili aj značky prechodného typu napr. Rudňany-žila Droždiak – **SL (spolu)**, Malobindtianske žily – **LV (spolu)**, ktoré zahŕňajú niekoľko žilných ložísk a/alebo ložiskových výskytov zahrnutých pri výpočte zásoby do hodnoteného ložiska podľa podmienok využiteľnosti zásoby; alebo napr. žila Miloj **ML-P1**, malé ložisko podľa podmienok využiteľnosti na Cu, ale iba mineralogický výskyt s prognóznymi zdrojmi P1 baritu; podobne je to aj pri ďalších ložiskách a výskytoch. Veľkostná kategória, značky, farba a i. na mape ložísk a výskytov sa väčšinou spracovali podľa príloh 1 a 2 Smernice MŽP z 20. mája 1996 č. 3/1996 – 3.1 na zostavovanie a vydávanie regionálnej mapy ložísk a prognóz nerastov.

V tejto kapitole Vysvetliviek sme uvádzali veľmi málo citácií pôvodných prác vzhľadom na ich veľmi veľké množstvo a na obmedzený rozsah tejto kapitoly. Preto odkazy na citovanú literatúru v tejto kapitole odporúčame hľadať v monografii *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 1* (Grecula et al., 1995) a *Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 2* (Slavkay et al., 2000).

RUDNÉ SUROVINY

Magmatogénna mineralizácia

V Spišsko-gemerskom rudohorí sú ložiská a výskyty späté s magmatogénnou mineralizáciou pomerne zriedkavé a vyskytujú sa v blízkosti gemerického granitu prevažne pod povrchom. Iba ojedinele sa na povrchu zistili prejavy greizenizovaných hornín s vyšším obsahom Sn. Prevažná časť cínových, volfrámových a molybdénových rúd sa overila vrtmi v hĺbke niekoľko sto metrov pod povrchom. Ložiská a výskyty nie sú v súčasnosti otvorené a neťažia sa.

Cínovo-volfrámové rudy

Hnilec – Medvedí potok (198). Cínovo-volfrámo-molybdénová mineralizácia je pri južnom okraji obce a viaže sa na súlovskú greizenizovanú granitovú intrúziu prenikajúcu cez horniny staršieho paleozoika. Vyskytujú sa tu dva typy zrudnenia, a to greizenový, tzv. masový typ predstavujúci endokontaktnú zónu, a monometalická ruda. Hlavným minerálom je kasiterit s veľkosťou zrna 0,01 – 0,2 mm. Je to chudobná ruda. Na tento typ mineralizácie pripadá 92 % zásoby ložiskového výskytu. Priemerný obsah Sn v endokontaktnéj zóne je 0,12 – 0,18 % a v šošovkách 0,05 až 0,06 %. Žilný typ predstavujú tri kasiteritovo-kremenné a jedna aplitická žila s vysokotermálnou mineralizáciou s nižším obsahom Sn. V prvých troch žilách je zrudnenie rovnomerné. Priemerný obsah kasiteritu je 1,51 – 2,64 %. Obsah Sn v troch kremeno-kasiteritových žilách je 2,64, 0,24 a 1,51 a aplitická žila má obsah Sn 0,114 %. Volframit je zastúpený v menšom množstve. Sprievodným minerálom je topás, turmalín, fluorit, arzenopyrit, sludy a apatit. V kremenných žilách je aj molybdenitovo-kremenná mineralizácia. Volná nebilančná zásoba bola 858 kt. Ložiskový výskyt sa neťaží (Drnzík et al., 1982).

Dlhá dolina (287c). Výskyt je cca 15 km na S od Rožňavy v závere rovnomennej doliny. Sn a vzácno-prvková mineralizácia vystupuje v horninách staršieho paleozoika. V bezprostrednom exokontakte granitového telesa vystupujú chloriticko-sericitické fylity miestami kontaktne metamorfované za vzniku škvŕnitých fylitov. Výskyt obsahuje dva typy zrudnenia, a to Sn greizenový (odkryv) a typ albitizovaného a greizenizovaného granitu vo vrte DD-3 so vzácno-prvkovou mineralizáciou.

Muskoviticko-kremenný greizen s kasiteritom má tvar doskovitého telesa tektonicky obmedzeného v smere SZ – JV. Jeho dĺžka je 44, šírka 3 – 5, výška 2 – 6 a hĺbkový dosah 9,5 m. Z väčšej časti je tektonicky zbridlčnatý a s plynulým prechodom do masívneho greizenu. Prerážajú ho početné kremenné žily hrubé 0,1 – 1,0 m s kasiteritom, scheelitom, ferberitom a sulfidmi, ktoré do podložia neprechádzajú. Bezprostredné podložie, ako aj sv. okraj tvoria intenzívne turmalinizované laminované chloriticko-sericitické fylity. Exogreizen je v tektonickom styku s podložíom.

Albitizovaný a greizenizovaný granit s prejavmi vzácno-prvkovej mineralizácie overil vrt DD-3 v hĺbke 454,5 až 672,6 m. Podľa Dianišku (1983) je materskou horninou albitizovaného granitu hrubozrnný albiticko-mikroklínový granit s turmalínom, ktorý vo vrchnej časti prechádza do slaboalbitizovaného a greizenizovaného granitu, spočiatku s muskovitom (hrúbka 27 m) a neskôr s cinvalditom (hrúbka 50 m). Nad ním je mohutný komplex (cca 110 m) intenzívne albitizovaného granitu až anchimonominerálnych albititov s nevýraznými polohami okolopuklinových greizenov (úhrnná hrúbka je cca 3 m). Na intenzívne albitizovaný granit sa viaže koncentrácia Sn, Ta a časť Nb a na slaboalbitizovaný granit (hlavne na fáciu s cinvalditom) koncentrácia Li, Rb, Cs, W a časť Nb.

Kvalita rudy v odkryve je veľmi dobrá. Sn je tu priemerne 1,34, W do 0,06, Bi 0,07 % a Nb 50 – 405 g/t (bodové vzorky). Vzácno-prvkový albitizovaný granit z vrtu DD-3 obsahuje Sn max. 0,09 %, Nb max. 65 ppm, Ta 120 ppm, W max. 130 ppm, Li max. 1 240 ppm, Rb max. 1 460 ppm a Sr maximálne 390 ppm. V Dlhej doline sa po skončení prieskumu roku 1992 zistilo, že podľa údajov z vrtov je obsah Nb, Ta a W ekonomicky nezaujímavý (Nb max. 90 g · t⁻¹, Ta max. 73 g · t⁻¹ a W max. 390 g · t⁻¹) a iba obsah Li a Rb lokálne dosiahol nad 0,1 % (Malachovský et al., 1992).

Zvýšený obsah Sn a Ta sa viaže na vrchnú časť intenzívne albitizovaného granitu, kde Sn tvorí niekoľko zón s úhrnnou hrúbkou 63 m a s priemerným obsahom 0,05 %. Zvýšený obsah Li, Rb, Sn a W sa viaže výhradne na fáciu slaboalbitizovaného granitu s cinvalditom v hrúbke 2,1 m, no zaujímavý je obsah napr. Li (nad 1 000 ppm).

V oblasti Dihej doliny sa vrtným prieskumom zistila menej významná koncentrácia Sn zrudnenia. Odhadlo sa cca 1 200 kt prognóznych zdrojov (P_1) s kvalitou 0,37 % Sn, ktoré sa viažu na albitit a Li-F granit. V druhej alternatíve sa pri kvalite 0,139 % Sn vypočítalo 3 893 kt prognóznych zdrojov a v alternatíve pri kvalite 0,059 % Sn 18 762 kt prognóznych zdrojov Sn rudy (Malachovský et al., 1992). Okrem toho sa v Li-F granite vypočítalo 6 635 kt P_1 zdroja s 0,129 % Li (Li viazané na cinvaldit) a 45 033 kt prognózneho zdroja P_1 s 0,141 % Rb (Rb viazané na cinvaldit a mikroklin).

Molybdénovo-volfrámové rudy

V hraničnej zóne medzi gemerikom a veporikom v oblasti Ochtiná – Rochovce sa vo vrte KV-3 (Klinec et al., 1979) v hĺbke okolo 691 m zistilo Ni-Co zrudnenie a v jeho podloží teleso granitu. V nasledujúcich rokoch sa územie podrobne geologicky študovalo, metalogeneticky charakterizovalo a definovalo sa ložisko Mo-W rúd Rochovce (Molák et al., 1986; Gargulák, 1992), ktoré sa neskôr vrtom RO-1 až RO-6 (Václav et al., 1988) detailne preskúmalo (Lörincz et al., 1993) a vypočítala sa zásoba molybdénových a volfrámových rúd.

Ložisko Mo-W rúd Rochovce (249a). Na geologickej stavbe širšieho okolia ložiska sa zúčastňujú horninové súbory karbónu zaradované do dobšinskej a ochtinskej skupiny a horninové súbory mladšieho paleozoika revúckej skupiny a jej rimavského a slatvinského súvrstvia. V podloží revúckej skupiny vystupuje granitoidné teleso označované ako rochovské s rozličným faciálnym vývojom. Podľa viacerých autorov sa na základe K/Ar metódy udáva vek telesa ako strednokriedový až vrchnokriedový (Klinec, 1979; Václav et al., 1988).

Határ (in Václav et al., 1988) v granitoidnom telese rozlišuje najmenej dve samostatné intruzívne fázy. Neskôr Lörincz et al. (1993) zistili pozvoľný prechod medzi intruzívnymi fázami, a tak sa predpokladá, že nejde o dve samostatné intrúzie, ale o postupnú diferenciaciu granitoidnej taveniny pri zmenených tlakovo-teplotných pomeroch v jednotlivých štádiách vývoja rochovskej strižnej zóny.

Ložisko tvoria dve samostatné zóny (Mo a W zóna) ležiace nad sebou, ktoré sa čiastočne aj prekrývajú. Hlavným ložiskotvorným minerálom je molybdenit, scheelit, v menšej miere volframit a veľmi častým sprievodným minerálom pyrit.

V *molybdénovej zóne (Mo zóna)* je hlavným minerálom molybdenit a viaže sa na výrazne silicifikované úseky v plášti – exokontaktne granitoidného telesa. Vytvára tenké molybdenitovo-kremenné žilky cm rádu, ojedinele aj rádu dm až m. Podľa charakteru výstupu molybdenitu v exokontakte granitoidného telesa možno hovoriť o žilníkovom resp. „stockwerkovom“ type zrudnenia. Zrudnenie je aj v endokontakte granitoidného telesa a v ňom sa viaže na prvé desiatky metrov od kontaktu telesa s plášťom (max. 30 – 50 m). Molybdenit je v kremenných žilkách na ich okraji a na kontakte žila – hornina, kde vytvára bohatšie lupeňovité akumulácie, alebo ako jemne dispergovaný Mo vtrúsený v kremenných žilkách.

„Stockwerková“ forma mineralizácie je charakteristická strmými až subvertikálnymi molybdenitovo-kremennými žilkami rádu cm až dm, ktoré presekávajú priečne plochy foliácie hornín plášťa. Najlepší vývoj týchto žiliek a žíl je v biotitických rohovcoch. V nadložných komplexoch (metaarkózy, metadroby) je hrúbka žiliek mm až cm rádu, a preto sú výraznejšie bridličnaté a zrudnené žilky často tenké a nesúvislé. Prechod do Mo zóny sa z hľadiska distribúcie tohto prvku prejavuje rastom jeho obsahu z desiatok na prvé stovky ppm a pri prechode do komplexu biotitických rohovcov na tisícky ppm. Obsah vo výrazne zrudnených žilkách je od 0,1 do 0,7 % Mo a ojedinele sa zistil obsah aj 1 až 2 % Mo. Hrúbka Mo zóny je veľmi variabilná a najhrubšia je v centrálnej časti, a to 230 – 380 m.

Tvar rudného telesa sa približne prispôbuje priebehu horninových pruhov resp. kontaktu granitoid – plášť a rimavské súvrstvie – ochtinské súvrstvie. Mo zóna sa prednostne viaže na exokontakt granitoidu alebo na jeho kupolu, a tak tvarom a hrúbkou pripomína priebeh týchto kontaktov.

V smere SZ – JV sa rudné teleso interpretuje ako kompaktná poloha s postupným vyklinovaním (miestami aj prstovitým) do strán. Generálne si zachováva sklon horninových pruhov metasedimentov plášťa resp. sklon kontaktu granit – plášť. Najväčšiu hrúbku má v centrálnej časti územia, kde je nepravá hrúbka cca 400 m.

Smerná dĺžka je od 1 000 do 1 400 m, sklon polohy v jv. časti je 40 – 50° na JV a na sz. je sklon 60 – 70° na SZ bez výraznejších prstovitých výbežkov.

Volfrámová zóna (W zóna) je vyššie ako molybdénová a litologicky sa viaže na biotiticko-muskovitické a biotiticko-sericitické kremenité fylity resp. bazaltové metapyroklastiká.

W zrudnenie vychádza na povrch v pomerne širšom priestore kopcov Bredač – Magura. Mo zrudnenie sa na povrchu zistilo (Gargulák, 1992) len v užšom priestore na S a SV od bane Čižko. Hlavným ložiskovým minerálom zóny je scheelit. Menej je volframitu, ktorý sa viaže na tenké kremeno-karbonátovo-pyritové žilky hrubé mm až cm. Charakteristickým znakom W zóny je veľmi intenzívna pyritizácia v žilníkovej, vtrúsenej až impregnačnej forme. Scheelit vytvára zrníčka až menšie zhluky pri okrajoch žiliek. V ojedinelých prípadoch vystupuje ako jemne vtrúsený, predovšetkým vo fylitických členoch komplexu.

W mineralizácia je charakteristická tenkými (mm – cm) pyritovo-kremeno-scheelitovými žilkami so strmým až subvertikálnym sklonom. Je najvýraznejšie spätá s bazaltovými metapyroklastikami. Pre mineralizáciu je typická väčšia variabilita obsahu W, ale netvorí také súvislé zrudnené úseky ako Mo mineralizácia. Maximálne zistený obsah bol od 0,4 do 0,7 %.

Generálny sklon rudného telesa, napodobňujúceho sklon litologického prostredia (ktoré W mineralizáciu litologicky kontroluje), je 20 – 30° na JZ.

Minerálna asociácia Mo a W mineralizácie je takáto (Határ in Václav et al., 1988; Jeleň in Lőrincz et al., 1993):

Mo mineralizácia: hlavný je molybdenit; W mineralizácia: hlavný je scheelit, vedľajší až akcesorický volframit; sulfidická mineralizácia: hlavný je pyrit a pyrotín, vedľajší sfalerit, galenit, chalkopyrit, akcesorické sulfidy a sulfosoli Bi, Sb, Ag a Pb (bizmutín, Bi, tetraedrit, ullmannit, pyrargyrit a rýdze Ag); nerudné minerály: hlavný je kremeň a karbonát, vedľajší fluorit a zeolit; sekundárne minerály: oxidy Fe a ílové minerály.

Výsledkom geologickoprieskumných prác bolo vyčíslenie zásoby Mo a W rudy v kategórii Z-3 a prognózných zdrojov P1. Zásoba sa vypočítala alternatívnym spôsobom pri rozličnom obsahu Mo a W v okrajovej vzorke. S ohľadom na vyčíslenú zásobu kategórie Z-3 sa prognózne zdroje odhadli iba v blízkosti zásoby vypočítanej v 1. alternatíve výpočtu v kategórii P1: Mo ruda 214 141 kt s obsahom 0,034 až 0,141 % a Mo a W ruda 30 613 kt s obsahom 0,034 – 0,082 %. V roku 2005 sa vykonal odpis zásoby vyňatím z evidencie.

Metamorfno-hydrotermálna žilná mineralizácia

V Spišsko-gemerskom rudohorí sa žilná mineralizácia viaže najmä na nízkometamorfované paleozoické komplexy. Vyskytuje sa tu vyše 1 300 rudných žíl. Ich dĺžka je niekoľko 100 m, zriedkavejšie až 15 km a hĺbkový vývoj od 700 do 1 400 m. Mineralizáciu rudných žíl tvorí siderit, chalkopyrit, tetraedrit, pyrit, arzenopyrit, pyrotín, kremeň, zriedkavejšie galenit, sfalerit a iné minerály. Obsah Fe v rude je 32 až 37, Cu 0,2 až 2,5 % a malé množstvo ďalších prvkov. Kremeno-antimonitové žily sú kratšie, 100 až 1 000 m, hrubé do 4 m a s vertikálnym rozsahom do 300 m. Obsah Sb v rude je 0,5 až 8 %, Au do 2 g/t, ojedinele až 8 g/t a obsah Ag veľmi kolíše.

Väčšina autorov považovala vek žilnej mineralizácie za alpínsky (Varček, 1957, 1962; Rozložník, 1965, a ďalší), ale napr. Ilavský (1979) a Ilavský a Pouba (1986) za variský. Grecula (1982 a neskôr) ho pokladá za variský a ich genézu spája s variskými metamorfnými procesmi. Hydrotermálne roztoky vznikali v horninovom prostredí biotitovej a amfibolitovej fácie. Alpínskym procesom pripisuje významný rejuvizačný prejav, ale bez významnejšej a ekonomicky zaujímavej rudnej koncentrácie.

Vzhľadom na už spomenuté veľké množstvo rudných žíl v SGR v tejto časti ich iba veľmi stručne charakterizujeme podľa monografie Grecula et al. (1995) v podobe vysvetliviek k priloženej mape a *Zoznamu ložísk a výskytov rudných a nerudných surovín v SGR*.

Cu rudy

Oblasť Novoveská Huta – Hanisková

Pre oblasť je charakteristický Fe dolomitovo-kremeno-chalkopyritový typ žilnej mineralizácie (Háber, 1977) v súvrstviach permu gemerika, ktorý sa označuje ako novoveskohutiansky alebo hutiansky typ, alebo žilné pásmo. Do hĺbky sa Cu mineralizácia vytráca v knolskom (bazálnom) súvrství permu. Dôvrchne žily vyklinujú v bielovodských vrstvách novoveského súvrstvia permu.

Hlavným minerálom žíl je Fe dolomit, kremeň a chalkopyrit, bežným pyrit, tennantit a siderit. V chalkopyrite, pyrite a tennantite sa zistil anomálny obsah izomorfného selénu, najvyšší na Slovensku.

Novoveskohutiansky žilný systém

62-1 Žila H-1. Zistila sa v novoveskohutianskom tektonickom bloku pri prieskume rádioaktívnych surovín na 3. horizonte zo šachty č. 3. Do hĺbky sa spája so žilou H-2 a H-5 pod úrovňou IX. obzoru.

62-2 Žila H-2. Jej minerálnou výplňou je Fe dolomit a kremeň a lokálne prevláda siderit (s ním sa vyskytuje aj ružový barit). Zo sulfidov prevažuje chalkopyrit nad tennantitom, ale niekde dominuje pyrit.

62-3 Žila H-5. Hlavným minerálom žilnej výplne je Fe dolomit a kremeň, miestami aj siderit a barit. Zo sulfidov prevláda chalkopyrit, podstatne menej je tennantitu a pyritu. Vzácne je zastúpený primárny covellín a rýdza Cu.

67. Žila H-6. Je súběžná so žilou H-7 a leží 20 – 60 m v jej podloží resp. v západnej časti v nadloží žily H-13. Spolu so žilou H-7 tvorí malé ložisko. Vo výplni žily prevláda kremeň nad Fe dolomitom (lokálne je to opačne),

zriedkavý je siderit, ale miestami častý turmalín. Pyrit iba zriedka prevláda nad chalkopyritom a tennantit tvorí vtrúseniny a priečne žilky.

67. Žila H-7. Je to najjužnejšia žila (20 – 60 m v nadloží H-6) a leží v severnej časti strážanského a v muránskom bloku. V celej známej dĺžke 2 km má na povrchu priemerný smer 70 – 80°. Jej priemerný sklon na J je 30°.

42. Žila H-8. Je najsevernejšou žilou zistenou z jamy č. 3. Žilnú výplň tvorí kremeň, Fe dolomit, chalkopyrit, pyrit, lokálne tennantit, dickit a siderit.

59. Žila H-10. Takto sa označuje žila preskúmaná a ťažená v minulosti zo štólne Roll-Amália asi 1,2 km na SV od Novoveskej Huty pri štátnej ceste do Spišskej Novej Vsi.

60 a 61. Žila Pri Sadrovke a Pri zatáčke. Tieto žily sú východným pokračovaním novoveskohutianskej žily H-1 a H-6.

40 a 41a. Žila Medvedia hlava a Rybník. Tieto krátke a tenké žily vyskytujúce sa v bridličnatom novoveskom súvrství permu ležia na J od kopca Medvedia hlava.

Žilný systém Hanisková – Žompy

Tvorí ho *žila Hanisková I* (**36** západný úsek žily H-6 a H-7) a *Hanisková II*. V žilnom pásme možno vyčleniť skupinu kremenných žíl s pyritom, potom skupinu žíl s ankeritom, kremeňom a sulfidmi a ankeritovo-kremenné žily bez sulfidov. Sulfidy reprezentuje pyrit, bornit, covellín, chalkopyrit, enargit, sfalerit, galenit, tetraedrit, tennantit a hematit. V žilách sa vyskytuje aj siderit a turmalín (Drnzíková, 1964).

37, 38, 39. Žila Hanisková II je na južnom svahu kopca Hanisková. Na povrchu na haldách je prevažne kremeň a ankerit, ale vo vrte Ha-4 v hĺbke 300 m sa v 0,5 m hrubej žile zistil aj siderit a zriedka chalkopyrit (Macko, 1964).

43. Žila Pod Muráňom. Vyznačuje sa tým, že má vo výplni okrem kremeňa, ankeritu a zriedkavých sulfidov aj barit a siderit.

68. Žila Pod Strážanským kopcom. Leží asi 150 m na J od vrcholu kopca. Jej sklon ani hrúbka nie sú známe. Rudná výplň je z kremeňa, sideritu a ojedinelý je pyrit a chalkopyrit.

69. Žilník Žompy. Skladá sa z troch sideritových žíl pri južnom okraji Novoveskej Huty. Minerálna výplň žíl je z kremeňa, sideritu (limonitizovaného), ale v štólne Žompy sa našli aj žilky s ankeritom a sulfidmi.

70. Žila Okružlovec s ankeritovou mineralizáciou a *žila Čierna hora (71a)* ležia vo východnej časti žilného systému Hanisková – Žompy.

Oblasť Dobšiná

Gápeľsky ankeritovo-kremeno-sulfidický žilný systém

Ide o západný koniec novoveskej zóny, ktorá je nositeľkou žíl s ankeritovo-(Fe dolomitovo)-kremeno-chalkopyritovo-tennantitovou mineralizáciou.

1c. a 1d. Žilník Gápeľ (Čiernohorská baňa, Schwarzenberggruber). Podľa Halahyjovej-Andrusovovej (1958, 1964) je v žilách ankerit dvoch generácií, kremeň (veľmi hojný), pyrit, arzenopyrit, turmalín, chalkopyrit a v malej miere tetraedrit.

1e. a 7. Žilník Maša. Sú to početné malé žily s mineralizáciou podobnou žilám Gápla (ankerit, kremeň, ojedinele chalkopyrit a pyrit). Jedna zo žíl pri priehradnom jazere je súbežná s násunom rulovo-amfibolitového komplexu na permské zlepence. Smer žíl je 50°, sklon 60 – 70° na JV, hrúbka do 1 m, zvyčajne 20 – 40 cm.

32-1. Žila Filip-západ. V záreze železnice je pri Palcmanskej Maši východ karbonátovo-kremennej žily hrubej až 2 m. Podloží sú horniny permu a nadloží tektonicky prehnetý diabázový metatuf staršieho paleozoika. Smer žily s ankeritom, kremeňom a ojedinelými závalkami sulfidov je 60 a sklon 50° na J.

Fe-Cu, Co a Ni rudy

Dobšinský (Fe-Cu, Co, Ni) žilný systém

Spoločnou vlastnosťou početných výskytov Co-Ni zrudnenia v okolí Dobšinej je prednostná lokalizácia v telesách rulovo-amfibolitových hornín alebo v ich blízkosti.

Co-Ni minerály sú spolu so sideritom alebo ankeritom v asociácii, ktorá sa od bežnej paragenézy sideritovej formácie Spišsko-gemerského rudohoria vcelku neodlišuje. Žily ležia v tektonických zónach, ktoré vznikli pri násune rulovo-amfibolitového komplexu na ostatné horniny rakoveckého vývoja. Voči primárnej foliácii rúl a amfibolitov, ako aj podložných hornín sú pravé. Na spodnejších horizontoch vystupujú v rule a tam sú

lokalizované v čiernych mylonitoch – „lúpavcoch“: Čierny „lúpavec“ sa skladá prevažne z chloritu, grafitu, turmalínu, kremeňa, rutilu, sericitu, ílových minerálov a sulfidov.

Minerálne zloženie zembersko-tereziánskych žíl opísala Halahyiová-Andrusovová (1959), ale platí iba pre spodnejšie časti žíl. Barit a spekularit patria medzi najmladšie minerály paragenézy. Podľa starých záznamov (in Papp, 1919) sa tu ťažila bohatá mednatá ruda a z tetraedritu sa získavala ortuť a striebro.

Zembersko-tereziánsky žilník

10, 10a a 11. Zemberský žilník sa skladá z troch žíl (*Severnej, Hlavnej a Južnej*) s minerálnou asociáciou siderit, ankerit, kremeň, sulfidy s hojnším zastúpením Co-Ni minerálov. V menšej miere sú zastúpené aj sideritovo-baritové žilky s Cu minerálmi.

Pre žily v zemberskom úseku sú typické dva typy žilnej minerálnej asociácie. Prvá je siderit, ankerit, kremeň a sulfidy s Co-Ni minerálmi – charakteristická pre spodné časti žíl s minerálnou asociáciou hlavných sulfidov – druhá arzenopyrit, pyrit, gersdorffit, chalkopyrit, tetraedrit a zo zriedkavejších chloantit, Bi-Cu sulfosol, spekularit, löllingit, markazit, Co skutterudit, turmalín, chlorit, sericit a rutil. Zo sekundárnych minerálov je zastúpený limonit, erytrín, annabergit, malachit, covellín a sadrovec.

11a. *Žila Terézia I* pravdepodobne zodpovedá Hlavnej žile zemberského úseku a má aj podobné charakteristiky.

11b. *Žila Terézia II* je vývojom a minerálnou asociáciou podobná predchádzajúcej žile ležiacej v podloží a mohla by byť pokračovaním Južnej žily.

Žily južného okraja rulovo-amfibolitového telesa (typ Martini)

Najväčšia a najznámejšia z nich je *žila Martini 14b*, ktorá má pomerne pravidelný súvislý vývoj v dĺžke 300 m a jej hĺbkový dosah je overený do 100 m. Žily v ostatných revíroch sú rojmi (až štyri paralelné žily s odstupom niekoľkých metrov). Podľa Halahyiovej-Andrusovovej (1964) sú medzi zembersko-tereziánskymi žilami a žilami sprevádzajúcimi rudný ťah Georgi isté paragenetické kvantitatívne aj kvalitatívne rozdiely. Okrem nižšie opísaných minerálov je tu navyše Bi sulfosol, rammelsbergit a pararammelsbergit. V tešnárskych žilách je hojný nikelín prichádzajúci v závaľkoch veľkých až 1 cm.

Geologickoprieskumné práce v rokoch 1953 – 1956 (Hladík) potvrdili, že žila Martini a ďalšie žily sú relatívne bohatšie na nikel a chudobnejšie na kobalt.

14. *Žila Jacobi.* Rudnú výplň tvorí siderit, gersdorffit, chalkopyrit, vedľajší je pyrit, tetraedrit, arzenopyrit a skutterudit a sekundárny erytrín, annabergit a limonit.

14a. *Žilu Ezechiel* tvorí roj žiliek a šošoviek o hrúbke do 1 m. Výplň žiliek je z kremeňa, fuchsitu, sideritu, ankeritu, gersdorffitu, arzenopyritu a pyritu.

14b. *Žila Martini* je sideritová žila s početným zastúpením Co-Ni minerálov. Jej minerálnu asociáciu tvorí siderit, ankerit, pyrit, kremeň, turmalín, gersdorffit, chloantit, pararammelsbergit, kobaltín, arzenopyrit, löllingit, markazit, chalkopyrit, tetraedrit, Bi sulfosol, chlorit, kalcit, annabergit, erytrín a limonit (Halahyiová-Andrusovová, 1959).

14c. *Žilník Tešnárky.* Žilná výplň je sideritová s hojným výskytom nikelínu. Okrem minerálov opísaných v žile Martini sa v nej zistil aj rammelsbergit (Halahyiová-Andrusovová, 1959).

14d. *Žila Amália* leží už mimo amfibolitového telesa v horninách karbónu. Má ankeritovo-kremenno-sulfidickú výplň.

2 a 2a. *Žilník Mláky* (Am Sotl, Lániho huta). Hlavným minerálom je siderit, kremeň, markazit, gersdorffit, tetraedrit a chalkopyrit.

27a. *Žila Margita.* V haldovom materiáli je barit a ankerit a úlomky brekcií so spekularitom. Bližšie údaje nie sú známe.

30. *Žilník Georgi.* Teleso metasomatického sideritu prerážajú tenké žilky s kremeňom, sideritom a Co-Ni sulfidmi. Podrobnejší opis je pri metasomatických ložiskách sideritu.

Fe, Cu, Hg, Ag (tzv. komplexné rudy)

Dankovsko-čuntavský žilný systém

1a. *Žila Danková* (Schwirianova baňa). Ide o sideritovo-kremenno-chalkopyritovo-tetraedritovú žilu.

1. *Žila Samuel pri Čuntave.* Je to sideritovo-kremenno-baritová žila s Cu a Hg minerálmi (obsahuje barit, siderit, rumelku, pyrit, kremeň, limonit; Halahyiová-Andrusovová, 1961).

1b. *Žila Cúdenisko.* Je to krátka žilná štruktúra s kremeňom, sideritom, chalkopyritom a tetraedritom.

Oblasť Mlynky – Biele Vody

Mlynské žilné pásmo

Najvýznamnejšou žilnou štruktúrou je Filip a Cecília. Ležia v šupinovitom pásme karbónu, iba ich najvýznamnejšia časť v horninách permu. Najzápadnejšiu časť tvorí žila Filip, strednú Mária (Mária di Gloria, Xaver, Janka a Karol) a východnú Vratislav (Breslav, Breslan a Farkas).

32. *Žila Filip* je na tektonickom rozhraní hornín karbónu a permu. Jej minerálnou výplňou nad úrovňou Spodnej štólne Filip je žltý hrubokryštalický siderit, miestami sprevádzaný ankeritom a s pomerne hojným zastúpením kremeňa. Západné pokračovanie žily za riekou Hnilec sa označuje ako *Filip-západ (32-1)*.

32a. *Žila Mária* (Mária di Gloria) je stredným segmentom žilnej štruktúry Filip. Žilnou výplňou je prevažne siderit s pribúdaním kremeňa a ankeritu, spekularitu a sulfidov – chalkopyritu, pyritu aj tetraedritu.

32b. *Žila Vratislav* (Breslav) je v najvýchodnejšom segmente štruktúry Filip. Aj ona je v prešmykovej zóne na rozhraní hornín karbónu a permu v dĺžke asi 1 400 m.

33. V žilnej štruktúre Cecília je najvýznamnejšia *žila Cecília* (Cília) ležiaca v súvrství karbónu. V porovnaní so žilou Mária má ešte výraznejšie zastúpenie kremenno-ankeritovo-sulfidickej mineralizácie. Prepočtom v roku 1994 sa vyčíslilo 1 075 kt nebilančnej zásoby medenej rudy s kvalitou 0,465 % Cu a 22,41 % Fe.

33a. *Žila Železiar* je paralelná so žilou Filip. Má smer 60°, sklon 70° na JV, hrúbku okolo 1 m a dĺžku asi 300 m. Leží v polohách tmavej bridlice a pieskovca karbónu blízko násunu rakoveckého príkrovu.

33a. *Žila Dano* je od S treťou v mlynskom žilnom pásme a je západným pokračovaním žily Železiar. Zrudnenie sa zachovalo na prešmykovej línii iba lokálne vo forme šošoviek alebo je tektonicky roztáhané pozdĺž prešmyku v prostredí karbónskych bridlíc.

33b. *Žila Johana* je najjužnejšia v mlynskom žilnom pásme. Má kremenno-ankeritovo-sulfidickú výplň.

32c a 32d. Žilná štruktúra Antónia a Vojtech so žilou *Antónia*, *Adónia* a *Vojtech* je v polohách permského zlepenca a bridlice. Na haldách je v prevahe kremeň, potom hematit a v spodnejších štôlnach sa zriedka nachádzal siderit, ankerit, ojedinele pyrit a chalkopyrit.

40a. *Žilná štruktúra Viničiar*. V oblasti Mlynkov medzi Bielymi Vodami a vrchom Veľký Muráň mlynské pásmo zastupuje žilná štruktúra Viničiar so žilami (od V): **40b a 44** *Ida*, **40a** *Michal-Jozef*, **40** *Samuel*, **31b** *Jozef*, **31a** *Amália* a **31** *Gita* s kremenno-ankeritovo-sulfidickou mineralizáciou. Podstatná časť žíl leží v permských horninách (zlepenec). Žily sú krátke, šošovkovité a tektonicky silne porušené. Ich pokračovanie na Z je v niekoľkých kremenných žilách s nízkym obsahom ankeritu a sulfidov (**9** až **9c** – *Prostredný Hámor I až IV*).

7a, 7b, 7c. *Žilník Biele Vody* obsahuje iba dva významnejšie žilné výskyty, ktoré sa v minulosti aj ťažili.

7d. *Žila Hilda* je na južnom konci osady Biele Vody. Rudnou výplňou žily je kremeň, potom ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a zo sekundárnych minerálov malachit, limonit a aragonit.

7e. *Žilník Kráľov vrch* je v sv. pokračovaní žily Hilda, a to na západnom svahu Kráľovho vrchu vo výške asi 810 – 900 m. Žilovinu na haldách starých štôlní tvorí ankerit, kremeň, chalkopyrit, pyrit, tetraedrit.

Oblasť Gretla – Ráztoky – Bindt

Rudné pole s rudným revírom Gretla, Ráztoky a Bindt patrilo medzi najvýznamnejšie ložiskové oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

Revír Gretla zaberá iba časť dlhého gretlovského žilného pásma s jednou významnou Piatou žilou, ktorú v podloží sprevádzajú menej významné žily (Prvá až Štvrtá) a ešte severnejšie žila Irma. Južne je dlhá štruktúra žily Alžbeta, ale s menšou akumuláciou rudy v pomerne tenkej žile. Niektorí autori žilu Alžbeta už zaraďujú do ráztockého revíru.

Rudný revír Ráztoky je na J od gretlovského revíru a na J od Železného potoka resp. od osady Hnilčík. Vrchné časti väčšiny žíl sú v spodných zlepencoch permu, v nich aj zanikajú a podstatná časť žíl je v masívnych a lavicovitých zelenokameňoch karbónu.

V ráztockej oblasti sa medzi významnejšie žily zaraďuje (od S) Jupiter, Matúš (Matheus), Zaklinená (Gezwäng), Biela (Weisser), Žlabová (Rinner), Lesklá (Glänzen), Široká (Breiter) a Hrubá (Grober). Minerálna výplň žíl je prevažne sideritová a iba niektoré žily (Zaklinená) majú významnejší podiel chalkopyritu. Ráztocké žily sa preskúmali Južným prekopom, ktorý je pokračovaním Novej štólne na J od Gretlovskej jamy. Južný prekop je dlhý 2 410 m.

Gretlovské žilné pásmo

Medzi gretlovské žily patrí Irma, Prvá až Piata žila, Zenóbia, Venuša, Kaluža a Alžbeta. Južnejšie ležiace žily zaraďujeme medzi ráztocké, hoci niektorí autori medzi ne zaraďujú aj žilu Zenóbia, Venuša a Kaluža.

71. Žila Irma-Ján (Irma-Johan) je 400 m na S od Piatej žily na severnom svahu Suchej hory. Z minerálov prevláda hrubokryštalický siderit, zastúpený je aj kremeň a dosť bežný aj chalkopyrit a pyrit.

72. Piata žila (Gretla, V. žila, Grätle, Graetl, Altenberg-gang, Napoleon, Gretel-gang) sa tiahne v dĺžke 5,5 km z oblasti severného svahu Knoly (západnejšie pokračuje do Havranej doliny) v smere V – Z cez kopec Gretla a ďalej na V, ale už v smere 75 – 80°. Jej minerálne zloženie resp. aj gretlovského žilníka sa vyznačuje kremenno-ankeritovo-sulfidickým vývojom západnej a spodnej časti žíl. Tento charakter mineralizácie sa smerom na V, ako aj smerom na povrch postupne mení na sideritovo-kremenný so sulfidmi a lokálne aj s baritom. V západnej časti (označovanej aj ako **Železný potok (45)**) je hlavným žilným minerálom ankerit s kremeňom. Zo sulfidov je najbohatšie zastúpený chalkopyrit, ktorý je hlavným úžitkovým minerálom, a pyrit. Tetradrit sa vyskytuje iba sporadicky. Na S od Piatej žily sú vo viacerých štôľňach ďalšie paralelné žily, ktoré sa aj v archívnych materiáloch označujú ako (od Piatej žily smerom na S) **Štvrtá, Tretia, Druhá a Prvá (72-1, 72-2, 72-3 a 72-4)**.

73, 73a. Žila Zenobia leží v telesách bazálneho zlepenca permu asi 150 m na J od gretlovskej Piatej žily na južnom svahu Železného potoka. Na povrchu ju sledujú pingy v smere asi 60° a v dĺžke 400 m, ale indície žily (pingy, štôľne) pokračujú jz. smerom pozdĺž Železného potoka ešte 2,5 km až na sv. svah Veľkej Knoly (výskyt **46**). Žilnú výplň na haldách tvorí ankerit, kremeň, turmalín, ojedinele siderit, chalkopyrit a pyrit, v západnej časti arzenopyrit.

74a. Žila Alžbeta (Elizabet) je významná žilná štruktúra paralelná s gretlovskou Piatou žilou ležiacou od nej na J asi 250 m. Je dlhá 2,2 km, ale súvisle zrudnený úsek je dlhý iba 1 km. Žila pri povrchu leží v permských zlepencoch alebo na rozhraní zlepencového a bridličnatého komplexu permu a hlbšie v tmavých karbónskych bridliciach. Východným pokračovaním je žilný výskyt **Šafarka (64)**.

74. Žila Venuša leží v smernom pokračovaní žily Alžbeta na Z od osady Hnilčiek. Je to skupina troch žíl (od S **Venuša I, II a III**), ktoré na povrchu možno sledovať v dĺžke 700 m a v smere 70°.

75, 76 a 47. Žila Kaluža je rovnobežná so žilou Venuša a je 100 – 150 m od nej na J. Vystupuje aj v lome Zlatník v Hnilčíku. Žily na povrchu ležia alebo v zlepencoch permu, alebo v karbónskych bridliciach a v masívnych a lavicovitých zelenokameňoch.

Ráztocký žilný systém

V minulosti patril medzi najvýznamnejšie žilné systémy Spišsko-gemerského rudohoria, a to tak početnosťou rudných žíl, ako aj zásobou rudy. Na S bezprostredne nadväzuje na gretlovský a na V na bindtiansky žilný systém.

77, 78. Žily Zimné a Záboj sa tiahnu pozdĺž Zimnej doliny v smere 45 – 60°. Tento smer zodpovedá priebehu zlomovej zóny, do ktorej sa žily (ale aj východná časť žily Venuša a Kaluža) transponovali. Žila Zimné na SZ od doliny leží v čiernych bridliciach a v masívnych lavicovitých zelenokameňoch karbónu a žila Záboj na JV od doliny prevažne v masívnych a lavicovitých zelenokameňoch.

79. Žila Jupiter vystupuje na J od osady Hnilčiek v polohách permského bazálneho zlepenca v dĺžke 800 m. Hlavným žilným minerálom je siderit. Kremeň je zastúpený podradnejšie, ale na povrchu ho spolu s ankeritom západným smerom pribúda (Pecho, 1963).

80. Žila Matúš (Matheus) sa tiahne cez kopec Hlinisko v smere 60° a v západnej časti sa pri prechode z permských zlepenčov do karbónskych masívnych zelenokameňov postupne stáča do smeru V – Z a vetví sa na 2 – 3 žily. Žilnú štruktúru reprezentuje hydrotermálne vybielené pásmo popretkávané kremenno-ankeritovou žilovinou a šošovkami chalkopyritu.

82. Žila Zaklinená (Gezwäng, Gezweng, Úzka, Megszorult) odbočuje (niektoré archívne pramene udávajú, že sa križuje) od žily Matúš. Od Z na V v nej postupne ubúda turmalínu, ankeritu, kremeňa a spekularitu a pribúda siderit.

83. Žila Biela (Weisser-gang) leží v masívnych a doskovitých zelenokameňoch na J od predchádzajúcej žily v dĺžke asi 2 km. Je silne kremenná s ankeritom a podradne je v nej zastúpený siderit, chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit, turmalín, tetradrit a spekularit (Pecho, 1963).

81. Žila Žlabová (Rinner-gang, Rinner, Ároktér) patrí medzi najdlhšie žily v ráztockej oblasti (5 km). Sprievodnou horninou sú hrubolavicovité zelenokamene karbónu, v okolí žily vybielené a zbridličnatené. Vrchná časť žily miestami zasahuje do zlepencových vrstiev permu a v nich vyklinuje. Minerálnou výplňou žily je hrubokryštalický siderit.

84. Žila Lesklá (Glänzen-gang, Samuel) prebieha v smere 80° asi 260 m na J od žily Žlabová, s ktorou sa vo východnej časti spája. Leží v hrubolavicovitých zelenokameňoch karbónu.

85. Žila Široká (Breiter-gang) je takmer súbežná so žilou Žlabová. Dĺžka žilnej štruktúry je okolo 5 km. Na Z v oblasti Malej Knoly je jej pokračovaním kremenná žila Cyriacka a na V v oblasti Bindtu nadväzuje na Novú žilu. Minerálna výplň žily je sideritová, asi 1 km na Z od Ráztok sa mení na ankeritovo-kremennú s chalkopyritom a pyritom a ďalej ku Grajnáru na kremennú.

88. *Žila Róbert* sa skladá zo sideritu, kremeňa, spekularitu, ankeritu, podradne z chalkopyritu a pyritu. Žila (odžilka) Roxana je najmä z kremeňa, ankeritu a je v nej aj siderit a spekularit (Pecho, 1963).

86 a 86a. *Ráztocká Hrubá žila, Žila Hrubá – Lujza* (Grober-gang, Durva telér, synonymum ráztocká Hrubá žila) leží asi 170 m na J od Širokej žily v smere V – Z a má sklon 60 – 80° na J. Prostredím žily sú čierne bridlice karbónu, miestami aj zlepenkové permské polohy. V západnej časti je v rakoveckej skupine. Dĺžka žilnej štruktúry je 4,5 km. Hrubá žila je najvýznamnejšia a najmocnejšia žila ráztockého revíru. V dobývkach mala hrúbku 8 – 12, ojedinele až 16 m. Minerálnou výplňou žily je hrubokryštalický siderit dobrej kvality. Kremeň, ankerit a sprievodné horniny sú už vo vrchnej časti žily (na Bindte je až v hĺbke) a tam je aj vyšší obsah chalkopyritu. V žile sa zistil aj fuchsit, pyrit, spekularit, ankerit, turmalín, tetraedrit, arzenopyrit a kalcit (Pecho, 1963).

86b. *Veľká odžilka.* Približne v strednej časti Hrubej žily odbočuje do nadložia Veľká odžilka (Grosszechener, Grosszecheni), ktorá sa ťažila aj v minulosti. Jej výplňou je siderit.

86c. *Žila Nová* (Neuer-gang) leží asi 60 m v podloží ráztočkej Hrubej žily. Leží v diabázových pyroklastikách a tvorí ju siderit, miestami aj s ankeritom (Bender, 1921).

Bindtiansky žilný systém

Bindtiansky žilný systém (revír) má tri charakteristické úseky. V západnom, tiahnucom sa od Železného potoka (Hnilčík) po bindtiansku zlomovú zónu, je východné pokračovanie ráztockých žíl, najmä žily Žlabová, Róbert a nepatrné indície Širokej a Hrubej žily. V strednom úseku (vlastné bývalé ložisko Bindt) od S sú Malobindtianske žily, Nová, Hrubá (medzi nimi je málo významná žila Leonid, Ľudovít a Ruprecht), Gabriela, Viktor (Juraj), Pingová a južnejšie je žila Solisko I a Solisko II. Východný úsek v oblasti na S od Závadky v Markušovskej doline (Sonntagsgrund) má menej významné žily, ktoré tam pokračujú z oblasti Bindtu.

87. *Žila Žlabová* (Rinner-gang). Jej dĺžka je 150 m, smer 65°, sklon 60° na J a hrúbka 40 – 50 cm (Lázár, 1960). Tvorí ju siderit, kremeň, ankerit, spekularit, chalkopyrit a pyrit (Ondrejkovič a Valko, 1967).

88. *Žila Róbert* (Roberti). Má smer na VSV, sklon 65 – 75° na J, lokálne strmý až severný. Výplňou žily je siderit, miestami aj s kremeňom. V hĺbke prevláda kremeň (Lázár, 1960).

Malobindtianske žily. Je to súhrnné označenie najsevernejších žíl v oblasti Bindtu. Patrí medzi ne napr.

89 žila Ruprecht (Ruppert, Ruppert-Mária), **90 žila Ľudovít** (Ludvig) a **91 žila Leonid** (Leonides).

92. *Nová žila* (Neuer-gang, Sayler-gang, Sayler Neu-gang). Leží v hrubolavicovitých zelenokameňoch a vo východnej časti v permských zlepenkoch. Vo východnej časti má šošovkovitý vývoj a je zo sideritu, v menšej miere z kremeňa a ankeritu a miestami sa vyskytuje aj chalkopyrit, tetraedrit a ojedinele pyrit.

93. *Bindtianska Hrubá žila* (Grober-gang, Gross Bindter-gang), synonymum Hrubá žila, bola najvýznamnejšou žilou v revíre Bindt. Je 80 – 100 m na J od Novej žily. Jej priebeh na povrchu je málo zreteľný najmä preto, že leží už v permských zlepenkoch a vyklinuje. Nižšie sú okolitými horninami žily karbónske čierne bridlice, zlepenca a hrubolavicovité zelenokamene. Smer žily je V – Z (v západnej časti VSV – ZJZ) a sklon 60 – 80° na J. Minerálnu výplň tvorí siderit (v železnom klobúku limonit), kým sírniky sa častejšie vyskytovali vo vrchnej časti a v nej sa ťažila aj Cu ruda. Hlbšie obsahovala viac pyritu a kremeňa, ale v najhlbších častiach už prevláda kremeň.

93a. *Žila Izabela.* Leží v karbónskych bridliciach a pyroklastikách a tvorí ju siderit, kremeň, chalkopyrit, pyrit, tetraedrit a turmalín. V štôlni Izabela sa vyskytuje aj barit a väčšie množstvo Cu sulfidov.

94. *Žila Gabriela* (Grosszechner, Gross Zecheni, Mária-Gabriela) vystupuje asi 100 m v nadloží Hrubej žily s opačným, severným sklonom, ako má Hrubá žila.

94a. *Žila Viktor* vystupuje v nadloží Hrubej žily v smernom pokračovaní žily Gabriela. Smer žily je V – Z a sklon 60 – 70° na J.

Žila 94b Amália, 94c Farský grund a 95-2 Baniská ležia v nadloží žily Izabela. V štôlni Amália je sideritová žila hrubá 50 – 60 cm, má smer V – Z a sklon 60° na J.

95-1. *Žila Neznáma* (Unbekannter-gang) a **95 Pingová** (Pingen-gang) sú 50 resp. 100 m na J od žily Gabriela.

108, 109. *Žily Solisko I a Solisko II* ležia 550 resp. 800 m na J od Pingovej žily. Solisko I je na rozhraní polôh zelenej bridlice a zlepenca karbónu. Je kremenno-baritová, v ťažnici bola hrubá 1,5 m a vyklinovala do strán aj hĺbky. Solisko II má dĺžku asi 600 m a smer V – Z. Výplňou žily je kremeň a siderit (Ondrejkovič a Valko, 1967).

Oblasť Rudňany – Poráč – Matejovce

Rudnianske rudné pole patrí medzi najvýznamnejšie nielen v Slovenskom rudohorí, ale aj v rámci Slovenska. Hlavné rudnianske žily sú nositeľmi typickej mineralizácie rudnianskeho rudného ťahu sideritovo-

-baritovo-sulfidického vývoja s charakteristickou priečnou aj vertikálnou zonálnosťou (Hudáček et al., 1997; Varček, 1985; Rojkovič, 1985a, b). Vrchné časti rudných telies majú baritovú mineralizáciu s premenlivým zastúpením sulfidov. Siderit je zastúpený len podradne, ale smerom do hĺbky ho postupne pribúda na úkor baritu a v strednej časti už absolútne prevláda. Sulfidy zastupuje najmä tetraedrit (schwazit), chalkopyrit, pyrit a vzácnejšie aj rumelka. V spodných častiach žíl na úkor sideritu pribúda kremeň, lokálne aj ankerit. Zo sulfidov úplne vyznieva rumelka a podstatne klesá zastúpenie tetraedritu. Úmerne s hĺbkou stúpa relatívne zastúpenie chalkopyritu a pyritu, vzácnejšie arzenopyritu a arzenidov Ni a Co.

V južnej časti rudnianskej oblasti sú malé žilné prejavy s kremenno-ankeritovou mineralizáciou (**125 žila Závistlivec**) a s kremennou mineralizáciou (**127, 127a 1. žila Rudňany-juh** a **2. žila Rudňany-juh**).

126. Žila Zapálenica je asi 300 až 400 m na J od žily Droždiak (v oblasti jamy Mier). Má smer V – Z, prebieha paralelne so žilou Droždiak a má obdobnú minerálnu náplň ako Droždiak.

121. Žila Droždiak (Drosgyáker, Fedüteler) je v horninách karbónu a jej vrchná časť zasahuje aj do bazálneho zlepenca permu a tam vyklinuje, kým spodná časť siaha tesne pod hranicu karbónskeho súvrstvia. Hĺbkový vývoj žily je 900 m a dĺžka 7 km. Hrúbka žily je 3 a výnimočne až 40 m. Podľa charakteru vývoja možno žilu Droždiak rozdeliť na strednú, východnú a západnú časť. *Stredná* je dlhá 3 km a je úsekom vychádzajúcim aj na povrch, a to medzi jamou Mier na Z a Jozef na V. Smer žily je V – Z, sklon strmý až zvislý na J.

Minerálnu výplň žily Droždiak tvorí siderit a vo vrchnej časti je hojný aj barit, ktorý môže aj prevládať nad sideritom. Ďalej sa v nej vyskytuje ankerit, chalkopyrit a tetraedrit. Bežný je aj spekularit, kremeň, pyrit, rumelka (vo vrchnej časti žily) a fuchsit a zriedkavý arzenopyrit a gersdorffit (Bernard, 1961; Drnzíková, 1964, 1972, 1977). Smerom nadol pribúda chalkopyritu na úkor tetraedritu. S hĺbkou sa mení aj chemické zloženie tetraedritu. Klesá v ňom obsah Hg, Ag a rastie As, Pb a Zn (Bernard, 1954, 1961; Rojkovič, 1979; Rojkovič in Cambel a Jarkovský, 1985).

Východná časť žily Droždiak, dlhá asi 2 km, sa začína na V od jamy Jozef. Smer je asi 110°. Žily vo vrchných častiach vyklinujú v horninách permu, ale hydrotermálne zmeny zasahujú až do bridličnatého súvrstvia permu (na povrchu do triasových karbonátov nezasahujú). V hĺbke žily pravdepodobne vyklinujú vo fylitoch rakoveckého príkrovu. Popreňák (1960) označil žilné telesá ako žilu Droždiak-podložná a Droždiak-prvá nadložná a Droždiak-druhá nadložná.

121a. Droždiak-Nadložná žila je overená v dĺžke 600 m. Jej hrúbka je od cm do 18 m, zvyčajne 2 – 8 m a sklon 60 až 80° na J. Okrem sideritu, baritu, ankeritu a kremeňa je v žilách aj spekularit, tetraedrit, chalkopyrit, fuchsit, rumelka, pyrit, kalcit, arzenopyrit, gersdorffit, turmalín, albit, magnetit, bizmutín a rýdza ortuť, ďalej limonit, malachit, azurit, bornit, chalkozín, covellín, hematit a annabergit (Drnzíková in Popreňák, 1964).

Západnú časť žily Droždiak predstavuje úsek na Z od jamy Mier. Žila sa tu skladá z dvoch žilných telies sprevádzaných početnými paralelnými žilkami a hydrotermálnymi zónami.

121b. Droždiak-Podložná žila sa člení na niekoľko segmentov, ale uvádzame iba niektoré. Podrobnejšie údaje o ložisku sú v monografii Greculu et al. (1995).

121d. Droždiak-nadložný segment má generálny smer V – Z, pričom úseky medzi zlomami majú aj dosť odlišný smer. Minerálnou výplňou je hlavne siderit a s ním sa vyskytuje kremeň, fuchsit, chalkopyrit a rumelka.

121c. Droždiak-podložný segment sa nachádza 100 až 200 m od predchádzajúceho žilného segmentu (menšia vzdialenosť je vo vrchnej časti). Sklon žily sa mení od 60° na J až po 70° na S (vo východnom nebilančnom úseku) a v okolí jamy Západ je miestami iba 30 – 40° na J. Minerálnu výplň žily tvorí hrubozrnný siderit, v menšej miere kremeň, potom tetraedrit, ktorý prevažuje nad chalkopyritom, a to najmä v západnej časti, kde tvorí hniezda a šošovky (obsah Cu je miestami až 9,5 %; Ondrejko, 1979). Okrem uvedených minerálov je v niektorých častiach žilnej výplne aj pyrit, kalcit, arzenopyrit, turmalín, chlorit, gersdorffit, kobaltín, ullmannit, dickit, bizmutín, rézbányit, kuprocosalit, sfalerit, galenit, antimonit, rýdzy Bi, stilpnomelán, barit, hematit, magnetit a annabergit.

122. Hrubá žila (Grober-gang, Durvateler) vystupuje na S od žily Droždiak a prebieha k nej mierne šikmo. Vo východnej časti má smer V – Z a v západnej časti SZ – JV. Dĺžka žily je až 1 600 m a priemerná hrúbka 3 m. Má esovitý priebeh a strmý sklon. Minerálna výplň je podobná ako v žile Droždiak.

123. Zlatnícka žila (synonymum žila Zlatník). Jej známa smerná dĺžka je 7 km. V západnej časti má smer V – Z, od jamy Mier sa mení na SV – JZ a na V od jamy Zlatník nadobúda smer VSV – ZJZ. Na S od Zlatníckej žily sa v niektorých archívnych správach opisuje ankeritová žila *Stožky-južná žila* (**118**) a ešte severnejšie *Stožky-severná žila* (**119**), ktorá by mohla byť západným pokračovaním Severnej žily.

123e. Severná žila sa zistila roku 1968 v rámci úlohy Rudňany-sever. Vystupuje cca 400 m severnejšie od Zlatníckej žily v dĺžke asi 7 km. Na úrovni 16. horizontu sa vyvinula v horninách karbónu a jej dovrchný bilančný vývoj určuje báza permského súvrstvia. Žila nevychádza na povrch. V minerálnej výplni absolútne prevláda siderit a zo sulfidov je hojne zastúpený chalkopyrit a pyrit. Množstvo kremeňa je nízke a premenlivé. Barit sa vyskytuje iba vo vrchnej časti žily tesne pod bázou permu v úzkom pásme 10 – 20 m. Pri prieskume

Zlatníckej a Severnej žily sa zistili štyri tzv. *Priečne žily (123e-2)* s priebehom S – J a so sklonom 65 – 70° na Z. Minerálnu výplň tvorí siderit so zvýšeným obsahom Mg na úkor Fe a kremeň, ale zriedkavejší je chalkopyrit, tetraedrit a pyrit. Samostatný žilný systém vytvárajú najmladšie rudné žily kalcitovo-ankeritovo-kremenno-sulfidickej mineralizácie. Ich hlavným predstaviteľom je *Kalcitová žila (123e-3)* v oblasti Zlatníckej žily. Tieto štruktúry sú mladšie ako hlavné žily rudnianskeho rudného poľa. Kalcitová žila pretína a deformuje Zlatnícku aj Severnú žilu a v miestach ich presekávania spôsobuje metasomatické zatlačanie sideritovej výplne hlavných žíl resp. ich ankeritizáciu. Minerálnu výplň tvorí kremeň, kalcit, ankerit a chalkopyrit.

123d. *Žila Jakub a Matej.* Žily sa zistili vrtom RHV-7 (Hrušovský, 1993) pri vyhľadávaní žilných štruktúr v podloží triasových karbonátov na J od Matejoviec. Vrchné časti žíl ležia v permskom súvrství, spodnejšie v karbónskych horninách a najnižšia časť, po spojení obidvoch žíl do jednej žilnej štruktúry, v rulovo-amfibolitovom komplexe. Minerálnou výplňou žily je siderit, v menšej miere kremeň, chalkopyrit, pyrit a zriedkavý je tetraedrit, turmalín a spekularit. Chalkopyrit v kremeň tvorí drobné zhľuky do 1 cm, ale v siderite aj hniezda veľké až 10 cm (Hrušovský, 1993).

123c. *Žila Ján.* Patrí do južnej vetvy gretlovského pásma. Zistila sa vrtom RHV-16 v prostredí pieskovcov, kvarcitov a tmavých bridlíc karbónu. Prejavy zrudnenia sú aj v nadložnom zlepení permu.

123b. *Žila Lendava.* Je pomenovaná podľa historickej osady Lendava (Fabian, 1992). Nachádza sa asi 350 m na S od žily Ján resp. 1,5 km na J od stredu Matejoviec. Leží alebo v novoveskom bridličnato-pieskovcovom súvrství permu (RHV-5), alebo na jeho styku s bazálnymi zlepenkami triasu resp. blízko tektonického styku permských komplexov so sivými a čiernymi bridlicami a pieskovecami karbónu (RHV-19, 24).

123a. *Žila Miloj.* Žilu pomenoval Fabian (1992) podľa panstva Miloj, ktoré v tomto území vlastnilo pozemky. Žila Miloj, zaradovaná do severnej vetvy gretlovského žilného pásma, leží v podloží žily Lendava v západnej časti s tendenciou zblížovania sa obidvoch žíl. Zistila sa vrtom RHV-19 v hĺbke 892 – 912,7 m v nadloží tektonického styku pestrých bridlíc a pieskovcov novoveského súvrstvia s bridlicami a pieskovecami karbónu.

123f. *Matejovce nad Hornádom.* Je to ankeritovo-chalkopyritová mineralizácia zistená hlbokými vrtmi v najsevernejšej časti rudnianskej oblasti. Zrudnenie predstavuje novoveskohutiansky typ mineralizácie. Zistili sa aj prejavy U-Mo-Cu mineralizácie.

Oblasť Kropachy – Žakarovce – Jaklovce

Je to najvýchodnejšie ležiaca oblasť s ekonomicky významnými sideritovými žilami. Je to najmä žakarovská Hrubá žila, ktorej najväčšia lokálna hrúbka bola až 30 m.

Záhorský žilný systém

148. *Žilník Zahura* (Záhorský žilník, Zahurský žilník) predstavuje roj 4 až 8 paralelných a diagonálnych žíl a žiliek kratšej smernej dĺžky a malej hrúbky tiahnucci sa od východného okraja Galmusa cez Kropachy, kopec Záhorie až do Jakloviec-Baniská. Má generálny smer V – Z, sklon žilných telies a sprievodných štruktúr v severnej časti spravidla 40° na J a v južnej až 85° na J. Hlavným rudným minerálom žilníka je siderit sprevádzaný kremeňom a lokálne ankeritom, Fe dolomitom a kalcitom. V povrchových a pripovrchových častiach žíl je veľmi častý barit a spekularit. Pre žilník je charakteristické veľmi chudobné zastúpenie sulfidickej mineralizácie. Žilník sa v minulosti členil na množstvo žíl, často s názvami podľa štôlní, napr. Dolina, Plejsy, Valentín, Anton, Clementi, Oskár, Otakar, Lucia a Štefánia. Zo žilníka uvádzame výber niektorých najdôležitejších ložiskových objektov. Podrobnejší opis výskytov je aj pri baritových žilách.

148-1. *Žily Krížová studňa.* Žilky majú krátky smerný dosah (100 a 400 m), šošovkovitý vývoj, hrúbku od niekoľko cm do 1 m a generálny smer V – Z s premenlivým sklonom 40 až 60° na J. Z haldového materiálu a z prieskumných rýh sa identifikoval siderit, kremeň, barit, ankerit (hlavné), ako aj kalcit, spekularit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a turmalín. Na JV od žily Krížová studňa je *žila Dolina (148c)* s podobnou mineralizáciou.

148-8. *Žila Lucia* sa nafárala v smere žily tromi štôľňami (Horná Lucia, Stredná Lucia a Dolná Lucia) v dĺžke 100 až 150 m. Jej minerálne zloženie tvorí siderit, ankerit a kremeň.

148-9. *Žila Štefánia* leží asi 1,7 km na JV v smernom pokračovaní žily Lucia (na SZ od Kurtavej skaly), ale prevládajúcou baritovou výplňou je analogická žilníku Baniská, ležiaceho na JJV od Jakloviec.

148d. *Žila Irena* je v severnej časti záhorského žilného systému a má prevažne kremennú mineralizáciu.

148a. *Baritová žila.* Na povrch vychádza v horninách bazálneho a efuzívno-sedimentárneho súvrstvia permu. Jej bezprostredným nadložím a podložím je permský zlepenec, pieskovec, bridlica, ryolity a ich pyroklastiká. Má priebeh V – Z a známy smerný rozsah 1 km. Žilnú výplň Baritovej žily tvorí v podstate barit, podradnejšie spekularit, kremeň a siderit.

Žakarovské žilné pásmo (klippbersko-žakarovský žilník)

Leží na rudnianskom rudnom ťahu. Ložisko bolo úplne vyťažené už v minulosti. Tiahne sa zo západného svahu Krompašského vrchu (Klippbergu), odtiaľ prebieha paralelne so Žakarovským údolím a končí sa v banskom poli Koloman na SZ od osady Mária-huta. Jeho celkový rozsah, známy z priebehu starých dobývok, píng a štôlní, je až 5 km.

149. Žakarovská Hrubá žila. Generálny smer je V – Z, sklon 60 – 85° na J a lokálne je veľmi strmý až zvislý. V celom smernom rozsahu od Sloviniek až do údolia Hnilca sa žilník vyvinul vo fylitovo-diabázovom vývoji staršieho paleozoika. Hlavnou žilnou výplňou ložiska je siderit, ktorý je vo vrchnej časti (povrchovej a pripovrchovej) sprevádzaný nerovnomerne zastúpeným baritom. Zo sulfidov je najčastejší pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a vo vrchných častiach rumelka. Vzácné sa vyskytuje galenit a sfalerit.

149a. Žila Mária Terézia. Sprievodnými horninami žily sú metadiabázy, ich metapyroklastiká a chloritické fylity rakoveckého vývoja staršieho paleozoika. Smer žily je generálne V – Z s odklonom na JVV a JZZ. Sklon je 60 – 75° na J. Celkové množstvo predpokladanej vyťaženej zásoby je cca 300 kt. Ťažba bola zastavená roku 1951.

149b. Žila Rumanay. Leží na Z od žily Mária Terézia a je silne tektonicky segmentovaná. Smer žily je ZSZ až VJV, vývoj veľmi nepravidelný, šošovkovitý, s výplňou kremeňa a sideritu.

137. Žila Hrbok, 137a Skala (na severnom svahu Hrbka a Skaly), **136 Poráčsky jarok, 135 Pod Drobniakmi** (v Poráčskej doline). Smer žíl je generálne V – Z a sklon 80° na J. Žilnú výplň v západnej časti tvorí prevažne kremeň, málo je sideritu a ankeritu s útržkami sprievodných hornín.

Oblasť Rejdová – Vyšná Slaná – Vlachovo

Žilné pásmo Za skalou – Jeleniarka

Žilné pásmo Za skalou – Jeleniarka je najzápadnejším úsekom kojšovského príkrovu s mednatorudnými ložiskami, ktoré sa ťažili najmä v 18. a 19. stor. Horninové prostredie žíl v západnom úseku sa najčastejšie označuje ako porfyroidy, ale podstatná časť „porfyroidov“ predstavuje očkaté metapelity s náznakmi rulovej textúry. Vyššia intenzita metamorfozy korešponduje s prítomnosťou už iba spodných častí rudných žíl.

183. Žila Za skalou. Vystupuje na južnom svahu Striebornej. Smer žily je V – Z a sklon 60 – 80° na J. Okrem kremeňa je vo výplni siderit, pyrit, arzenopyrit, turmalín, chalkopyrit a tetraedrit a sekundárnym minerálom je kuprit, rýdza meď, tenorit, limonit a malachit.

184. Žila Do skaly. Leží východnejšie od predchádzajúcej a jej povrchový východ v dĺžke asi 0,5 km prezrádzajú veľké bloky kremeňovitej žiloviny.

185. Žila Fridvald. Ako ložisko mimoriadne bohaté na striebro sa spomína v mnohých historických záznamoch a je pomenované podľa rovnomenného vrchu. Paragenetické pomery podľa haldového materiálu určila Halahyjová-Andrusovová (1964). Ide o sukcesný rad ankerit, pyrit, turmalín, kremeň, chalkopyrit, tetraedrit, albit, limonit a malachit. Lokalita je zaujímavá z hľadiska striebornosného tetraedritu.

186. Žila Končistá (Spitzenhügel). Okolitou horninou sú tzv. porfyroidy. Podľa haldového materiálu kutacej štôlne možno usudzovať, že ide o rudné žily zložené zo sideritu, kremeňa, chalkopyritu a tetraedritu.

186a. Žila Regina. Leží východne od Dobšinej a reprezentuje ju viac krátkych šošovkovitých žíl, ktoré sa minerálnym zložením podobajú žile Končistá.

196. Žila Jeleniarka (Hirschkohlung, Szarvasbánya a i.). Ložisko sa nachádza na J od Rakovca medzi údolím Rakovej a Tešnárky. Je jedinou doloženou lokalitou na Slovensku, na ktorej sa ťažila ruda bizmutu. Má smer V – Z a sklon 30 – 40° na J. Okolitou horninou sú chloriticko-sericitické fylity kojšovského príkrovu, ktoré tvoria tesné nadložie násunu na rakovecký príkrov. Paragenéza, ktorú stanovila Halahyjová-Andrusovová (1964), sa skladá (v sukcesii) z ankeritu, pyritu, arzenopyritu, kremeňa, rézbányitu, chalkopyritu a tetraedritu. Mineralogickou osobitosťou ložiska je rézbányit (Paděra, 1955) a rýdži bizmut (Ulrich, 1936).

196a. Žila Cinopelkam (Gyula, Július, Babiná, Zinoberkamm). Cinopelkam sa najčastejšie spomína ako veľmi výnosná baňa na ortuť (do polovice 18. stor.). Žilovina je prevažne ankeritová a miestami sú žilky chalkopyritu, pyritu a tetraedritu hrubé až 0,1 – 0,2 m.

Žilné pásmo Šibenica – Irma-Ján – Barbara

189 a 190. Žilník Irma-Ján. Na J od vrchu Končistá (asi 750 m) je v banskom poli Irma a Ján viac sideritových žíl malej hrúbky (10 – 20 cm). Iba jedna z nich dosahovala hrúbku 2 m (v štôlni Ján) a ťažila sa ešte počas 1. svetovej vojny (Rozložník, 1935). Smer žíl je V – Z. Obsahuje siderit, kremeň, ankerit, tetraedrit, chalkopyrit

a turmalín. Izolované úseky žilníka možno sledovať na J, napr. žila *Odon* (**189a**), a na Z v dĺžke 2 km, kde je žila *Martincová* (**187**). Predpokladá sa podobný charakter mineralizácie. Bližšie údaje nie sú.

191. Žilník Peková (Pechenberg). Žilník sa skladá z mnohých žíl a žiliek malej hrúbky v smere V – Z so strmým sklonom na J. Žily *Peková I* a *II*, ktorú tvorí siderit, kremeň, tetraedrit, leží v porfyroidoch a fylitoch kojšovského príkrovu. Žila *Július-Uhlisko* (**188a**) smerom na Z môže zodpovedať žila *Šibenica I* (**188**) a žila *Peková I* žila *Šibenica II*.

192. Žila Hlboká dolka (Tiefengründel, Steingeräusch). Je dlhá asi 700 m a jej smer je ZSZ – VJV s južným sklonom. Podľa haldového materiálu je výplňou žily siderit, tetraedrit, chalkopyrit, chalkostibit (?), Bi sulfosol, antimonit, jamesonit, pyrit, ankerit, kremeň, chlorit, limonit a Sb okre.

193. Nebeská žila (Himmelskorn). Odhaduje sa, že hrúbka žily bola do 2 m, dĺžka asi 500 m a obsah Cu okolo 1 %, avšak podľa archívnych údajov ložisko patrilo medzi najvýznamnejšie dobšinské bane na med. Uvádza sa bohaté zastúpenie chalkopyritu, tetraedritu a vo vrchnej časti aj kupritu.

195. Žilník Barbara. Skupina rudných žíl sa tiahne pozdĺž ľavého svahu údolia až po Suchý vrch v smere V – Z a v dĺžke asi 1,5 km. Rudný ťah je z viacerých žíl menšej hrúbky uprostred porfyroidov a sčasti vo fylitoch. Najvýznamnejšia je žila *Maximilián* (na Z) a *Barbara* vo východnej časti žilníka. V žilnej výplni prevláda siderit a kremeň. Na haldách sa zistil arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit, antimonit a doteraz bližšie neurčené minerály Sb, Bi a Pb.

Žilné pásmo Herman – Tibor – Cipová

199. Neznáma žila. Zistila sa vrtom G-21 asi 1 100 m na V od Dedičnej štôlne Július na južnej strane Vyšnoslanskej doliny v hĺbke 83 m (Máška, 1957c). Žilnú výplň tvorí siderit, kremeň, turmalín, chalkopyrit a tetraedrit.

200. Žila Herman. Leží v porfyroidoch, v ktorých sa častejšie vyskytuje turmalín a lokálne aj biotit. Masívnu textúru žily tvorí hrubozrnný siderit, menej kremeň a zriedkavý je pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, spekularit (tvorí aj 1 – 3 cm hrubé žilky), turmalín, chlorit a albit.

201. Žilník Cipová I, II (Schnellfahrt Suzana a Schnellfahrt Johani, žilník Zuzana – Ján). Ťažila sa tu najmä Ag ruda (Ag tetraedrit), kým siderit a limonit boli jalovinou. Hrúbka je iba 30 – 40 cm a žily sú vždy ostro tektonicky ohraničené voči okolitým porfyroidom. Okrem spomenutých rudných minerálov sa tu vyskytoval chalkopyrit, pyrit, covellín a malachit.

202. Žila Tibor. Je v porfyroidoch na J od žily Herman. Generálny smer je V – Z a sklon 40 – 45° na J. Žilu tvorí kremeň a siderit s podradným zastúpením chalkopyritu, tetraedritu, pyritu a hematitu, ale s častým turmalínom.

Žilné pásmo Július – Romoková

203. Žila Július patrila medzi najvýznamnejšie ložiská rajónu. Má smer V – Z až VSV – ZJZ, strmší južný (50°) sklon vo vrchnej časti a miernejší (10 – 30°) v spodnej časti. Žilná výplň je málo pestrá. Prevláda hrubozrnný siderit, kremeňa je menej a hematit prevažuje nad chalkopyritom, tetraedritom a pyritom.

203a. Žila Johan Pukáč. Smer žily je V – Z, sklon 15 – 30° na J a dĺžka 500 – 600 m. Okolitými horninami sú permské zlepenca a bridlice. Minerálna asociácia žily je najmä zo sideritu a kremeňa, ktorého je tu v porovnaní s inými žilami rajónu najmenej. Charakteristická je však prítomnosť baritu, ktorý tvorí hniezda alebo samostatné žilky.

203b a **203c. Žila Šimon-Romoková**. Jej smer je V – Z až JZ – SV s miernym sklonom 15 až 40° na J, lokálne aj pod 15°. Jej spodná časť (po prvý obzor Romoková) je v porfyroidoch staršieho paleozoika, ale vrchná leží v pieskovočoch, bridliciach a zlepencoch mladšieho paleozoika. Žilnú výplň tvorí prevažne siderit, ktorý je jedinou úžitkovou zložkou.

Žily východne od Vlachova

222. Žila Grúň sa nachádza 500 m na V od Vlachova v Grúňovej doline. Podľa starých banských prác je priebeh žily ležiacej v tmavých fylitoch V – Z. Z rudných minerálov je na halde najmä ankerit, potom siderit, kremeň, chalkopyrit a tetraedrit.

223. Žila Riečica leží asi 2 km od Vlachova na západnom svahu Bielej skaly v prostredí zelenkavých fylitov a porfyroidov. Rudnú výplň tvorí siderit a kremeň, v menšom množstve ankerit a závalky chalkopyritu s tetraedritom a pyritom.

224. Žila Jaseňový vrch leží na SZ od rovnomenného vrchu v porfyroidoch v smere V – Z a má sklon na J. Na haldách je siderit, ankerit, pyrit, kremeň a zriedka chalkopyrit.

Oblasť Hnilec – Čierna hora – Nálepko

Oblasť Hnilec – Čierna hora – Nálepko sa od iných oblastí odlišuje najväčším množstvom žíl rozličného smeru (s dvoma výraznými smermi, a to V – Z a SV – JZ) sústredených do štyroch tzv. žilných uzlov (revírov), ale potenciál surovinových zdrojov je malý. V oblasti je pásmové usporiadanie žíl zodpovedajúce priebehu hlavných litologicko-tektonických fenoménov v rakoveckom príkrove. Na tomto základe možno, aj keď dosť nejasne, vyčleniť severnejšie žilné pásmo Hnilec – Závadka a južnejšie Ferdinand – Gustáv – Šajkán.

Žilné pásmo Hnilec – Závadka

35a. Žila Milka. Nad Mlynkami (asi 350 m na V) sa nachádzajú staré banské práce a pingy v dĺžke 300 až 400 m. Žila leží vo fylitovo-diabázovom rakoveckom komplexe a je z kremeňa, v menšej miere z ankeritu, malého množstva sideritu a veľmi zriedka chalkopyritu a pyritu.

Kremenné žily medzi Mlynkami a Hnilcom

48. Žila Cyriačka sa začína na V od Knolskej doliny a pravdepodobne je východným pokračovaním žilnej štruktúry Filip. V západnej časti je v zlepencoch permu, východnejšie už v horninách karbónu a ďalej vo fylitovo-diabázovom rakoveckom komplexe staršieho paleozoika.

49. Žily Cyrus a Cyril. Sú na J od žily Cyriačka a naznačujú východné pokračovanie mlynských žíl. Vývoj žíl je kremenný, miestami s fuchsitom.

50. Žila Celestín sa začína v Knolskom potoku na rozhraní hornín karbónu a permu, tiahne sa po Velkú Kiru a potom postupne zaniká v rakoveckom príkrove.

51. Žila Cezár je tiež kremenná. Na povrchu je málo výrazná a nesúvislá. Väčšinou sú to balvany v silne mylonitizovanej zóne rakoveckého príkrovu.

51a. Žily Kornel, 51b Kozmas a 52 Kocel sú na S od Hnilca prevažne v zelenkavých fylitoch rakoveckého príkrovu.

Žily medzi Ráztokmi a Závadkou

102 Polykarpa a 103 Klotilda. Žily ležia v zelenkavých metapelitoch rakoveckej skupiny s vložkami diabázových metapyroklastík. Polykarpa je lepšie vyvinutá na V od doliny, kde má sideritový vývoj.

104. Žily Fabrícius, Koloman a Mraznica predstavujú strednú časť dlhej žilnej štruktúry. Tá leží v diabázových horninách s polohami fylitov. V kremenno-sideritovej žilovine sa podradne vyskytuje aj ankerit, spekularit, turmalín, chalkopyrit, pyrit a chlorit.

105. Žila Henrich (Heinrich) má smer asi 105° a leží v diabázových horninách (východná časť) a vo fylitoch (západná časť). Sklon žily je 60 – 70° na J. Siderit a kremeň sú hlavnými minerálmi žily (siderit je silne limonitizovaný).

106. Žila Grécka (Görög, žila X) leží asi 200 m v nadloží žily Henrich v smere asi 100° a má sklon 60 – 70° na J. V žilnej výplni prevláda siderit nad kremeňom a podradne sa vyskytuje pyrit, chlorit a spekularit. Leží v diabázových horninách (Pecho, 1964).

110 a 110a. Žily Borsučia, 110b, 95a Žaloba a 124 Pri zákrute sú krátke (200 – 500 m), ležia v karbónskych bridliciach s kremenno-sideritovou alebo kremenno-ankeritovou výplňou. Obsah chalkopyritu a pyritu je malý.

Žilné pásmo Ferdinand – Gustáv – Šajkán

Väčšinou sú to žilníky v tvare nepravidelného vetvenia, vetvenia vo forme konského chvosta alebo je to nepravidelne usporiadaný roj žíl a odžiliek. Podstatná časť žíl leží v diabázových metapyroklastikách (včítane amfibolitov) a v metadiabázoch staršieho paleozoika rakoveckého príkrovu. Má kremenno-sideritový vývoj.

Žily **55 a 97 Karin, 56 Šajby, 57 a 98 Koriolán, 58 a 99 Kolumbán.** Žily sú krátke (100 až 400 m) a niektoré sa rozdeľujú na východnú a západnú časť. Prejavy na povrchu sú iba s malým množstvom starých banských prác. Smer žíl na V od Hnilca je JZ – SV a Z od Hnilca približne V – Z. Minerálnou výplňou je kremeň, v menšej miere ankerit a pyrit s chalkopyritom sú zastúpené iba celkom podradne.

100. Žila Ferdinand. Tvoria ju dve paralelné 80 – 120 m od seba vzdialené žily Ferdinand a Ferdinand-nadložná (**101**). Smer žíl je SV – JZ so sklonom 30 – 35° na JV, ale v sv. časti je sklon 60° na JV. Litologickým prostredím žíl sú zelenkavé fylity a bázičné metapyroklastiká sykavského bazaltového komplexu.

107. Žila Andrej. V západnom pokračovaní so žilami *Irma* a *Klenutá (107a)* je stredná z troch významnejších žíl žilnej štruktúry Ferdinand – Gustáv (žila Ferdinand na západnom, Gustáv na východnom úseku). Minerálna výplň žily Andrej (najčastejší je siderit, zriedkavejší kremeň a ankerit, ďalej pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit a turmalín) sa v smere žily mení.

114. Žila Gustáv. Sklon žily je 35 – 65° na J. Minerálnou výplňou je hrubozrnný siderit, v nebilančných častiach pribúda kremeň, ktorý potom vyplňa žilnú štruktúru medzi sideritovými šošovkami. Okrem sideritu je pomerne zriedkavý chalkopyrit, pyrit, spekularit, tetraedrit a arzenopyrit.

Priečne žily v žilnom pásme Ferdinand – Gustáv

115. Žila Gabriel leží na Z od stredu Nálepkova. Jej smer je 80° a hrúbka miestami až 1 m. Žilnú výplň tvorí kremeň a podradne siderit. Žila je už vo fylitoch kojšovského príkrovu.

116. Žila Gábor je 250 m južnejšie od žily Gabriel. Je to iba povrchová indícia ležiaca v zelenkavých fylitoch pri západnom okraji Nálepkova. Hrúbka tejto kremennej žily s limonitom je 80 cm. Jej dĺžka nie je známa.

112 a 113. Žila Max leží priečne ku žile Gustáv a člení sa na dva úseky, z ktorých jeden obsahuje kremeň a hrubokryštalický ankerit, menej sideritu a druhý má sideritovo-kremenný vývoj s podradným zastúpením chalkopyritu, pyritu a magnetitu.

111. Žilník Gertrúda (žila Ema, Františka a Margita) je 300 m severnejšie od žilníka Max. Žilník Gertrúda resp. najzápadnejšia žila *Ema (280)* sa v západnej časti skladá iba z jednej žily a smerom na V sa vetví na 4 – 5 žíl a na ešte menšie žilky. Žilník leží v diabázových metapyroklastikách (miestami sú to hrubozrnné amfibolity) s vložkami zelených a fialových metapelitov. Žily Gertrúda, Františka a Margita sú z kremeňa, sideritu, ankeritu, v menšej miere z chalkopyritu a pyritu. Žila Ema je prevažne z kremeňa a iba cca 300 m dlhý úsek je aj so sideritom a ankeritom.

107b. Žilník Lujza. Dĺžka žilnej štruktúry je asi 2,2 km a od SV ju tvoria nasledujúce segmenty (obyčajne dve až štyri paralelné žily): *Lujza I a II, Karol a Laura (107e), Angela I, II a III a Bučina (107c)*, ako aj krátke žily odbočujúce od žilníka Angela. Žily majú sklon okolo 60 – 80° na JV a smer 65°.

107d. Žila Anastázia odbočuje od žily Angela smerom na Z a postupne má smer až V – Z. Dĺžka jednotlivých žíl je 150 – 300 m. Žila obsahuje najmä kremeň, kým siderit a ankerit sú zriedkavé.

107f. Žila Žigmund s kremenno-sideritovou výplňou leží v zelenkavých fylitoch a diabázových metapyroklastikách.

107g. Žila Arpád a Arpád nadložná leží v diabázových horninách s premenlivým smerom a podobne aj sklonom na SZ aj JV (50 – 70°). Je pre ňu typická kremenno-sideritová výplň. Okrem sideritu a kremeňa lokálne obsahuje ankerit, magnetit, spekularit, chalkopyrit, kuprit, pyrit, turmalín, chlorit a fuchsit (Pecho, 1964).

107h. Žila Jozef leží 300 m na SZ od žily Arpád je s ňou rovnobežná. Na halde je kremenno-sideritová žilovina s ojedinelým pyritom a chalkopyritom.

Žilné pásmo Hermína – Krečeň

117. Žila Krečeň leží na J od Nálepkova na južnej strane doliny Hnilca na kopci Krečeň v zelenkavých a čiernych fylitoch kojšovského príkrovu dĺžky asi 450 m. Tvorí ju ankerit a kremeň a zriedkavejší je pyrit, chalkopyrit a turmalín.

282. Žila Hermína. Žilný ťah je prevažne zo šošoviek kremeňa a iba vo východnej časti obsahuje aj siderit a ankerit. Súbežný s Hermínou je aj žila *Helena* a *Gizela (281 a 283)* s podobnou mineralizáciou.

Žilné pásmo Nálepkovo – Holý vrch

128. Žila Xantipa (západný úsek žily *Amália*) leží blízko rozhrania čiernych a zelených fylitov s diabázovými horninami v rakoveckom príkrove neďaleko rozhrania s kojšovským. Sideritovou výplňou žily sú okrem kremeňa aj vložky hornín, a preto je aj ohraničenie žily nevýrazné.

129. Žila Šajkán. Leží v základných hrubozrnných metapyroklastikách resp. gabroamfibolitoch ale pri severnom okraji sú aj zlepenkové telesá karbónu. Žila siaha do hĺbky iba 80 m a má sklon 55 až 70° na J. Okrem sideritu a kremeňa je v nej zriedka aj chalkopyrit a pyrit, no častejší je turmalín (Pecho in Ulehla, 1958). Na Z od žily Šajkán je krátka žila *Šárika (129a)* s podobnou mineralizáciou.

130. Žily Krivé pole I, II a III. Tieto severné žily sú priamym východným pokračovaním žily Šajkán. Sú to tri paralelné a pomerne krátke (100 – 300 m) kremenno-sideritové žily ležiace vo fylitoch rakoveckého príkrovu blízko prešmykovej zóny.

130a. Žily *Krivé pole I, II a III* sú v diabázových horninách v 250 m širokom pásme na Z od Holého vrchu. Sú kremenné so sideritom a zriedka je v nich aj pyrit, chalkopyrit a tetraedrit (Ondrejko, 1973).

130b. Žily Holého vrchu – *Holý vrch I a II* – sa nachádzajú na JV od kóty Holý vrch v prostredí diabázových hornín. Sú krátke (200 m) a s podobnou minerálnou asociáciou, akú majú žily Krivého poľa.

130c. Žily Lefkovej – *Lefková I, II, III, IV a V* – sú rojom žíl v diabázových horninách (väčšinou metapyroklastikách) s vložkami zelených fylitov. Prevláda v nich kremeň, menej siderit, zriedka pyrit, chalkopyrit a ojedinele tetraedrit. Podľa pingových ťahov majú smer 75 – 90°.

131. Žily Fajfený hrb – *Fajfený hrb I, II, III a IV* – tvoria roj žíl v smere 45 až 85°. Vyznačujú sa baritom, ktorý sa v predchádzajúcich žilách tejto štruktúry nevyskytoval. Barit tvorí aj monominerálne žily (žila III), ale častejšia je baritová žilná výplň so sideritom a kremeňom.

Oblasť Henclová – Stará Voda – Švedlár – Mníšek nad Hnilcom

Žily sú v rozličných horninách staršieho paleozoika, majú sklon na J (50 – 70°) a smer približne V – Z. Ich minerálna paragenéza je kremenno-karbonátovo-sulfidická s prechodom do kremenno-sulfidickej až kremennej.

Starovodsko-švedlárske žilné systémy

299. Žily *Kremeňová* (Kremeň, Kvarz) a **299a** *Bernardi pri Švedlári* sa zistili štôľňou pri jz. okraji Švedlára. Žila je šošovkovitá, leží v silne mylonitizovaných porfyroidoch a obsahuje najmä kremeň, zriedka aj limonitizovaný siderit a sporadicky pyrit, chalkopyrit a turmalín (Lázár, 1962).

300. Žila *Randflecker*. Jej vrchná časť je vo fylitoch, spodná v porfyroidoch. Strednú časť žily tvorí prevažne siderit a okraje kremeň. Chalkopyrit zriedka tvorí vtrúseniny.

301. Žila *Farská* (Pfaffen) leží južnejšie od predchádzajúcej žily. Je hrubá 0,4 – 1,5 m a má sklon 30° na J.

302. Žila *Slnečný svit* (Sonnenschein) má šošovkovitý tvar a hrúbku 0,3 – 1,8 m. Leží v mylonitizovaných porfyroidoch.

303. Žila *Lindner* patrila medzi najvýznamnejšie žily tejto oblasti s bohatším zastúpením tetraedritu (Maderspach, 1880). Leží v porfyroidoch a zelenkavých fylitoch.

304. Žila *Starohorská* (Altenberg). V porovnaní so žilou Lindner obsahuje viac kremeňa, menej sideritu a tetraedritu, viac pyritu a chalkopyritu. Je v porfyroidoch a fylitoch. Jej východným pokračovaním je pravdepodobne žila *František* (Ferencz) **311**.

305. Žila *Špiler* (Spiller, Spitler) je najhrubšia zo starovodských žíl (4 m) a obsahovala najčistejšiu železnú rudu (Maderspach, 1880). Sklon žily je 45 – 57° na J. Horninovým prostredím žily sú porfyroidy a fylity. Minerálnu výplň tvorí siderit, kremeň, chalkopyrit, tetraedrit, dolomit a pyrit.

306. *Ružencová* (Ross, Rosz, Rossenkranz, Rosenkrantz) a **307** *Tichovodská* (Štilbašská žila, Stillbach) a *Biela žila* sú južnejšie od žily Špiler. Sú hrubé okolo 1 m a okrem sideritu obsahujú lokálne viac chalkopyritu a tetraedritu. Dĺžka žíl vystupujúcich aj v tmavých fylitoch a porfyroidoch nie je známa.

309b. Žila *Pri cintoríne* pravdepodobne nadväzuje na Bielu žilu. Na JV od obce je žila *Stará Voda-juh* (**310**) v porfyroidoch s kremennou výplňou a slabým zastúpením sideritu, limonitu, pyritu a ojedinele aj chalkopyritu a tetraedritu.

313a. Žila *Uršula* (Ursula) je v banskom poli Union (Barbara). Podľa mapy z roku 1849 je to kremenno-mednatá žila hrubá 0,6 m (Lázár, 1962). Na iných mapách sa opisuje ako magnetitové zrudnenie na J od vrchu Genier.

Žilné pásma Stará Voda – Henclová

309a. Žila *Boromeus*. Je to najvýznamnejšia žila oblasti dlhá až 1,8 km a hrubá od niekoľko cm až do 5 m. Leží prevažne v porfyroidoch a fylitoch. Jej minerálna výplň je: kremeň, Fe dolomit, siderit, chalkopyrit, tetraedrit, galenit, sfalerit, pyrit, arzenopyrit, turmalín, chlorit, Bi jamesonit, Bi boulangerit, rýdži Bi, bournonit a Bi, Sb sulfosol (Hurný in Korpeľ, 1980). Spoločnosť Montania roku 1939 vypočítala 72 000 t ťažiteľnej suroviny a Rudné bane Banská Bystrica na žile Boromeus 179 kt suroviny C₂. V jej západnom pokračovaní je žila *Zelenák* (**309**) s podobnou mineralizáciou.

308. Žila *Kubova dolina* (Kubova žila, Kubaseifen) je v silne stlačených porfyroidoch v tektonickej zóne prebiehajúcej pozdĺž Kubovej doliny. Smer žily je 50 – 70° so sklonom 40 – 65° na J.

308a. Žila *Chajzárka* prebieha od Tichovodskej doliny cez kopec Chajzárka na SV do doliny Bieleho potoka. Leží v zelenkavých a sivozelených laminovaných fylitoch.

288. Žila Breziny. Jej rudný materiál sa skladá z limonitu stalaktitovej a ladvinkovitej formy, ako aj malachitu v puklinách kremeňa. Veľmi ojedinelý je chalkopyrit. Žila je v očkátých mylonitovaných metapelitech.

289. Žila Dávid. Nachádza sa asi 750 m na SV od Henclovej, a to na styku porfyroidov a fylitov. Ruda je z kremeňa, dolomitu, chloritu, pyritu, kobellitu, chalkopyritu a tetraedritu. Zo sulfidov je najčastejší chalkopyrit.

290. Žila Cigánka. Asi 100 m dlhá žila v porfyroidoch leží 250 m južnejšie od žily Dávid. Rudného materiálu na haldách je málo a tvorí ho kremeň, chlorit, dolomit, zriedka pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a arzenopyrit.

Žilná štruktúra Pater Noster

292. Žila Pater Noster. Je to najvýznamnejšia žila v Tichovodskej doline. Nachádza sa na severnom a západnom svahu Suchého vrchu. Je pre ňu charakteristický sklon iba 30° na J. Smer žily je okolo 55°. Leží v metapsamitoch. Jej ohyb na J na západnom svahu Suchého vrchu je rezom plytko sklonenej žily so strmým západným svahom kopca resp. na styku metapsamitov a fylitov. Žilnou výplňou je kremeň, siderit a sulfidy.

293. Žila Leonidas. Leží v tmavých fylitoch s polohami metapsamitov. Zrudnenie je kremenno-sulfidické s dolomitom a ankeritom. Na koncoch žily silne prevláda kremeň. Zo sulfidov je najčastejší pyrit a arzenopyrit, zriedkavejší chalkopyrit a tetraedrit a akcesorický kobaltín a kobellit.

294a. Žila Stratená dolina. Leží v metapsamitoch prakovského príkrovu. Na halde spodnej štôlničky pri potoku je bohatá ruda so sideritom, arzenopyritom, pyritom, chalkopyritom a s ďalšími sulfidmi (podobná ruda zo žily Krištof na lokalite Jedlovec).

Žily medzi Starovodskou, Dlhou a Dobošovou dolinou

294. Žila Christofori sa nachádza na západnej strane Starovodskej doliny asi 500 m na JV od Suchého vrchu. Je to kremenno-dolomitová žila v karbonátovej šošovke s podradne zastúpenými sulfidmi. Sulfidy (chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit a tetraedrit) sú na okraji žiloviny.

316. Žila Široká dolka, 317 žila Lesnícka lúka. Obidve žily ležia južne od žily Christofori a majú kremenno-chalkopyritovú mineralizáciu.

291. Žila Janko. Má smer asi 70° na SV. Výplňou je kremeň, Fe karbonát, ojedinele pyrit, arzenopyrit, albit a chlorit.

315. Žila Červené bane. Asi 400 m na SV od kóty Volovec v závere Tichovodskej doliny sú dve štôlnie s veľkými haldami a s mineralizáciou kremeň, siderit, dolomit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit, pyrotín a kobellit. Žila je v kvarcitoch, lyditoch a v čiernych fylitoch.

287. Žila Dlhá dolina. Leží v metapsamitoch a tmavých prúžkovaných fylitoch prakovského príkrovu. V nespojitých žilách sa okrem sulfidov zistilo aj zlato s obsahom 0,12 – 2,23 ppm (Donát et al., 2000).

286c a 286d. Žila Krátka dolina. Podľa Donáta et al. (2000) je žilná štruktúra dlhá viac ako 2 km, hrubá do 1 m a sklon na JV. Tvoria ju nespojité žily a žilníky J-1. Výplňou je kremeň, rozptýlený uraninit, brannerit, apatit, autunit, torbernit a sulfidy. Zlato sa nezistilo ani mikroskopicky, ale obsah Au v umelých šličoch bol od 0,005 do 17,2 ppm.

Na S od týchto žíl sú v okolí Pekliska a Hole aj ďalšie žily s Au a U mineralizáciou, napr. **286 Peklisko, 286a a 286b – žily S-2 a S-3, 286e žila Henclová** a iné, ktoré boli predmetom vyhľadávacieho prieskumu. Donát et al. (2000) zistili, že obsah Au je do 18 ppm a U do 6 089 ppm. Podobný charakter menej overených žíl s Au mineralizáciou sa zistil aj na Šedlovskej skale, v Tichovodskej doline a inde.

226. Žila Podsúľová. Nachádza sa na styku metapsamitov a fylitov v prakovskom príkrove. Je segmentovaná a poposúvaná zlomami, a preto má aj premenlivý smer (VSV – ZJZ) a sklon, miestami iba 25° na J.

225. Žila Dorota (Dorothea). Má smer V – Z a sklon 20 – 30° na J. Je šošovkovitá a tektonicky rozblokovaná. Obidve žily majú rovnaké minerálne zloženie, a to kremeň, ankerit, chalkopyrit a pyrit.

233c. Žila Pintíkova dolina-Šramky. Je to kremenná žila na Z od Balochovej hole s obsahom Cu minerálov.

Žilné pásma Švedlár – Mníšek nad Hnilcom

415. Žila Dlhý spánok leží na S od osady Hrable (na V od Švedlára) pri kóte 778 m n. m. na rozhraní porfyroidov a fylitov. Smer roja žíl je na SV, dĺžka nie je známa a na haldách sa okrem sideritu zistil kremeň, limonit a chalkopyrit.

415a. Žilné indície Medvedí kopec ležiace asi 1 300 m na S od Mníška nad Hnilcom a Nižných Hrabiel (**416**) majú podobu tenkých kremenných žiliek s limonitom a ojedinele s Cu minerálmi.

417. Žila Šajby je v zelenkavých fylitoch na V od železničnej zastávky Švedlár. Obsahuje kremeň, limonit a turmalín.

418. Žily Suchej doliny. Ležia na Z od Mníška nad Hnilcom v porfyroidoch a vyznačujú sa kremennou výplňou s menším množstvom chalkopyritu, sideritu a ankeritu. **Žila Hámadlo (418a)** je pri západnom okraji Mníška nad Hnilcom. Na starej halde je kremenná žilovina so sideritom a chalkopyritom.

419. Žila Dolina je asi 1,8 km na SZ od Mníška nad Hnilcom. Na západnej strane doliny je smer žily na SV a na východnej na ZSZ. Okolitými horninami sú porfyroidy. Výplň žily je kremenná s limonitizovaným sideritom.

420. Žila Čertovo uhlisko leží v porfyroidoch na kopci rovnakého mena. Výplň nachádzajúcu sa na halde a pingách tvorí kremeň, siderit, ankerit, limonit a chalkopyrit.

147. Žily Hlboký potok I a II (Schlossgründl). Sú to kremenno-sideritové žily s Cu minerálmi. Podľa haldového materiálu obsahujú siderit, kremeň, chalkopyrit, pyrit, malachit a azurit (Lázár, 1962).

421. Kujnišova žila sa nachádza asi 1,5 km na S od Mníška nad Hnilcom v čiernych fylitoch staršieho paleozoika. Minerálnou výplňou je siderit, zriedka Cu sulfidy, pyrit a antimonit. Žila by mohla naznačovať nielen výskyt Sb mineralizácie v hĺbke, ale aj pokračovanie Sb zóny od Helcmanoviec na Švedlár (Grecula a Kucharič, 1991).

421a. Žila Rudníky. Leží vo fylitoch a jej minerálna výplň je z kremeňa, sideritu a chalkopyritu.

Oblasť Slovinky – Gelnica

Oblasť Slovinky – Gelnica s kremenno-sideritovo-sulfidickým typom zrudnenia patrí medzi najvýznamnejšie ložiskové oblasti v SGR a žily Hrubá a Zlatá medzi najdlhšie žilné štruktúry (Hrubá 16 km a Zlatá 18 – 24 km). Tieto štruktúry v severnej časti SGR sa, podobne ako aj iné veľké žily, vyznačujú súvislým zrudnením v dĺžke stovky metrov a s vertikálnym dosahom vyše 1 km. Všetky sú v prostredí zelenkavých fylitov a porfyroidov alebo na ich rozhraní.

Minerálna výplň žíl je pestrá. Miestami je v prevahe kremenno-sulfidická mineralizácia nad sideritom. Zo sulfidov je častý chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit a pyrit, zriedkavý galenit, sfalerit, bornit, bournonit, jamesonit, tennantit, antimonit, Bi sulfosoli, Cu arzenopyrit a kobaltín a rýdze Au (Regásek, 1967a, b; Antal, 1986). Vo vrchnej časti žíl sa vzácné vyskytuje aj barit (Regásek, 1967). Siderit má vo všetkých žilách vyšší obsah MgO (9 – 19 %), ankerit zastupuje Fe dolomit a na všetkých žilách je aj turmalín spolu s albitom, rutilom, chloritom a sericitom. Tetraedrit s Ag a s mikroskopickými zrnčkami zlata je častejší pri povrchu v západnej časti Hrubej žily, smerom do hĺbky ubúda (Piovarcsy a Badárová, 1987; Antal, 1986).

V oblasti Slovinky – Gelnica sú tri významné ložiskovoštruktúrne zóny resp. žilné pásma, a to slovinské (volá sa aj slovinský žilník), jeho východnou časťou je gelnické a tretím je žilné pásmo Zlatej žily (označované aj ako helcmanovský žilník).

Slovinské žilné pásmo

138. Hlavnou je **Hrubá žila** (slovinská Hrubá žila, Grober Kupfer žila) so sprievodnými žilami tak v nadloží (Nadložná, Stredná dorotejská a S-žila), ako aj v podloží (**138-3 Podložná**, **138-4 Stredná** a **138-5 Severná**). Sprievodné žily sú paralelné s Hrubou žilou a sú to odžilky hlavnej žily.

Hrubá žila patrí do kremenno-sideritovo-sulfidického až kremenno-sulfidického typu žíl. Má generálny smer VSV – ZJZ (76°) a generálny sklon cca 75° na J (často strmý, minimálny 45° na J). Overený smerný rozsah je 6,5 km a hĺbkový dosah 750 m, ale orientačne je overený predpoklad vývoja až do hĺbky 800 až 1 000 m. Priemerná hrúbka je 2,5 a maximálna až 11 m.

Hrubá žila vo vrchnejších častiach (približne po 23. horizont) leží vo fylitických (prevažne zelených) komplexoch, nižšie (po 35. horizont) je viac očkatých metapelitov a vulkanických hornín spodného pestrého vulkanického komplexu. Minerálna výplň sa na spodných horizontoch mení v prospech významnejšieho zastúpenia kremeňa a pyritu, ale ubúda chalkopyrit, tetraedrit a siderit (pistomezit). Na 35. a 37. horizonte sú v pestrom vulkanickom komplexe aj prejavy stratiformnej sulfidickej mineralizácie. Minerálnu výplň žily tvorí siderit (obsah MgO v nižších častiach žily je 8,9 – 31,5 %; ide teda o pistomezit až meztín), kremeň, ďalej Fe dolomit, chalkopyrit (je najrozšírenejším minerálom v žile, ale jeho rozšírenie sa veľmi mení) a pyrit.

138-1. Modrá žila (Blau-halde) leží v smere východného pokračovania slovinskej Hrubej žily, ale až za Gelnickou žilou. Minerálne zloženie rudy tvorí siderit, ankerit, kremeň a menej je tetraedritu a chalkopyritu. Kvalita rudy zo štólne Maurus bola 32,6 Fe, 1,48 % Mn, 8,78 % SiO₂ a 0,27 % Cu (Lehotský, 1959; Stettner, 1987).

Sprievodné žily Hrubej žily majú podobnú minerálnu výplň ako hlavné žily a smerovo sú s nimi približne paralelné.

138-6. Strieborná žila leží asi 150 m na S od Hrubej žily (v štólne Dorota-západ), a to na Z od šachty Dorota. Jej hrúbka je 40 – 60 cm a dĺžka 1 100 m. Je na rozhraní čiernych fylitov (zo S) a pestrého vulkanického komplexu, ktorý obsahuje hustú vtrúsenú pyritovú mineralizáciu. Mineralizácia je podobná ako v Hrubej žile.

138-2. *S-žila* je nadložnou odžilkou Hrubej žily vo východnej časti ložiska. Má generálny smer V – Z a esovitý – vlnitý priebeh (preto má aj názov S-žila), sklon 60° na J a smerný rozsah 1 000 m.

Mineralogicky sa sprievodné žily mierne odlišujú, a tak možno vyčleniť sideritovo-sulfidický typ (Podložná žila, **138-8** *Nadložná žila* a S-žila, sem by patrila aj prevažná časť Hrubej žily) a kremenno-sulfidický typ (*Stredná*, **138-7** *Stredná dorotejská* a **138-9** *Kremenná žila*).

138b. *Žila Monte Christo* leží na J od jamy Trinkel spolu s ďalšími kratšími žilami (Lehotský, 1959). Z nich najsevernejšia je Monte Christo I dlhá asi 1 100 m, ale s indíciami ležiacimi v západnom a východnom pokračovaní žily. Žilu tvorí siderit, kremeň, ankerit, ale sulfidov je menej (tetraedrit, chalkopyrit, pyrit a arzenopyrit).

138b. *Žily Joachim* a západnejší segment *Anna* sú na JV od šachty Žigmund, a to medzi žilou Monte Christo a S-žilou. Sú to žily dlhé 100 – 150 m, pomerne tenké (30 – 50 cm) a s výplňou kremeň, siderit, ankerit, tetraedrit a chalkopyrit.

138b. *Žila Ábel* leží asi 300 m južnejšie od žily Monte Christo, ku ktorej sa východným smerom približuje. Obsahuje siderit, ankerit, kremeň, tetraedrit a barit (Lehotský, 1959).

138b. *Žila Abrahám* sa nachádza asi 100 m na J od žily Ábel a obsahuje siderit, ankerit, kremeň, tetraedrit a barit.

138b. *Žila Jakub* je súvislejšia a dlhšia ako žila Abrahám (asi 1 350 m), ale je v podstate z kremeňa. Sideritu je málo a sulfidy (tetraedrit, chalkopyrit, magnetit, titanit) sú ojedinelé, najmä vo východnej časti (Lehotský, 1959).

Gelnické žilné pásma

Východnú časť žilného pásma slovinskej Hrubej žily tvoria žily v oblasti Gelnice, a to Krížová, Gelnická, Nadložná gelnická a Nová gelnická.

150. *Gelnická žila.* Celkový priebeh žily na povrchu je 5 km. Spolu s Krížovou žilou, ktorá je druhým (podložným) oddielom východného pokračovania slovinského žilníka, má oproti ostatným žilám severnej časti SGR diagonálny smer, a to SZ – JV, a sklon 55 až 75° na JZ. V zmysle Regáska (1967a, b) možno mineralizáciu začleniť do etapy sideritovo-kremenno-sulfidickej (so sideritovou a kremenno-sulfidickou periódou) a kremenno-sulfidickej etapy (s turmalínovou a kremenno-sulfidickou periódou). Novšie Antal (1986) na základe štúdia Gelnickej žily vyčlenil sideritovú etapu a kremennú sulfidickú etapu s periódami: kremenno-chalkopyritovou, sulfidickou (v nej je sideritová, pyritová, chalkopyritovo-pyritová a sideritovo-sulfidická podperiódou), chalkopyritovo-sideritovou a sideritovou. Pre nespĺnenie podmienky využiteľnosti pre minimálny obsah Cu sa celá vypočítaná zásoba v množstve 515 727 t zaradila medzi nebilančné voľné zásoby s priemerným obsahom 0,97 % Cu (Mihalík, 1994).

150-1. *Nadložná gelnická žila.* V západnej časti sa od Gelnickej žily smerom na Z k S-žile z nadložia odštiepuje významná odžilka – Nadložná gelnická žila. Leží v porfyroidoch a má podobnú žilnú výplň ako Gelnická žila. Tvorí ju kremeň a sulfidy s minerálnym zastúpením Fe a Mg karbonátov.

151a. *Nová žila* (Christi Himmelfahrt) sa otvárala v minulosti šachtou a štôľňami Christi Himmelfahrt a novšie sa zistila (Korpeľ a Valko, 1980) a preskúmala banskými a vrtmi (Piovarcsy a Badárová, 1987). Priečne prebieha medzi Gelnickou a Krížovou žilou v dĺžke 1 470 m. Sklon žily je strmý na S aj J, hrúbka od 0,2 do 4 m, priemerná 1,19 m. Žilná výplň je kremenno-sulfidická s nepravidelným zastúpením chalkopyritu. Okrem neho je v náplni ankerit, dolomit, pyrit, kalcit, tetraedrit, sfalerit a galenit. Žila má zvýšený obsah Au viažuci sa na pyrit a podobne aj Ni a Co (Hradická a Husár, 1991).

151. *Krížová žila* (Kreneschang) je súčasťou štruktúry slovinskej Hrubej žily. Sprievodnými horninami sú najčastejšie tmavosivé, čierne a zelené fylity. V čiernych fylitoch sú aj tenšie polohy kvarcitov a lyditov. Porfyroidy sa vyskytujú iba vo vrchnej časti žily. Žilnou výplňou je siderit a kremeň v premenlivom zastúpení. Úžitkovou zložkou sú sulfidy Cu (chalkopyrit, tetraedrit), ktoré v základnej žilnej výplni spolu s ostatnými sulfidmi (pyrit, arzenopyrit, sfalerit, galenit, Bi sulfosoli, rýdze Au a Ag) tvoria nepravidelné agregáty, zrnká, šmuhy a žilky.

160. *Žila Gregori.* Našla sa na horizonte v šachte Gregori asi 450 m na S od žily Roberti (Odehnal, 1951). Leží v zelenkavých fylitoch a diabázových metapyroklastikách. Jej smer je V – Z.

161. *Žila Roberti.* Začína sa na J od Gelnice v smere V – Z so sklonom 45° na J a v dĺžke 1 km sa tiahne až po chrbát medzi dolinou Hnilca a Perlovou dolinou. Žila leží v zelenkavých fylitoch, lokálne v tmavých grafiticko-sericitických fylitoch, v strednej časti v ryolitoch a porfyroidoch a vo východnej sú v okolí aj diabázové horniny. Mineralizácia žilníka je pestrá. Tvorí ju siderit, Fe dolomit, kremeň, pyrit, arzenopyrit, markazit, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, kobellit (?), cosalit (?), galenit, rýdzi Bi, rumelka, barit, chlorit a sekundárne minerály.

162. *Žilník Fridrich* (Frygyes, Podložná Segen Gottes). Je v zelenkavých fylitoch. Mineralizáciu reprezentuje siderit, kremeň, chlorit, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit (s rýdzim Au), limonit a malachit.

163. Žila Karol (Segen Gottes). Vrchná časť žily je v chloriticko-sericitických a grafiticko-sericitických fylitoch a v hlbších častiach na styku ryolitov a porfyroidov. Žila je tektonicky silne porušená. Podľa Hábera (1970) mineralizáciu žily tvorí siderit, Fe dolomit, barit, kremeň, turmalín, sericit, chlorit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, spekularit, magnetit, rumelka, arzenopyrit.

163a. Žila Albrecht. Je mierne posunutým východným pokračovaním žily Karol (asi 40 m) so sklonom na J.

163b. Žila Markus. Leží v porfyroidoch a z menšej časti v zelenkavých a čiernych metapelitoch. V jej západnej časti prevláda siderit, vo východnej Fe dolomit a zastúpený je aj kremeň, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a rumelka (podľa Odehnala, 1951, iba v spodných horizontoch), barit (rovnako iba v spodných horizontoch; llavský, 1956), limonit, malachit a covellín.

163c. Žila Ludovít (Ludvik). Nachádza sa na rássoche Zenderling v smere 90 – 105° a má sklon 50 až 60° na J. Leží v zelenkavých a tmavých fylitoch staršieho paleozoika. Žilná výplň je zo sideritu, kremeňa, pyritu, chalkopyritu, tetraedritu, sericitu, chloritu, limonitu, malachitu a práškovej rumelky. V jej nadloží je aj žila Luther (**163d**).

170b. Žilník Terézia a 170 žila Palmarum. Sú v sz. časti chotára Kojšova. Žila má smer V – Z a sklon 70° na S. Žilník a žila sú vo fylitoch, v menšej miere porfyroidoch a v nadloží je pestrá bridlica spodného triasu s hematitovými šošovkami a triasový vápenec. Žilky sú z kremeňa, sideritu a Fe dolomitu.

Žilné pásmo Zlatej žily

Patrí medzi najdlhšie žilné štruktúry v SGR. Začína pri vyústení Starovodskej doliny žilou Eufémia, pokračuje na SV žilou Palmový vrch, Medená dolina, Sivá žila, žila Orlí vrch, Johana a žilou Jozef sa pripája na Zlatú žilu smeru V – Z, ktorej východnejším segmentom (na Z od rieky Hnilec) sú žily Božieho daru, žila Hubert, Daniel a Margaréta. Na V od rieky Hnilec by do štruktúry Zlatej žily mohla patriť žila Zenderling, Otakar a Koloman.

298. Žila Eufémia. Je na východnom svahu Nedelného vrchu na S od Starej Vody. Okolitou horninou sú porfyroidy a fylity staršieho paleozoika. Minerálna výplň je z kremeňa, sideritu (miestami dolomitu) a zriedkavé sú impregnácie pyritu a chalkopyritu.

297. Žila Palmový vrch. Na južnom svahu Palmového vrchu asi 2 km na Z od Švedlára je skupina krátkych žíl s kremennou výplňou a zriedkavým Fe karbonátom, pyritom a chalkopyritom.

296b. Žily Medená dolina ležia asi 2 km na S od Švedlára na východnom svahu Medenej doliny. Staré banské práce na severnejšej žile sú iba malého rozsahu na odvaloch so žilovinou kremeňa, ojedinele sideritu, chalkopyritu, antimonitu (?). Podľa haldového materiálu južnejšie žilné indície obsahujú iba kremeň (Lázár, 1962).

296a. Žila Šibeň sa nachádza asi 1 km na S od Švedlára na východnej strane Medenej doliny. Žily s kremeňom, ankeritom, chalkopyritom a antimonitom sledovala stará štôlna dlhá asi 200 m (Lázár, 1962).

296. Žila Malinová hora. Na S od Švedlára je v porfyroidoch a fylitoch žilná štruktúra dlhá asi 1,5 km Malinová hora (Himbeers Berg) smeru JZ – SV (východná časť má smer V – Z) so strmým južným sklonom. Hrúbka žíl je 20 – 50, najviac 100 cm. V jej západnej časti prevláda kremeň s hniezdami pyritu a chalkopyritu. Pyrit tvorí aj hustú jemnozrnnú vtrúseninu, turmalín je zriedkavý a sulfidov pribúda východným smerom. V náplni sa objavuje aj tetraedrit, siderit a dolomit.

139 a 139a. Sivá žila (Jazvečia, Dachsenhübel, Siwang). Je hrubá 1 až 2 m a má sklon na J. Leží v silne zbridičnatých porfyroidoch a zelenkavých fylitoch. Výplň je silne kremenná, ale zastúpený je aj siderit, chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, arzenopyrit a sekundárne minerály.

139b. Žila Došťavná má smer SZ – JV a je v závere doliny Došťavná. Má dĺžku 300 m a kremeňovú výplň so zriedkavými sulfidmi a sideritom. Pri jej sz. konci sú ešte dve krátke žily smeru V – Z.

140. Žila Orlí vrch, 140a Brezový hrbok a 140b Johana. Ležia v porfyroidoch a zelenkavých fylitoch. Minerálna výplň je zo sideritu, kremeňa, chalkopyritu a tetraedritu.

141a. Žila Jozef. Leží v horninách staršieho paleozoika a zároveň vo významnej strižnej zóne, ktorá všetky žily slovinskej oblasti transponuje do smeru strižnej zóny, posúva na JZ a zároveň ich veľmi znehodnocuje. V oblasti žily sa na tejto strižnej zóne stýkajú podložné chloritické a chloriticko-sericitické fylity s porfyroidmi. Zrudnenie reprezentuje sideritovo-kremenná žilovina s drobnejšími impregnáciami a závalkami sulfidov medi (chalkopyrit, tetraedrit) a pyritu.

141. Zlatá žila leží v rozličných horninách staršieho paleozoika. Pri jej povrchu sú časté porfyroidy, ale aj bázičné metavulkanity, kým v spodnejších častiach prevládajú zelenkavé a čierne fylity. Jej generálny smer je V – Z. V západnej časti má tendenciu miernejšie sa stáčať na ZJZ a vo východnej strmšie na JV, pričom sa čiastkové žilné štruktúry odštiepujú. Žilnou výplňou je siderit s kremeňom a zo sulfidov chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, vzácné arzenopyrit, galenit, sfalerit, bornit, Bi sulfosoli, kalcit, albit, chlorit, turmalín, sericit a Fe dolomit.

142. Čierna žila. Leží v metapyroklastikách (hnílecké súvrstvie) a zelenkavých fylitoch a sprevádzajú ju paralelné žilky hrubé 0,1 – 0,5 m. Minerálnou výplňou je siderit, ankerit, kremeň, chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, arzenopyrit, galenit, sfalerit a stanín.

143. Zelená žila (Rudolf) sa vyvinula v horninách gelnickej skupiny. Má generálny smer 120 – 140° (ZSZ až VJV) a sklon cca 70° na JZ.

143a. Žila Lazík. Zrudnenie je v nej iba miestami a reprezentuje ho kremeň, siderit, ankerit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit, albit a turmalín.

144. Žila Capistrani. Žilnú výplň tvorí prevažne kremeň a siderit s chudobným zastúpením sulfidov Cu vo forme ojedinelých závalkov a drobnej impregnácie. Podľa makroskopického pozorovania je zo sulfidov zastúpený len chalkopyrit a pyrit.

145. Žila Bartolomej. Má priebeh V – Z, známa je v dĺžke cca 1 500 m a má premenlivý sklon od 60 do 80° na J. Žilnou výplňou je siderit s kremeňom a iba v stopách sú v nej sulfidy – pyrit a chalkopyrit.

146. Žila Ivan. Má smerný rozsah 500 – 700 m, sklonný dosah do 200 m, generálny smer V – Z a sklon 65 – 70° na J. Žilnou výplňou je prevažne kremeň so sideritom a podradne až vzácné sa vyskytujú zrníčka chalkopyritu a pyritu.

Žily Božieho daru (Gabe Gottes, Neu Gabe Gottes)

Ležia v generálnom smere východného pokračovania Zlatej žily (od Helcmanoviec) a obstarávajú prepojenie žilných štruktúr so žilným systémom v oblasti Háj – Perlová dolina.

152. Žila Boží dar I má generálny smer V – Z a sklon 65 až 80° na J. Vystupuje v horninách fylitovo-porfyroidového komplexu. Jej výplň tvorí prevažne siderit s kremeňom a so sulfidmi Cu (chalkopyrit, tetraedrit, pyrit).

153. Žila Boží dar II. Jej generálny smer je V – Z a sklon 60° na J. Žilnou výplňou je siderit, kremeň s podradnejším zastúpením chalkopyritu, tetraedritu a pyritu.

154. Žila Boží dar III. Smer žily je V – Z a sklon 60 až 80° na J. Jej východná časť má malý sklon (60°) a ten na Z postupne rastie až na 80°. Hlavnú výplň tvorí siderit a kremeň s chalkopyritom a pyritom.

155. Žila Boží dar IV. Žilnou výplňou je hrubozrnný siderit s podradnejším množstvom kremeňa. Sulfidy zastupuje pyrit a chalkopyrit, a to veľmi nepravidelne, v drobných útržkoch a v impregnácii.

156. Žila Hubert (Boží dar V). Má smer ZSZ – VJV (300°) a sklon 65 až 85° na J. Žilnú výplň tvorí kremeň so sideritom s bohatším zastúpením chalkopyritu, tetraedritu, pyritu a rumelky. V povrchových častiach sú časté druhotné minerály (limonit, siderit, malachit, azurit a covellín) po sulfidoch.

157. Žila Daniel III (Kožiarika). Má sklon 65 až 75° na J. Žilnou výplňou je siderit s kremeňom (v nerovnakom zastúpení) a podradne sulfidy, z ktorých nápadne prevláda pyrit. Žilu sprevádzajú menšie žily (**157a, 157b, 157c Daniel IV, II a I**).

158. Žila Margaréta. Západná časť žily je v grafitických a sericitických fylitoch staršieho paleozoika. Žilnú výplň tvorí siderit s kremeňom.

159. Sb žila pri Háji. Na J od žily Hubert je krátka žila s prevahou kremeňa. Medzi sulfidmi je aj antimonit.

164. Žilník Zenderling. Ide o osobitný žilný a žilníkovimpregnačný typ zrudnenia s hlavnou žilou Svätý Peter, ďalej Svätý Michal a Svätý Jozef s obsahom rumelky. *Žila Svätý Peter* (hlavná) je kremenno-sideritová žilka bez Hg zrudnenia. Smerom na V sa v poruche zistili makroskopické impregnácie rumelky. *Žila Svätý Jozef* leží v porfyroidoch medzi polohami metadiabázov a *Svätý Michal* je podobnou odžilkou, ale má veľmi malý smerný rozsah, dĺžku po sklone 6 m a sklon 55° na JV. V žile sa našlo hniezdo čistej rumelky veľké 1 x 0,6 m. Podľa najstaršieho opisu (Kuthan, 1942) „ložisko“ Zenderling obsahuje siderit, kremeň, chlorit, sericit, rumelku, schwazit, barit, pyrit a antimonit. Kuthan (l. c.) pokladal Hg zrudnenie za najmladšie v celej oblasti.

Ložisko sa nepokladá za doriešené. Jeho perspektívu ťažko posúdiť, ale možno spomenúť, že je na okraji alebo už vo vnútri významného transgemerického strižného pásma, čo je z hľadiska genézy aj perspektívy ložiska zaujímavé.

165. Žila Otakar (Henrich). Pôvodne sa z nej ťažila meď, ortuť a limonit (Hladík, 1957) a neskôr aj siderit. Minerálnu výplň žil tvorí kremeň, siderit, Fe dolomit, pyrit, sfalerit, chalkopyrit, schwazit, arzenopyrit, spekularit, magnetit, rumelka, rýdza ortuť, pyrotín, markazit, barit, kobellit (?), limonit, malachit, azurit a covellín (Háber, 1970).

166. Žila Koloman (Kálman) a Koloman-nadložná. Má smer 80° a sklon 45° na J. Je na styku chloriticko-sericitických fylitov a porfyroidov (ryolitov) staršieho paleozoika. Mineralizácia je rovnaká ako v žile Otakar.

166a. Žila Emanuel. Mineralizácia je chudobnejšia ako v západnejších žilách a reprezentuje ju siderit, Fe dolomit, kremeň, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, chlorit a limonit.

Oblasť Mníšek nad Hnilcom – Prakovce – Perlová dolina – Kojšov

Oblasť je bohatá na rudné žily s veľmi pestrou mineralizáciou, ale ani jedna sa v ostatných rokoch neťažila. Dôvodom je najmä to, že takmer všetky žily sú silne tektonicky segmentované až deštruované, šošovkovité, s veľmi premenlivou hrúbkou a s pomerne rýchlou zmenou minerálnej výplne v smere aj po sklone ložiska.

Žilné pásmo Jašterica – Korunka

433 a 433a. *Žila Jašterica* (lokálne názvy od Z: *Aldač, Phönix, Buda, Matej, Meta, Castor, Polux a Šarlota, Tomáš, Ajax*). Mineralizovaná štruktúra je významná a viaže sa alebo na blízkosť rozhrania metapsamitov a fylitov, alebo je iba v metapsamitoch prakovského príkrovu. Podobne ako žily v metapsamitoch (typ Jedľovec) aj žilné telesá Jašterice majú povahu väčších šošoviek alebo rudných stĺpov dlhých 100 – 800 m. Výplň žíl je podobná, ale aj tak možno každú charakterizovať osobitne. Severná žila je zo sideritu, ankeritu, kremeňa, pyrotínu a jeho produktov disulfidizácie a vyskytuje sa v nej aj arzenopyrit, pyrit, chalkopyrit a sfalerit. Južnú žilu (alebo nadložnú) tvorí siderit, ankerit, kremeň, arzenopyrit, pyrit, pyrotín (+ produkty disulfidizácie), chalkopyrit, tetraedrit, Bi minerály, rýdži Bi, vaesit (?), kobaltín a doteraz neznámy Sb-Bi minerál. *Arzenopyritová žila* je vo vnútri systému žily Jašterica a jej minerálna výplň sa vyznačuje veľkým zastúpením arzenopyritu a všetkých sulfidov opísaných zo žíl Jašterice.

438 a 438a. *Žily Valter, Štefánia a Rudolf*. Majú smer V – Z, dĺžku od 0,5 do 1 km a šošovkovitý vývoj (šošovky sú hrubé najviac 1 m). Ich výplňou je siderit, kremeň a ankerit, vtrúseninou pyrit, chalkopyrit a tetraedrit. Hojný je limonit.

439. *Žila Štefan*. Má smer V – Z, sklon na J, hrúbku 0,5 – 1,0 m a šošovkovitý tvar. Okolitými horninami sú čierne fylity. Jej podstatnou zložkou je Fe dolomit a v menšej miere siderit, kremeň, pyrit, chalkopyrit a tetraedrit.

440. *Žila Korunka* (tiež *Koruna, Korona*). Leží na rozhraní metapsamitov a čiernych fylitov. Žila je najmä z kremeňa a sideritu so silnou impregnáciou chalkopyritu (Hladík, 1957).

459 a 460. *Žila Katarína* (Henrich, Katalin, Katalina). Smer žily je mierne na JV, má sklon na J, šošovkovitý tvar a hrúbku 0,5 – 1 m. Mineralogicky ju reprezentuje siderit, kremeň a sulfidy. Siderit má vo väčšine prípadov hrubozrnnú štruktúru a je hlavnou súčasťou žilnej výplne.

461. *Žila Erz-Engel*. Žila je v metapsamitoch blízko styku so súvrstvím čiernych fylitov. Výplňou je hrubozrnný siderit I, jemnozrnný siderit II a niektoré jej úseky sú kremenné. V žilovine je premenlivé množstvo sulfidov, hlavne chalkopyritu, tetraedritu, pyritu, arzenopyritu, antimonitu a ďalších sulfidov a sulfosolí. Tetraedrit je bohatý na Ag.

462. *Žilník Hilmár* leží v metapsamitoch s polohami fylitov. Reprezentujú ho kremenno-antimonitové žilky smeru V – Z hrubé 1 – 5 cm, sideritová žila so smerom 105° a sklonom 60° na J, ktorá v banskej chodbe dosahuje hrúbku cca 10 – 15 cm a tvorí ju čistý hrubozrnný siderit, sideritovo-sulfidická žila, kremenno-sulfidické žily a krátka žilka s kremeňom a s masívnym pyritom na rozhraní dvoch tektonických blokov. Východný koniec žilníka tvorí *žila Lopušná (463)*, ktorá je v kremenno-ankeritovom vývoji s ojedinelými sulfidmi.

Žilné pásmo Prakovce – Perlová dolina – Kojšov

Žilné pásmo Prakovce – Perlová dolina – Kojšov je veľkou koncentráciou rudných žíl v staropaleozoických horninách gemerika a niektorí autori ho označujú ako perlovodolinský žilník. Minerálna paragenéza žíl je veľmi pestrá, a to od sideritových žíl v prakovskej po sideritovo-sulfidické žily s Cu, Pb, Zn, Sb a Hg sulfidmi v perlovodolinskej alebo so zvýšenou prítomnosťou Sb sulfidov v kojšovskej časti.

Žilná štruktúra Anna Relichová

S hĺbkou v siderite pribúda Mg a v rude kremeň. Do štruktúry Anna Relichová patria nasledujúce žily (od Z): Anna Relichová s paralelnou žilou Felicián a Alžbeta, žila Johana, Frangepan, Emerika, Hyacinta a Cyprián.

434. *Žila Anna Relichová*. Má smer V – Z, vo východnej časti je strmý sklon 75 – 80° na J, v západnej miernejší, 30 – 50° na J. Žila leží v súvrstvii čiernych až tmavosivých fylitov a vo východnej časti aj v metapsamitoch. Výplň tvorí hrubozrnný siderit s vysokým obsahom Mg, ankerit, spekularit, kremeň, chalkopyrit, Hg-Ag tetraedrit, pyrit, arzenopyrit, galenit, sfalerit, cosalit, skuterudit (?), bournonit a pyrotín a zo sekundárnych minerálov limonit, malachit, azurit, zemitá rumelka, rýdze Ag, Cu a covellín. Západným pokračovaním štruktúry je *žila Felicián (428a)* v kremenno-sideritovom vývoji.

435. *Žila Alžbeta*. V čiernych fylitoch má smer V – Z, sklon 60° na J a dĺžku asi 100 m. Dobýval sa z nej hlavne limonit. Háber (1970) v haldovom materiáli zistil kremeň, siderit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, limonit a malachit.

436. Žila Frangepan. Leží v súvrství čiernych fylitov. Má smer V – Z a sklon 45 – 65° na J. Charakteristická je limonitizácia celej povrchovej časti žily až po úroveň I. obzoru (Hladík, 1957). Ruda je typická vysokým obsahom Mg.

437. Žila Johana (Johana Teplý potok, Johana Spillergrund). Je v porfyroidoch, metapsamitoch a v tmavých fylitoch. Smer žily sa mení od 60 do 90° a sklon od 30 do 80° na J. Minerálnu výplň tvorí siderit, kremeň, chalkopyrit, tetraedrit, pyrit, sfalerit, chalkozín a covellín. Háber (1970) jej paragenézu doplnil o arzenopyrit, galenit, pyrotín, markazit, gersdorffit, kobellit, bournonit, rýdzi Bi, Au a turmalín.

441. Žily Hyacinta, Cyprián a Emerika. Majú smer SV – JZ a strmý sklon na J. Ležia v tmavosivých až čiernych fylitoch. Sú v nich šošovky chalkopyritu a tetraedritu hrubé 20 – 30 cm. Výplňou je hrubozrnný a mladší jemnozrnný siderit, kremeň, chalkopyrit, tetraedrit (obsah Ag 0,4 – 0,8 %), pyrit, arzenopyrit, sfalerit, cosalit a kobellit.

Žilná štruktúra Konkordia – Klement

442 a 443. Žily Konkordia južná a severná. Žily sú v súvrství čiernych fylitov s ojedinelými vložkami kyslých metapyroklastík. Hlavným minerálom výplne je siderit, ale tetraedrit miestami tvorí šošovky veľké aj 30 cm.

444. Žily Mäsiarka I a II. Nevychádzajú na povrch a sú v súvrství chloritických, silne kremenitých fylitov s vložkami čiernych fylitov a kyslých metapyroklastík. Mäsiarka I (Ján Baptista) má smer 60°, sklon 60° na J a hrúbku okolo 20 cm, Mäsiarka II sklon žily na J od 60 do 75°. Okoložilné horniny sú silne prekremenené. Výplňou oboch žíl je hrubozrnný siderit a kremeň. Ďalším minerálom je chalkopyrit. Pyrit a tetraedrit sú zastúpené podradne. Háber (1971) zistil aj dolomit, gersdorffit, pyrotín, markazit, violarit, skutterudit (?), cosalit, kobellit, galenit, bournonit, sfalerit a Ag.

456, 456a a 456b. Žila Klement. Je v porfyroidoch na rozhraní so zelenkavými fylitmi a jej východný úsek v dĺžke asi 200 m leží v ryolitoch. Oblúkovitý priebeh svedčí o južnom sklone. V haldovom materiáli vo východnej časti žily je hrubozrnný siderit s menším množstvom chalkopyritu a pyritu.

Žilná štruktúra Gregori

Tvorí ju niekoľko žíl (od Z Hutnodolinské žily, František-Jozef, Palmarum, Gregori, Liborni, Nová Johana, Zdar Boh, Božidara, Bohumila, Predné záhradky, Mostická, Rimárka, Guľova baňa a Zlámaný jarok).

429, 430, 431 a 432. Hutnodolinské žily. Sú krátke a vystupujú na povrch. Okrem kremeňa a sideritu, ojedinele aj pyritu a chalkopyritu, sa iné minerály nezistili.

444a. Žily František-Jozef a Palmarum pri Prakovciach. Žilník Palmarum tvorí dvojica žíl vzdialených od seba 150 m. Majú smernú dĺžku asi 200 m a strmý sklon na JZ. Na haldách štôlní a píng je chudobná ruda s kremeňom, ankeritom a s ojedinelými sulfidmi. Severnejšie je žila František-Jozef v zelených metapelitoch mniškeho príkrovu. Minerálnou výplňou žily je kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit, ojedinele sfalerit a galenit.

445. Žila Gregori má generálny smer V – Z a v západnej časti sa stáča (tektonicky posúva) na J. Podľa Hábera (1971, 1980) je rudnou výplňou žily siderit, Fe dolomit, kremeň, hematit, magnetit, pyrit, markazit, arzenopyrit, sfalerit, tetraedrit, bournonit, galenit, chalkopyrit, kalcit, limonit, covellín, chalkozín a malachit. Hlavným zisteným žilným minerálom je siderit, vedľajšie zastúpenie má kremeň, chalkopyrit, pyrit a Fe dolomit a akcesorickým minerálom je tetraedrit, arzenopyrit, sericit a kalcit.

445. Žila Liborni. Má generálny smer V – Z. Hladík (1957) zistil lokálny smer 76° a sklon 65° na J. Minerálna výplň je podobná ako v žile Gregori.

452. Žila Nová Johana (Neu Johanni). Leží v porfyroidoch a sericiticko-chloritických fylitoch. Jej výplň tvorí hrubokryštalický siderit a kremeň s podradne zastúpenými sulfidmi (pyritom, chalkopyritom a tetraedritom).

453 a 453a. Žilník Zdar Boh, žily Harmonšák a Na potoku. Žily v západnej časti ležia v porfyroidoch, potom prechádzajú do fylitov a vo východnej časti až po vyklinenie opäť v porfyroidoch. Podľa Hábera (ibid.) je v západnej časti žily Zdar Boh prevažne sideritová výplň a smerom na V prechádza do kremenno-sulfidickej (Pb, Zn, Cu). Vo vertikálnom smere (nižšie položené haldy) zistil (l. c.) Sb minerály (tetraedrit, sulfosoli a antimonit). Zrudnenie je v pyritizovaných sericitických a chloritických horninách s kremeňom a karbonátmi zodpovedajúcimi metasomatickým horninám typu berezitov, ktoré majú vyšší obsah B, Be, La, Li, Mo, Nd, P, Sn, W, Y a Yb (Drnzíková, 1977). Hlavným minerálom je kremeň a siderit, vedľajším pyrit, arzenopyrit a antimonit a v akcesorickom množstve je prítomný chalkopyrit, tetraedrit, jamesonit (sfalerit, sericit, albit a chlorit). Háber (1970) opísal aj kobellit (?) a rutil.

454 a 454a. Žily Bohumila a Božidara ležia v zelenkavých fylitoch a porfyroidoch. Háber (1971) z haldového materiálu zistil siderit, kremeň, pyrit, arzenopyrit, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, galenit, bournonit, rýdzi Bi, limonit, anglesit a ceruzit. Na V od žíl je žila *Predné záhradky* (**455**) prevažne v kremennom vývoji.

594. Žila Rimárka. Podľa Hábera (1970) sa na haldách našiel siderit, Fe dolomit, kremeň v niekoľkých generáciách, pyrit, antimonit, zinckenit a sulfosoli Pb-Sb(?).

595. Žila Mostická leží v tmavých fylitoch na západnej strane potoka Rieka. Podľa archívnej správy Kojšov-Sb vzorka rudy z jednej štôlne obsahovala až 25,07 % Sb.

596. Lokalita Guľova baňa. Ide o nevýrazný výskyt žily s malým obsahom sulfidov. Výskyt sa zaraduje aj do stratiformnej polymetalickej mineralizácie, pretože tá sa v okolí Guľovej bane vyskytuje. Zrudnenie reprezentuje kremeň a ankerit, v ktorom je ešte ojedinele pyrit, pyrotín, sfalerit, tetraedrit a chalkopyrit (Kusák, 1970).

599. Žila Zlámaný jarok kremenno-antimonitovej paragenézy je v porfyroidoch. Výskyt je zaujímavý skôr z metalogenetického hľadiska, pretože je v území s inou (sideritovo-sulfidickou) paragenézou minerálov. Smer žily je SZ – JV, sklon strmý, varíujúci na SV aj na JZ, a hrúbka okolo 0,5 m. Hlavným minerálom je kremeň, antimonit a pyrit a podradnejšie sú zastúpené Sb sulfosoli, turmalín, siderit, arzenopyrit, limonit a Sb okre.

Žilná štruktúra Michaeli

446. Žila Michaeli. Je to v podstate žilník, ktorý miestami obsahuje 4 až 5 paralelných žíl (významná je *Koloman, Jozef a Michal*) so sideritovo-sulfidickou výplňou. Žilná štruktúra má smer V – Z, sklon 65 – 75° na J a celkovú dĺžku asi 2,5 km. Vyvinula sa v ryolitoch a porfyroidoch a iba východná časť v súvrství chloriticko-sericitických fylitov. Výplňou je hrubokryštalický siderit s kremeňom, chalkopyritom a pyritom a v podradnom množstve aj tetraedrit.

450 a 451. Žila Kamila-Podlazík. Generálny priebeh žily je V – Z a sklon 60 – 70° na J. V západnej časti je v dĺžke asi 200 m na kontakte ryolitov a porfyroidov, ale väčšia časť jej štruktúry je v súvrství zelenkavých fylitov. Minerálna asociácia žily je dosť pestrá: kremeň, siderit, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit, kobellit, rýdzi Bi a markazit. Podľa Hábera (1971) je v najvýchodnejšej časti žily v úseku označenom ako Podlazík aj antimonit.

Žilná štruktúra Konrád – Leopold

447. Žila Konrád. Výskyt sa skladá z troch žíl (Severná, Konrád a Južná) ležiacich v zelenkavých fylitoch a porfyroidoch. Žily sú zo sideritu, kremeňa, pyritu, chalkopyritu, tetraedritu, sericitu, limonitu a malachitu.

448. Žila Leopold. Nachádza sa v porfyroidoch a obsahuje barit (hlavne na povrchu), v hlbších častiach žily siderit (limonitizovaný), ďalej kremeň, tetraedrit, rumelku, limonit a malachit.

449. Žily Božia pomoc. Ležia v silne zbridlíchnatých, hydrotermálne zmenených a prekremených porfyroidoch. Minerálna výplň je z kremeňa a limonitu, v menšej miere zo sideritu, baritu, pyritu a rumelky.

Oblasť Margecany – Opátka – Košická Belá – Košice

Rudné žily v tejto oblasti sú v silne zošupinatenej zóne s hrúbkou tektonických šupín niekde len desiatky metrov. Šupiny mimoriadne zblížili rozdielny litologický vývoj, a tak sa vytvorila pestrá mozaika litologických aj tektonických jednotiek.

Najjužnejšiu časť územia budujú horniny staršieho paleozoika, ktoré tvorí litologickú náplň kojšovského a rakoveckého príkrova.

Rakovecký príkrov je tu najmä z amfibolitov a rúl. V podloží vulkanického je fyliticko-rulový komplex, a to najprv zelenkavé a nižšie čierne metapelity. Súčasťou šupín sú aj mladopaleozoické horniny, lokálne aj metamorfované, a sú náplňou tektonicky silne redukovanej severogemerickkej synklinály v košicko-margecianskej strižnej zóne.

Žilné pásmo Košické Hámre – Košická Belá

583. Žilná štruktúra Jedlinka. Ďuďa (1970) považuje jej zrudnenie za hydrotermálno-impregnačný žilníkový kremenno-pyritový typ v permských ryolitových pyroklastikách. Hlavným minerálom žiliek je kremeň a pyrit. Zriedkavý je sfalerit, ankerit, rumelka a sekundárne minerály.

585. Žila Pod Uhliská. Smer žily je SZ – JV, sklon 70° na JZ a hrúbka 10 – 15 cm. Leží v čiernych bridliciach karbónu. Minerálnu výplň žily tvorí kremeň, ankerit, zriedka chalkopyrit a tetraedrit (Ďuďa, *ibid.*).

586. Žila Nad Uhliská je asi 50 m južnejšie, má rovnaký charakter zrudnenia a úložné parametre ako žila Pod Uhliská.

Žilná štruktúra Mlynská žila

Štruktúra Mlynskej žily je najdlhšou štruktúrou tejto oblasti (3 km), ale iba lokálne obsahuje zrudnené časti. Na SZ sa začína výskytom Dubový hrbok, v strednej časti je Mlynská žila s výskytom Gápeľ a Nad mlynom. Smer všetkých žíl je SZ – JV so sklonom na JZ.

577. Žilník Dubový hrbok leží v sericitických bridliciach permu. Smer zrudnenej polohy je SZ – JV, sklon 50 – 60° na JZ, hrúbka žiliek 2 – 10 cm. Žilky obsahujú kremeň, ankerit, ojedinele tetraedrit, chalkopyrit a sekundárne minerály.

584. Mlynská žila (časť Gápeľ) leží v permských bridliciach blízko pozdĺžnej poruchovej zóny. Západný úsek žily je v zlepencoch. Výplň tvorí kremeň a ankerit s hniezdami tetraedritu a chalkopyritu. Bežný je pyrit a hematit (spekularit). Barit je iba v žilkách v zlepenici. *Žila Nad mlynom* je jv. pokračovaním Mlynskej žily na V od potoka Opátka. *Žila Kopaniny* na východnom svahu potoka Belá má rovnaký vývoj ako ostatná časť štruktúry Mlynskej žily, ale je tenšia (20 – 30 cm). *Žily Na Uhliská I a II* sú kremenno-spekularitové. Ojedinele je v nich aj ankerit a albit a v žile II aj sulfidy. Žily sú v permských bridliciach (II) alebo na rozhraní bridlíc a kyslých pyroklastík (I). Majú sklon 60° na JZ.

587. Žila Belá má podobný charakter mineralizácie ako v Mlynskej žile. Je hrubá 30 – 60 cm. Spreádzajú ju kremenné žilky a asi 10 m v nadloží žily prebieha 40 cm kremenno-spekularitová žila. Tenšie žily so spekularitom sú aj v podloží žily.

Žilná štruktúra Predné Nové

Žilná štruktúra Predné Nové je trefou štruktúrou oblasti Košických Hámrov. Je to žilnikovo-žilné pásmo v ankeritizovanom prostredí s impregnáciou sulfidov.

576. Žilník Teplý jarok. Leží v drobach a karbonátoch ako metasomatická poloha s množstvom kremenných žiliek so sulfidmi. Drobu a vápenec zatláča ankerit a fuchsit. Zastúpený je aj kremeň, zriedka tetraedrit, chalkopyrit, pyrit, siderit a chlorit a zo sekundárnych minerálov malachit, azurit a limonit.

578. Žilník Primášov grund leží v mylonitizovaných horninách staršieho paleozoika. Sulfidy sú aj v okolitej ankeritizovanej hornine. Zrudnenie je v šošovkách a reprezentuje ho ankerit, kremeň, zriedka tetraedrit a chalkopyrit, pyrit a povlak rumelky.

579. Žilník Predné Nové je žilnikovo-žilné pásmo v zelenkavých fylitoch s vložkami prúžkovaných diabázových metapyroklastík. Žila a jej jv. segmenty majú smer SZ – JV a sklon 50 – 60° na JZ. Niektoré žilky majú baritovú a kremenno-baritovú výplň, ojedinele aj so sulfidmi. Oxidačná zóna žíl je iba 2 – 3 m a obsahuje limonit, malachit a azurit, ojedinele aj rumelku. Okolie žily je ankeritizované. Jv. časť žilnej štruktúry Predné Nové sa volá *Za Prieložky* (**581**).

580. Žilník Predné Nové-Krížová je priečna v smere SSV – JJZ na žilu Predné Nové. Má sklon 50° na VJV a hrúbku 50 – 60 cm. Žila je silne tektonicky drvená, brekciovitá a rozvlečená po poruche. Jej priečny smer je pravdepodobne druhotný – tektonický. Leží v horninách rakoveckej skupiny. Okolie žily je impregnované Cu sulfidmi. Žila obsahuje kremeň, ankerit, tetraedrit a zriedka chalkopyrit a pyrit.

588. Výskyt Azurdolka sa nachádza na V od potoka Opátka a môže byť pokračovaním štruktúry Predné Nové. Leží v permskom zlepenici a severnejšie v pestrej bridlici. Hlavným minerálom žiliek je kremeň a ankerit, vedľajším tetraedrit, chalkopyrit a ich sekundárne minerály. Pomerne bohato sa vyskytuje azurit a malachit. Azurit tvorí v hornine žilky a povlak.

589, 590 a 591. Žily Roveň, Kurcikovo v severnej časti ležia v permskom zlepenici alebo na kontakte zlepenca a pestrej bridlice. Majú smer SZ – JV, sklon 60 – 70° na JZ a hrúbku 0,3 až 0,8 m. Hlavným minerálom severných žíl je barit a spreádzza ho kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, limonit a malachit. Ostatné žily sú paralelné so žilou Roveň s ankeritovo-kremennou výplňou a spekularitom.

Žilná štruktúra Zlatník – Slatviny (Slatiny)

Štruktúra Zlatník – Slatviny (Slatiny) je najjužnejšia. Zaradenie zrudnenia tejto štruktúry do žilného alebo metasomatického (Fe karbonátového) typu je veľmi problematické. Je to pásmo karbonatizovaných hornín až zhlukov Fe karbonátov, ktoré obsahuje aj početné kremenno-sulfidické žilky.

582. Výskyt Zlatník. Sú to tri ankeritové šošovky, z ktorých stredná má maximálnu hrúbku 20 a okolité 5 až 10 m. Ležia v chloriticko-sericitických fylitoch a v diabázových metapyroklastikách rakoveckého príkrovu. Pre ankeritizované karbonáty je charakteristický výskyt žiliek s kremeňom a Cu sulfidmi hrubými 1 – 5 cm. Hlavným minerálom zrudneného pásma je ankerit a kremeň, ďalej tetraedrit, chalkopyrit, pyrit, dolomit, chlorit a fuchsit. Pozorovateľné sú početné znaky listvenitizácie.

591a, 593. Výskyt *Slatviny (Slatiny)* sa skladá z dvoch úsekov. V úseku Slatviny-západ je v ankeritizovanej zóne hrubej 2 – 3 m sieť žiliek hrubých 2 – 10 cm. Žilky sú kremenno-sulfidické. Podstatnú časť zrudnenej zóny tvorí ankerit. V úseku Slatviny-východ sú v polohe dolomitu-magnezitu hrubej 20 m a dlhej asi 100 m žilky kremeňa so zhlukmi tetraedritu a chalkopyritu hrubé 2 – 15 cm.

Žilné pásmo Košická Belá – Košice

Medzi najvýznamnejšie žilné prejavy patrí žilník Vodná baňa, na ktorom sa v minulosti vykonávali mnohé banské práce a hĺbkový vývoj žíl sa skúmal aj vrtmi. Ostatné indície smerom na SZ sú: *žila Pri Klementke (614b)* a ďalšie nepomenované výskyty.

615 a 616. *Žilník Vodná baňa.* Tvorí ho *žila Pri bani, Navštívenie P. Márie, Nanebovstúpenie* a **616a** *Mária Pomocnica.* Žily ležia v bridličnatom súvrství permu obsahujúcom mnoho vložiek pestrého pieskovca, zlepenca a kyslých pyroklastických hornín. Ich vrchné časti sú už azda v skýtskom súvrství (pestrá bridlica, pieskovec). Ložisko mineralogicky skúmal Ďuďa (1967) a podľa neho je v ňom hlavným minerálom kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, hematit (spekularit) a chlorit a sekundárne minerály zastupuje malachit, azurit a limonit. Mineralogický výskum Hurného (in Grecula et al., 1977) zistil na opisovaných žilách 18 minerálov, z ktorých arzenopyrit, ullmannit, gersdorffit, pyrotín, jamesonit, bournonit a sfalerit sa tam našli prvý raz, kým dolomit, kremeň, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a hematit boli známe už skôr.

617. *Žilník Bučina.* Tak je pomenovaná skupina rudných výskytov a indícií v oblasti kopca Bučina asi 1 km na V od Vodnej bane. Žily sú v karbónskom zlepeni a čiernej bridlici (až fylitoch), často na rozhraní obidvoch litologických typov. Smer žilníkového pásma je SZ – JV s významnými lokálnymi zmenami a sklon žíl 40 – 60° na JZ. Minerálnu výplň žíl tvorí siderit, kremeň, ankerit, v menšej miere pyrit, tetraedrit, chalkopyrit a sekundárne minerály.

620. *Žily Alojz, 620a Adela, 622a Angela.* V Črmelskej doline sú v sivých a zelenkavých silne tektonicky stlačených bridliciach črmelskej skupiny. Sú to kremenno-ankeritové žily resp. šošovky hrubé 10 – 50 cm, ktoré miestami vytvárajú žilník. Sulfidy sú zriedkavé. Ďuďa (1970) z haldového materiálu opísal kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit a tetraedrit.

619. *Žila Nad Bankovom* je tiež skôr žilníkom v karbónskych zlepenkoch a pieskovcoch. Földváry (1939) zo žíl opísal kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, malachit a azurit.

618. *Žilník Diana* sa skladá zo štyroch žíl: Diana I – IV. Žily sú v prostredí sivého a tmavosivého dolomitu. Podľa dokumentácie žíl (Sasvári in Grecula et al., 1977) je dolomit silne tektonicky porušený a v podloží je čierny dolomit s porušenými metapelitmi. Generálny smer žíl je 40 a sklon 40° na JV. Priečne žilky sa zistili mimo hlavných žíl. Ďuďa (in Grecula et al., 1977) na lokalite Diana zistil kremeň, ankerit, siderit (tie uvádza aj Zorkovský, 1969), ďalej kalcit, chalkopyrit, pyrit, tetraedrit, galenit, antimonit, jamesonit (podľa Zorkovského aj berthierit).

618a. *Žila Pokryvy* je na južnom svahu rovnomenného kopca. Ide o viac tenkých (5 – 20 cm) kremenných žiliek v tmavých bridliciach karbónu. Žilky nafárala štôľňa Rabatinovo, kde sa okrem kremeňa zistil aj ankerit a pyrit, ktorý je aj v okolitých horninách.

Žily pri Opátke a Holici

600. *Žila Pri Opátke* leží pri južnom okraji obce v tmavých fylitoch. Smer žily je asi 120°, sklon na JZ a smerná dĺžka 150 m. Hlavným minerálom je siderit. Kremeň je zriedkavejší.

612. *Žila Borovničiar* leží v sericitických fylitoch staršieho paleozoika. Je z kremeňa a sideritu.

611. *Žila Romanová* leží blízko styku zelenkavých fylitov a porfyroidov a vypĺňa ju siderit a kremeň.

613. *Žila Holica.* Bola významným sideritovým ložiskom žilného typu. Horninové prostredie, v ktorom vystupuje, tvoria masívne a v jej okolí zbridličnatené porfyroidy, ďalej čierne a zelenkavé metapelity a metapsamity. Sklon má 30 – 40° na JZ. Hlavným minerálom ložiska je siderit, vedľajším kremeň, tetraedrit, chalkopyrit, pyrit a limonit. Ložisko malo vypočítaných 510 kt rudy v kategórii C₂ s priemerným obsahom 28 Fe, 1,34 Mn a 17,4 % SiO₂.

631. *Žila Myslavský potok* leží 1 km na S od Hýľova na západnom svahu Myslavského potoka v čiernych fylitoch a lyditoch staršieho paleozoika blízko styku s porfyroidmi.

Žilné indície medzi Opátkou a Klátovom

598. *Žila Prieložky.* Je to kremenno-hematitová žila so silne prekremeným okolím. Leží v bazaltových metapyroklastikách blízko triasových karbonátov. Hlavným minerálom je šupinkovitý hematit (do 1 cm), kremeň, ankerit a sericit.

601. *Žila Tokáreň* leží vo fylitoch rakoveckého príkrovu. Výplň je z kremeňa, ankeritu, tetraedritu, chalkopyritu a pyritu.

602. *Žila Plichtov diel* sa indikuje podľa veľkých obliakov v potoku na západnom svahu Železného vrchu. Je to kremenno-hematitové žilné zrudnenie v horninách rakoveckej skupiny. Okrem kremeňa je v ňom hrubotabulkovitý aj šupinkovitý hematit a chlorit (Ilavský a Ďuda, 1971).

602a. *Žila Košariská* je v čiernych fylitoch na JV od Opátky na východnej strane doliny Košariská a v minulosti ju sledovala štôlna a pingy v dĺžke asi 150 m. Na halde je žilovina s kremeňom a pyritom.

614. *Žila Kovalová* (Potoky). Je v prostredí amfibolitov rakoveckého príkrovu alebo na styku s rulovým komplexom. Podľa archívnych materiálov je spodnejšia časť žily na styku so zelenými fylitmi. Žila má smer SZ až JV a sklon 60 – 70° na JZ. Rudné telesá tvorí najmä ankerit, spekularit (hniezda) a kremeň. Ďuda (1967) odtiaľ opísal aj pyrit, chalkopyrit, kalcit, chlorit, limonit a v archívnych údajoch sa uvádza aj barit.

614a. *Žila Pálenisko* leží asi 1,2 km na S od žily Kovalová v amfibolitoch blízko styku s čiernymi bridlicami. Charakter mineralizácie je asi podobný ako v Kovalovej, teda s hematitom a ankeritom.

633a. *Žila Plešiny*. Horninovým prostredím žily sú zelenkavé mylonitizované metapelity blízko kontaktu s amfibolitmi. Na halde malej štôlne sa našiel kremeň, ankerit, pyrit a ojedinele spekularit.

633b. *Žila Rutenberg* (Pod baňou) sa nachádza na rozhraní porfyroidov a zelenkavých fylitov blízko styku s rakoveckým príkrovom. Na odvaloch sa našiel iba kremeň a ankerit.

633c. *Výskyt Klátov-lom* predstavuje žilnikovo-impregnačné pásmo v amfibolitoch v klátovskom lome hrubé 2 – 3 m, a to na pravej strane jeho severnej lomovej steny. Minerálnu asociáciu tvorí kalcit, ankerit, chalkopyrit, pyrit, kremeň, zriedka sfalerit a galenit.

633. *Žila Aristid* je kremenno-spekularitová žila na Z od Klátova v zelenkavých fylitoch staršieho paleozoika. Má smer SZ – JV a sklon na JZ.

632. *Žila Aster* je na hranici fylitov a porfyroidov. Je hrubá 1,2 m. Má smer SZ – JV a sklon na JZ. Pravdepodobne ide o kremenno-ankeritovú žilu. Podobnú mineralizáciu má aj žila *Zadné Uhlisko* (**633e**).

634. *Žila Vrbica* sleduje mylonitizovaný okraj amfibolitového telesa a zelených metapelitov rakoveckého príkrovu. Okrem kremeňa sa v nej často vyskytuje spekularit, miestami aj chlorit.

635. *Žila Mlynky*. Je v zelenkavých mylonitizovaných metapelitoch na styku s amfibolitmi, má smer SZ až JV a sklon 30 – 45° na JZ. Okrem ankeritu a kremeňa sa v nej vyskytuje aj chalkopyrit, pyrit, tetraedrit a turmalín.

Oblasť Turecká – Rožňava – Rákoš

Rožňavská oblasť sa vyznačuje pomerne vysokou hustotou hydrotermálnych žilných ložísk a výskytov sideritovej formácie. Na ploche približne 50 km² je registrovaných 42 rudných žíl, a z nich sedem ložísk má rudný potenciál presahujúci 100 kt.

Žilný systém Rožňava – Turecká

266. *Žily Johan Nepomuk*. Smer žilného pásma je V – Z, sklon na S (ale aj na J), zvyčajne strmý až 90°. Podľa archívnych údajov žily ležia v hrubozrnných porfyroidoch (Abonyi, 1958). Výplň tvorí kremeň, siderit, Fe dolomit, turmalín, albit, zriedka chalkopyrit, pyrit, pyrotín a magnetit, kým hematit je v severnejších žilách.

266a. *Žila Kolesár*. Na halde je kremenno-sideritová žilovina s turmalínom, albitom, chloritom a pyritom. Okolitými horninami sú očkaté metapelity (Grecula, 1987a, b).

267. *Žila Kejlová* je so sideritovým zrudnením. Leží v zlepencoch permu a hlbšie podľa archívnych údajov v porfyroidoch. Okrem sideritu a kremeňa je v nej pyrit, pyrotín a často turmalín a albit.

268. *Žila Belá*. Kremenno-sideritová žila je silne tektonicky segmentovaná a má smer V – Z. Smer a sklon sa v jednotlivých blokoch menia, ale prevláda sklon 60 – 70° na S. Okrem sideritu a kremeňa je v žile albit, chlorit, turmalín, redšie pyrit a chalkopyrit (Varček, 1954).

269. *Žila Artúr-Terézia*. Charakteristickou črtou žily je ohyb zo smeru V – Z na J. Žilná výplň patrí do sideritovo-kremenného typu s malým obsahom sulfidov.

270. *Žila Špady-Anton* (Antal, Attila). Charakteristický pre ňu je albit a zhluky turmalínu, ako aj steblovitého turmalínu v kremeni (Varček, 1957).

273. *Žily Matej* (Matyáš, Matej-Gabriel). Minerálna výplň žily je zo sideritu, kremeňa a ankeritu. Hojný je albit, turmalín, ale sulfidov je málo.

275. *Žila Olajka*. Zrudnenie je také isté ako v žile Matej-Gabriel (Květoň et al., 1951).

271. *Žila Mních*. Má približne smer V – Z, ale so stočením západného krídla na smer JZ. Výplňou žily je siderit so žilkami a hniezdami kremeňa. Ankerit je dosť častý v hlbších partiách. Podradnejšie sú zastúpené sulfidy, a to pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a ojedinele zrnica rumelky.

272. Žila František (Ferenc). Mineralogicky sa od žily Mních odlišuje najmä bohatým výskytom oxidov Fe. Žilnou výplňou je siderit a kremeň, častý je ankerit a albit, podradný turmalín, sericit a rutil.

274. Žila Mária-Stankovič. V juhozápadnej časti má smer 50, východnejšie 10° a ešte viac na V znova 40 – 50°. Polohy porfyroidov (často tektonicky vklinené), podobne ako aj prechod žily do sústavy tenkých žiliek a šošoviek, žilu znehodnocujú.

276. V žile Dárius sa okrem sideritu a kremeňa častejšie vyskytuje chalkopyrit a tetraedrit a na puklinách sfalerit a galenit. Podobná výplň sa predpokladá aj v žile *Karol*.

277. Žila Bernardi. Žila Bernardi (Bernardi-Emília, Bodnárka, Emília, Rudník, Bernardi-Rudná-Emília, Rudnícka žila) je najväčšou žilnou štruktúrou rožňavského rudného poľa. Jej smer je SV – JZ a sklon 30 – 90° na SZ (smerom dole postupne strmší). Žilná štruktúra má dĺžku až 4,6 km. Priemerná hrúbka žily varíruje od 1,8 do 2,8 m. Miestami je hrubá až 9 m a šošovkovitý vývoj má výnimočne hrúbku až 18 m.

Táto najväčšia rožňavská žila má ako výsledok mnohých období mineralizácie pestré minerálne zloženie.

I. perióda. Na okrajoch žíl, často ako výsledok topominerálneho vplyvu porfyroidov, vzniklo veľa tzv. aplitu – jemnozrnného albitu (opísal ho už Maderspach, 1880; Ahlburg, 1913; Ulrich, 1928; J. Kamenický a L. Kamenický, 1955; Varček, 1953) s prímiesou kremeňa, rutilu, turmalínu, akcesorického apatitu a zoisitu.

II. perióda. Vznikla v nej hlavná časť výplne – siderit a od neho mladší ankerit.

III. perióda. Delí sa na tri subperiódy:

1. kremeň s hrubozrnným mladším albitom, turmalínom a malé množstvo magnetitu s ilmenitom a rutilom;

2. kremeň so sulfidmi, podradne aj mladšie karbonáty, sericit a pestré, ale nehojné sulfidické asociácie: pyrit, arzenopyrit, skutterudit (?), gersdorffit, ullmannit, pyrotín, miestami s odmiešaninami pentlanditu, millerit, siegenit, bravoit, markazit, pyrit, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, zlato, bournonit, galenit a rumelka;

3. kalcit vytvárajúci mladé žilky a povlak kryštálov na puklinách žily.

343. Žily Henrich I, II (Henrik, Henrich, Henry) sú v nadloží sv. časti žily Bernardi.

344. Žila Elek je paralelná (podložná) so žilou Bernardi. Má smer SV – JZ, sklon 45° na SZ a priemernú hrúbku 0,8 m. Vrchná časť žily obsahovala pomerne veľa tetraedritu (striebronosný freibergit), chalkopyrit, zhluky malachitu a azuritu spolu s limonitom a hematitom (Květoň et al., 1951; Varček, 1973).

345. Žila Zlatica (Aranka) je ďalšou podložnou žilou žily Bernardi.

346. Žila Helena (Ilona). Leží v porfyroidoch.

347 a 348. Žila Lipót a Michal. Sú v porfyroidoch staršieho paleozoika v nadloží žily Sadlovský, s ktorou majú paralelný smer a sklon.

349. Žila Sadlovský (Szadlowszki, Sadlovská, Sádlovská, Piata žila). Leží v porfyroidoch resp. v očkatoých metapelitoch. Jej výplňou je hrubokryštalický siderit, v hrubších partiách iba s malým množstvom kremeňa a iných minerálov. Sulfidické minerály sú zastúpené slabo, ale vo veľmi pestrej asociácii. Bežnejší je pyrit, chalkopyrit a tetraedrit, zriedkavejší pyrotín, markazit, sfalerit, podradne je zastúpený bournonit, galenit, arzenopyrit a akcesoricky sa vyskytujú minerály niklu – gersdorffit, ullmannit, Ni linneit (siegenit), millerit, pentlandit, Ni pyrit (bravoit), violarit, ďalej jamesonit, sulfosol Bi-Pb-Cu (zložením blízka rézbányitu), nepatrné zrníčka magnetitu, sericit a ílový produkt rozkladu albitu (hydromuskovit?).

350. Žila Lenka. Leží v porfyroidoch. Zistila sa a sledovala prekopmi na žilu Sadlovský.

351. Žila Štefan. Výplň žily je sideritovo-kremeno-sulfidická. Siderit je na okrajoch žily často jemnozrnný a tmavosivý, ale prevažuje bežný stredozrnný až hrubozrnný svetlý siderit. Pomerne v hojnej miere ním preniká kremeň. S ním vznikli aj menšie zhluky a hniezda hrubozrnného aj drobnozrnného albitu, sericitu a turmalínu.

352. Žila Kliment (Klement, Kelemen) je asi 300 m dlhá, má smer SV – JZ a sklon 30° na SZ. Je šošovkovitého vývoja, leží v porfyroidoch a jej vrchná časť v permskom zlepení. Žilná výplň okrem sideritu a kremeňa obsahuje aj hniezda a žilky chalkopyritu a tetraedritu.

353. Žila Augusta. Smer ložiska je SV – JZ a sklon 40 – 50° na SZ. Archívne správy udávajú, že v silne porušených horninách vykluje. Okrem sideritu a kremeňa má v žilnej výplni aj vtrúseniny chalkopyritu a tetraedritu.

354. Siedma žila sa zistila vrtom (Máška a Pták, 1958a, b) asi 150 m na J od žily Augusta. Okrem sideritu obsahuje aj hniezda a žilky chalkopyritu a tetraedritu.

Žilný systém Rožňava – Mária – Tri vrchy (Kalvária)

355. Žila Viničná I a II. Výplň žily tvorí hrubozrnný siderit znečistený mylonitom a hniezdami albitu. Dost hojný je pyrit, menej je chalkopyritu a zriedkavý je tetraedrit. Akcesoricky je zastúpený pyrotín, markazit, bravoit, millerit (?) a chloantit (?), turmalín, jamesonit, sericit, chlorit a erytrín (Varček, 1953 – 1961).

356. Žila Aurélia I a II. Na S od Troch vrchov je v mylonitizovaných porfyroidoch s bohatšou koncentráciou sulfidov dvojica sideritovo-kremenných žíl Aurélia I a II. Okrem sideritu a kremeňa je vo výplni ankerit, albit,

sericit, akcesoricky turmalín, rutil. Pomerne hojný je arzenopyrit, pyrotín (sčasti zmenený na zmes pyritu, markazitu a magnetitu), gersdorffit, ullmannit, chalkopyrit, tetraedrit, tennantit (?).

357. Žila Mária (Mária-Alojzia). Patrí medzi najstaršie známe žily v SGR. Dĺžka žily je 1 500 m a hĺbkový dosah asi 750 m. Spodná časť ložiska sa vyvinula v porfyroidoch alebo v zelenkavých očkatoých metapelitoch, vrchná v metapsamitoch (rozhranie je medzi 10. a 13. horizontom). Smerom na SV štruktúra prechádza do peliticko-sericitických fylitov a vyklinuje. V siderite sú žilky kremeňa s hojným tetraedritom, v menšej miere pyritom a podradnejšie s chalkopyritom. Podrobným štúdiom sa zistil rad ďalších primárnych a sekundárnych minerálov.

357a. Žila Strieborná. Žilná štruktúra sa objavila na fáraním v prekope začiatkom roku 1981 na úrovni 13. obzoru bane Mária. Nová žila sa pre vysoký obsah Ag v rude nazvala Strieborná. Jeleň (in Mesarčík et al., 1991) okrem primárnych minerálov uvedených v sukcesnej schéme opísal ešte annabergit, covellín, goethit, kaolinit, sadrovec a rýdzu med. S hĺbkou v tetraedrite pribúda Fe, Zn, Sb a ubúda Cu, Hg, As, Ag, kým Bi je konštantný. Ag sa viaže na kryštálovú mriežku tetraedritu, a to miestami až 8,84 a 9,36 % Ag (prekop P-9, žila Mária I). Obsah Ag (v ppm) v pyrite je 4,89, v chalkopyrite 39 – 153, v pyrotíne 83 – 88, v arzenopyrite 2, vo sfalerite 205 a v kobellite je 146 – 700 ppm a obsah Au v tetraedrite 2 – 7 ppm.

Vzorky sideritovo-polysulfidického zrudnenia obsahovali 0,0162 ppm Pt, 0,0024 ppm Ru a 0,0021 ppm Pd (Sasvári et al., 2003). Analýzy čiernych bridlíc z 8. a 10. obzoru s obsahom uhlíka Tc = 0,36, 1,04, 2,4 a 7,2 % a TOC = 0,48 – 0,93 % obsahovali 49 – 59 ppb Pt. Analýzy na mikrosonde (micro-XRF v Leobene) ukázali prítomnosť epigenetického bournonitu, ullmannitu a Ag tetraedritu, Ce, La, Ca, Ti fosfátov a Fe/oxisulfidov (Kucha, 2002 – informácia e-mailom).

357b. Žila Podložná. Zistila sa v prekope P-1 na 13. horizonte bane Mária vo vzdialenosti 500 m na JV od žily Mária (150 m od žily Strieborná, v jej podloží). Sú to dve žily hrubé 1,7 – 0,8 m so sideritovou výplňou s malým množstvom sulfidov.

358. Žila Mayer. Žila sa považuje za jz. segment žily Mária, ktorá je tektonicky zdvojená. Predtým sa pokladala za samostatnú s povrchovým priebehom v oblasti Kalvárie, kde sa ťažila Cu a Ag ruda. Mineralizácia je podobná ako v žile Mária, ale má menej tetraedritu.

358a. Žila Pallag sa vyvinula 250 m na VJV od žily Strieborná. Má smer paralelný so Striebornou žilou (SV – JZ) a sklon strmý 80 – 85° na JV.

359. Medená baňa. Na J od Sb žily Matej je na archívnych mapách šachta tohto mena. Overoval sa hĺbkový vývoj Sb žíl medzi žilou Matej a Vincent. O Cu žile nie sú údaje.

Žilný systém Rozgangu

362. Žily Ján I a II (Johann, János) ležia na V od Čučmy a sú od seba vzdialené asi 150 m. Majú smer SV až JZ, sklon a hrúbka nie sú známe a dĺžka pingových ťahov je 300 – 500 m.

363. Žilník Samuel (Samueli). Smer žilného pásma je SV až VSV so sklonom 60 – 80° na JV. Žily sledujú staré pingy v úsekoch 100 až 900 m. Žilník leží súbežne s bridličnatostou metapsamitov a fylitov (Litavec a Furiel, 1956). Žily *Samuel I* (**363**), *Samuel II a III* (**364**) sú sideritovo-kremenné a skúmali sa v rokoch 1951 až 1954 (Litavec a Furiel, 1956) prekopom Samuel. Na V od Rožňavského potoka žilník Samuel pokračuje žilou *Samuel IV* (**365a**). Žila Samuel I okrem prevládajúceho sideritu a kremeňa obsahuje aj chalkopyrit (zriedkavejšie pyrit, arzenopyrit a sfalerit). Papp (1915) odtiaľ opísal aj výskyt Ni-Co minerálov a tetraedritu, ktoré sa aj ťažili.

361, 361a a 361b. Žily Predseda, Gabriel, Gašpar (žily Pod Doboškou). Rudný materiál na haldách dvoch starých štôlní obsahuje siderit, kremeň, tetraedrit, chalkopyrit a limonit (Varček, 1970).

366. Žila Anna-Mária (Bezmenná žila). Má sklon na J a hrúbku až 2 m (Šuf, 1946). Výplň tvorí hrubozrnný siderit s vysokým obsahom kremeňa (25 až 50 %).

Žilný systém v oblasti kopca Rákoš

367. Žila Paula (Bezmenná žila) môže predstavovať sv. pokračovanie žily Strieborná alebo Pallag. V jej jz. pokračovaní je kremenná žila ležiaca v metapsamitoch.

368. Žila Andreas je tiež kremenno-sideritová žila a je dlhá asi 200 m. Na povrchu ju naznačujú pingy smeru SV – JZ. Je hrubá do 0,5 m (Šuf, 1947).

369. Žila Leopold je asi najzápadnejším segmentom štruktúry Paula – Andreas – Leopold zloženým z viacerých (10 – 30 cm) žiliiek kremenno-sideritovej výplne v dĺžke asi 120 m.

372. Žila Rákoš-Volarská je najvýznamnejšia sideritová žila v oblasti Rákoša. Na povrchu je dlhá 1 km, má smer 45 – 60° na SV a sklon 70 – 90° na JV. Oxidačné pásmo žily Rákoš-Volarská siaha miestami až 70 – 90 m pod povrch a tvorí ho kavernózny limonit a kremeň so zvyškami sideritu, pyritu, chalkopyritu, tetraedritu, spekularitu a iných minerálov.

371. Žila Juliana vystupuje v podloží ako paralelná so žilou Rákoš-Volarská vo vzdialenosti 150 – 200 m. Leží v kremenitých fylitoch staršieho paleozoika (Furiel, 1957).

370. Žila Rákoš-Melinda (Bezmenná) leží na Z od kóty Rákoš resp. na SSV od žily Juliana. Podľa pingového tahu je dlhá asi 600 m smeru SV – JZ a má kremenno-sideritovú výplň.

365. Žily Teodor a Koloman (Tivadar a Kálman) sú 2,5 km na SV od predchádzajúcej žily blízko kopca Stankovička. Okrem kremeňa a sideritu sa ďalšie minerály na haldických nenašli. Podobne je málo významná aj **365a Nepomenovaná žila**.

373. Žila Ludmila. Leží na J od Rákoša, má smer SSZ, a teda je takmer priečna na ostatné žily. Je v metapsamitoch staršieho paleozoika a je silne tektonicky segmentovaná. Tvorí ju hrubozrnný siderit (obsah MgO až 12 %) a málo kremeňa. Pyrit, chalkopyrit a tetraedrit sú zriedkavé.

374. Žila Žigmund je sideritová žila. Smer štruktúry je 10 – 40° a sklon 85° na SZ. Leží vo fylitoch a metapsamitoch staršieho paleozoika.

375. Žila Ladislav je na povrchu dlhá 500 m, so smerom VSV, sklonom 60° na SSZ a je hrubá 0,1 – 0,6 m. Okolitou horninou sú porfyroidy (Litavec, 1963; Litavec a Furiel, 1956).

376. Žilu Július-Berta sledujú na povrchu pingy v dĺžke asi 300 m. Leží v porfyroidoch a podobne ako ostatné žily v tejto oblasti je kremenno-sideritová.

377. Žila Mano sa zistila prekopom Magašhegy a rozfárala sa v dĺžke 55 m. Je v porfyroidoch, má smer SV až JZ a sklon 65° na SZ. Je tiež šošovkovitá a maximálne hrubá 40 cm.

378. Žila Tereza má podobné úložné pomery ako predchádzajúce žily, ale známa je iba zo starých banských prác. Cez hrubozrnný siderit ňou preniká kremeň s častými zhlukmi chloritu a albitu.

Oblasť Krásnohorské Podhradie – Drnava – Úhorná

Žilné pásмо Krásnohorské Podhradie – Pipitka

385. Žily Ján a Jozefína ležia externe na SZ od žíl Jozef – Ignác – Čipkov – Serafína-Margita a 1 km na SV od Pače. Žila leží súbežne s bridličnatosťou porfyroidov. Výplň je zo sideritu a kremeňa a nepatrne zastúpený je ankerit, albit, turmalín, chlorit a sericit. Sulfidy sa nezistili.

379. Žila Peter je jz. pokračovaním žily Medená a potvrdili to aj vrty. Výplň tvorí siderit, ktorý prevláda nad baritom a kremeňom.

380. Žila Medená (Rézbánya) má smer SV – JZ a sklon 70 – 80° na SZ. Okolitými horninami sú porfyroidy (Furiel a Dubovský, 1959). Žilnú výplň tvorí siderit, kremeň, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, spekularit, albit a rutil a zo sekundárnych minerálov limonit, malachit a azurit.

381. Žilu Jozef tvoria šošovky baritu na hrebene západného výbežku Malého vrchu v dĺžke 400 m. Hlavným minerálom žily je barit, lokálne siderit a limonit. Kremeň sa vyskytuje nepravidelne a podobne aj spekularit. Zriedkavý je pyrit, chalkopyrit a tetraedrit a v oxidačnej zóne je covellín a malachit.

729. Žila Emil je v metapsamitoch asi 500 m na S od Krásnohorského Podhradia. Ide o viac baritových žiliek s nepatrným obsahom baritu a sulfidov.

383. Žila Ignác je sideritovo-baritová. Výplň žily v severnej časti je sideritovo-kremenná so sulfidmi (chalkopyrit, pyrit, tetraedrit) a spolu s paralelnou baritovou žilkou v južnej časti žilnej štruktúry pribúda barit (Furiel a Kotras, 1957).

384. Žila Čipkov je hrubá 10 – 40 cm a leží v porfyroidoch podobne ako Ignác. Výplňou je siderit prerastený kremeňom. Pomerne často sa vyskytuje chalkopyrit, zriedkavejšie tetraedrit a pyrit a zriedkavo markazit, pyrotín, arzenopyrit, ullmannit, bournonit, Bi jamesonit (12,3 % Bi), zlato (v chalkopyrite a bournonite) a bizmut.

386. Žila Imrich. Na haldách štôlničiek a ping je iba kremenná žilovina s limonitom.

387. Žila Serafína-Margita sa nachádza na kopci Malá Pipitka v dĺžke asi 200 m. Leží v porfyroidoch a fylitoch.

388. Žila Valburga-Etelka. Na pingách a haldách dvoch štôlní sa nachádza siderit prerastený kremeňom. Častý je turmalín a sericit, zriedkavý albit. Zo sulfidov je častý pyrotín a pyrit a zriedkavejšie sa vyskytuje chalkopyrit.

410. Žila Gejza leží v metapsamitoch v oblasti Pipitky, má dĺžku asi 750 m, smer 70° na VSV a sklon 75° na JV. Siderit s menším množstvom kremeňa v povrchových častiach je limonitizovaný.

382. Žila Anton prebieha v porfyroidoch. Iba v spodnej časti sú aj kremenito-sericitické fylity nafárané aj v najvyššej štôlni pri sv. konci žily. Tam je v nich aj poloha železitých kvarcitov s hojným hematitom a magnetitom. Stredozrnný až hrubozrnný siderit v najvyšších častiach je v hojnej miere sprevádzaný baritom. Popri mladšom kmeni sa vyskytuje malé množstvo sulfidov (pyritu, chalkopyritu a tetraedritu) a podradne je zastúpený ankerit, sericit, turmalín a albit.

730. Žila Štefan. Tvorí ju jedna väčšia šošovka limonitu a tri baritové žily smeru S – J. Ležia v porfyroidoch a v sericiticko-kremenitých fylitoch staršieho paleozoika. V gossanovej časti sa v kavernóznom limonite vyskytovali pekné ladvinkovité a kvapľovité formy goethitu, povlak a kôra psilomelánu, zriedka aj pekné kryštáliky manganitu, sekundárneho baritu (aj v podobe *wolnínu*) a sekundárna práškovitá rumelka.

731. Žila Vida leží v porfyroidoch asi 300 m na JZ od žily Piatkový potok. Tenká baritová žila sa v minulosti overila iba pingami v dĺžke 200 m.

732. Žila Piatkový potok. Rudnú výplň tvorí barit, siderit a kremeň (je častejší iba v hlbších častiach žily, kde sa vyskytujú aj žilky sideritu v barite). S kremeňom asociuje aj albit (zriedka), turmalín, hematit, spekularit, pyrit, ojedinele chalkopyrit, tetraedrit a akcesoricky bornit, chalkozín a covellín.

Žilné pásmo Drnava – Pipitka

734. Žila Dionýz. Je to najvýznamnejšia žila drnavského revíru. Leží v kvarcitoch až kremenito-sericitických fylitoch a má pravidelný vývoj. V primárnej zóne bola výplň z hrubokryštalického sideritu značne prerasteného kremeňom.

733. Žila Chrašť (Harast). Žilu sprevádza slabá podložná baritová žila, kým hlavná žila je v podstate sideritová, iba vo vrchnej časti bol hojnejší aj barit.

733b a 733a. Žila Stredná a Západná. Medzi žilou Dionýz a Chrašť je ešte tzv. Stredná žila, dlhá asi 100 m a v priemere hrubá 1,3 m, a na Z od žily Chrašť Západná žila s baritom a s malým podielom sideritu a hematitu.

735. a 735a. Žily Agoston a Alžbeta. Ich výplňou je hrubozrnný siderit s útržkami okolitých čiernych fylitov.

411, 411a, 411b a 411c. Žily Karol, Ludovít, Arnold, Rebeka. Skupina malých žíl sa vyskytuje na SZ a JZ od žily Irma. Ich výplňou je siderit, kremeň a na povrchu limonit. Podradne sa zistil ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, sfalerit a chlorit.

412. Žila Irma. Leží asi 4 km na SV od Drnavy. Prebieha v kvarcitickej fylitoch až kvarcitoch a jej sv. krídlo preniká do čiernych fylitov. V porovnaní s ostatnými žilami oblasti sa vyznačuje nezvyčajne pestrú mineralizáciou (Varček, 1959). Okrem sideritu a kremeňa je v nej v malej miere ankerit a pestré spoločenstvo sulfidických minerálov. Pestrá mineralizácia naznačuje možnosť výstupu apofýzy granitu pri severnom okraji tejto oblasti.

413. Žily Ferdinand a Natália sú sideritové s hojnejším zastúpením sulfidov. Výplňou je siderit, ale najmä kremeň, ďalej tetraedrit, chalkopyrit, arzenopyrit, pyrit a ďalšie sulfidy.

414. Žila Aladár leží v závere Banského potoka v čiernych fylitoch. Žilnou výplňou je hrubozrnný siderit s menším množstvom kremeňa, zriedkavým pyritom, tetraedritom a s chalkopyritom.

737. Žila Tomáš (Tomáš-Štulipeng) sa nachádza na 1 km dlhej štruktúre so sideritovým zrudnením na východnej strane Banského potoka. Žila leží v metapsamitoch a čiernych fylitoch a tvorí ju siderit a kremeň. Sulfidy sa nezistili.

736. Žila Hedviga leží na západnom svahu Banského potoka blízko štátnej cesty Drnava – Kováčová.

736a. Žila Rudolf je pokračovaním štruktúry Hedviga smerom na SV. Na jej povrchu možno pozorovať iba kremeň a limonit.

Žilné pásmo Úhorná – Pipitka

389. Žila Bučina. Na odvaloch píng je zvetraný siderit v kremeni, ojedinele aj pyrit a v jz. časti je bohato zastúpený turmalín.

388a. Žila Nemcová je na severných svahoch Malej Pipitky asi 1,5 km na JZ od Úhornej. Mineralizácia a hrúbka žily sú podobné ako žila Bučina.

387a. Žila Pipitka. Pingový ťah smeru SV – JZ je dlhý asi 300 m a sprevádza ho žilný materiál z kremeňa, zriedka siderit a v ňom ojedinele pyrit, chalkopyrit a tetraedrit (Václav, 1971).

387b. Žila Lazarová. V siderite sa často nachádza pyrit, ojedinele aj tetraedrit, arzenopyrit, chalkopyrit, markazit a pyrotín. V západnej časti je prevaha kremeňa.

390. Žila Elena (Ilona) je pri južnom okraji Úhornej. Má smer SV – JZ a leží v porfyroidoch. Minerálna výplň je z kremeňa, a zo slabo zastúpeného sideritu. Pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a turmalín sú zriedkavé.

400. Žila Bodnariková je pomerne krátka (250 m) a má smer SV – JZ. Obsahuje kremeň, siderit, dolomit, pyrit, pyrotín a chalkopyrit. Okolitými horninami sú porfyroidy.

401. Žila Michal I a II ležia na J od Úhornej a na S od žily Milan. Zo žilných minerálov je v nich zastúpený kremeň, siderit, dolomit, pyrit, pyrotín, chalkopyrit a tetraedrit. Pre pyrit je charakteristické, že kým v západnej časti je hrubokryštalický, smerom na V sa zjemňuje, až spolu s pyrotínom prechádza do tzv. *liateho kýzu*

(pyritu). Chalkopyrit s odmiešaninami tetraedritu tvorí zhluky v siderite. Z oxidačných minerálov je zastúpený limonit a malachit.

402. Žila Milan. Je v metapsamitoch až fylitoch. Jej stredná časť je bohatá na siderit a pyrit. Vo východnej časti je pyrotín častejší.

402a. Žila Huňadová. Žilnú výplň tvorí kremeň, málo sideritu, ojedinele pyrit. Tetraedrit prevláda nad chalkopyritom. Pyritu je málo.

403. Žila Ábel. Zo žilnej výplne sa pozoroval len kremeň a málo limonitu. Okolité horniny sú metapsamity a fylity.

404. Žila Abrahám. Je v nej kremeň s navetraným sideritom, dolomitom a limonitom. Rudným materiálom je kremeň a siderit. Pyrit, chalkopyrit a tetraedrit sú zriedkavé a dolomit ojedinelý. Okolitými horninami sú metapsamity staršieho paleozoika.

405. Žila Anton pri Úhornej. Žily sú v metapsamitoch a najsevernejšia na rozhraní metapsamitov a metasiltovcov. Na halde je kremeň, siderit, ankerit, chalkopyrit a pyrit.

405a. Žila Krivý potok. Výplň žily tvorí kremeň so sideritom a s hniezdami chalkopyritu. Zriedkavý je pyrit a ojedinelý tetraedrit. Žila vystupuje v metapsamitoch a je hrubá asi 30 cm.

392a. Žila Rybník. Leží v porfyroidoch, tmavých fylitoch a metapsamitoch. Žilná výplň je z kremeňa a sideritu. Pyrit a chalkopyrit sú zriedkavejšie.

392b. Žila Majer. Rudný materiál tvorí siderit, menej je pyritu a chalkopyritu. V kremeňi býva ojedinele aj chlorit. Na halde štôlne vo východnej časti žily sa našli kusy vápenca so silnou koncentráciou spekularity.

392c a 398. Žila Klára a Klára-východ. Nachádza sa na JZ od Smolníka. Vystupuje v porfyroidoch a svetlých sericiticko-chloritických fylitoch. Má smer SV až JZ a sklon 80° na J. Je sideritovo-sulfidická a s kompaktnou silne kremenitou výplňou. Siderit je spravidla jemnozrnný, často silne presýtený zónami a impregnáciami sulfidov, hlavne pyritu, arzenopyritu, v menšej miere pyrotínu a ojedinele chalkopyritu.

391 a 392. Žila Belá. Makroskopicky tvorí žilnú výplň v prevažnej miere kremeň a hrubokryštalický siderit a vo veľmi malom množstve chalkopyrit. Častejší je pyrit, a to v siderite a vo vylúhovanom kremeňi. Hlavným minerálom je siderit a kremeň, vedľajším pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit a limonit. Siderit je strednokryštalický až hrubokryštalický a zatláča ho mladší kremeň a arzenopyrit.

391a. Žila Vrchná Belá. Rudný materiál na halde pozorovať len vo forme malých úlomkov kremeňa so sideritom a so slabou impregnáciou pyritu. Žila vystupuje v piesčitých fylitoch a metapsamitoch.

394. Žila Katarína (Rákoci, Mýto) má smer SV – JZ a sklon na SZ. Rudný haldový materiál západnej časti je prevažne z kremeňa a hrubokryštalického sideritu svetlej farby, v menšej miere z chalkopyritu, tetraedritu a pyritu. Okrajové partie žily tvorí jemnozrnný pyrit resp. arzenopyrit.

395. Žila Kotlinec (Beckenhöhe). Vystupuje v sericitických a čiernych fylitoch. Charakter žily je sideritovo-sulfidický. Pyrit, pyrotín a arzenopyrit lokálne tvoria kompaktné nahromadeniny vo forme *liateho kýzu*, v ktorom pyrit silne prevláda alebo tvorí lem na styku sideritu s horninou.

393. Žila Kríž (Svätý kríž). Zrudnenie je kremenno-sulfidického typu. Rudný haldový materiál štôlne Nižný Svätý kríž v údolí je podľa makroskopického pozorovania prevažne z kremeňa, pyritu a pyrotínu a z malého množstva chalkopyritu a tetraedritu. Karbonátová mineralizácia je zastúpená nepatrne. Miestami sú aj malé povrchové dobývky na pyritovú rudu.

396. Žila Kompas I. Vystupuje v zelených a čiernych fylitoch a metapsamitoch. Orientačným mikroskopickým štúdiom sa zistil pyrit I, arzenopyrit I, kremeň I (staršie ako siderit), siderit, dolomit, kremeň II, chlorit, pyrit II, pyrotín a arzenopyrit II (posledné tri často vo forme *liatej rudy*), markazit, pyrit III, chalkopyrit, tetraedrit, galenit a sfalerit.

397 a 399. Žila Kompas II. Rudný haldový materiál tvorí prevažne kremeň, pyrit, arzenopyrit a pyrotín. V drobných žilkách je v malej miere zastúpený hrubokryštalický siderit, ďalej chalkopyrit, strednozrnný ankerit a akcesoricky sa vyskytuje aj boulangerit. Východná časť je prevažne v kremennom vývoji.

406. Žila Šarlota (Šarolta). Vystupuje v kremenitých fylitoch, sericitických fylitoch a metapsamitoch. Rudný haldový materiál je v západnej časti z kremeňa, hrubokryštalického sideritu a v menšej miere z chalkopyritu a pyritu. V sv. časti je v rudnom materiáli zo štôlní v nevelkom množstve pozorovateľný siderit, kremeň, pyrit, chalkopyrit a pyrotín.

406a. Pyritová žila. Z haldového materiálu sa opísala ruda smolníckeho typu, ale aj sideritovo-sulfidická žilovina. Zo žilných minerálov sa zistil a opísal kremeň, siderit, pyrit, pyrotín, arzenopyrit a chalkopyrit.

407. Žila Ľudovika (Róza). Zrudnenie vystupuje v metapsamitoch a kremenitých sericitických fylitoch, ktoré sú hydrotermálne vybielené a impregnované pyritom, chalkopyritom, ako aj šmuhami a žilkami sideritu. Žilnú výplň tvorí kremeň, siderit, podradne chalkopyrit, tetraedrit, pyrit a ankerit, arzenopyrit, pyrotín, malachit a limonit. Siderit je podobne ako ankerit hrubokryštalický.

408. Žila Bujaková. Vystupuje v kremenitých fylitoch. Rudný materiál haldy tvorí prevažne mliečnobiely kremeň a hrubokryštalický siderit. Pomerne hojne je zastúpený chalkopyrit, slabšie pyrit a arzenopyrit.

Pyrit a arzenopyrit tvoria nepravidelné zhluky v siderite. Chalkopyrit je zatlačený sieťou žiliek covellínu. Miestami sa vyskytuje aj ankerit, tetraedrit a antiminit.

409. Žila Šalma. Ide o hydrotermálnu kremenno-sideritovú žilu. Zrudnenie vystupuje v zelenkavých fylitoch a výplň je z kremeňa a sideritu.

Oblasť Smolnícka Huta – Jedľovec – Humel – Trochanka

Jedľovecké žilné pásma

Žily **471 Alžbeta**, **472 Diana**, **473 Ľudovít** a **474 Pluto** (žily Koromashübel) sa nachádzajú na Z od Smolníckej Huty. Na ich minerálnom zložení sa zúčastňuje siderit, ankerit, pyrit, pyrotín, spekularit, chalkopyrit a kremeň. Porfyroidy pravdepodobne zodpovedajú mylonitizovaným očkatým metapeliteom vo vyššej intenzite metamorfozy. Nepriaznivý vývoj žíl do hĺbky aj západným smerom odvodzujeme aj z toho, že už v tejto oblasti sa objavujú granitizované horniny, v ktorých môžu byť iba najspodnejšie časti žíl alebo iba rozptýlené tenké žilky.

475. Žila Belá. Mineralizáciou už pripomína západný úsek žily Lack a leží aj v tom istom súvrství. Zrudnenie je sideritovo-kremenné s pyritom, chalkopyritom a pyrotínom.

476. Žila Lack. Nachádza sa v bloku, ktorý buduje psamitické súvrstvie, a leží blízko styku metapsamitov a fylitov. Minerálnou výplňou je hrubozrnný siderit a chalkopyrit (hlavne vyššia časť), arzenopyrit, pyrit a pyrotín.

477. Žila Johana. Žilná výplň z východnej strany je sideritová s malým obsahom chalkopyritu a pyritu a západnejšie sa mineralizácia mení, pribúda (až prevláda) kremeň s chloritom a s ojedinelými zhlukmi sideritu.

485a. Žila Nepomuk je na východnom svahu Širokej doliny na V od pyritového ložiska Smolník. Má smer V – Z, sklon 70 – 80° na J a hrúbku 20 až 40 cm. Výplň žily je kremenno-sideritová. Sulfidov je málo.

480. Žila Ranners. Je to sideritová žila nachádzajúca sa blízko stratiformného pyritového zrudnenia. Žila s mineralizáciou siderit, kremeň, chalkopyrit a pyrit je bezvýznamná a je iba náznakom západného pokračovania žíl Jedľovca.

478. Žila Kornélia. Keďže leží blízko príkrovového nasunutia Jedľovca, nemožno jej súvislejší vývoj ani predpokladať, aj keď je mineralizáciou zaujímavá.

479 a 479a. Žila Konštancia. Nachádza sa na J od kóty Jedľovec. Podstatným rudným minerálom je jemnozrnný až strednozrnný hnedosivý siderit. Pyrit, chalkopyrit a tetraedrit tvoria šmuhy, hniezda a zrná v siderite a v kmeni. Západný rudný stĺp má smernú dĺžku 400 – 500 m a je preň typické dosť veľké množstvo tetraedritu vo vrchných partiách žily. Ďalším charakteristickým znakom sú veľké kryštály pyritu v siderite. Sulfidy sa koncentrujú viac v strede rudného stĺpa a ich množstvo s hĺbkou narastá.

480a. Žila Krištof. Rudnou výplňou žily je strednozrnný svetlohnedý siderit s jemným a dosť rovnomerným zastúpením chalkopyritu, arzenopyritu, pyritu a kremeňa. Výplň je kompaktná, húževnatá a preniknutá kremeňom.

481. Žila Michal I a II. Jej výplňou je svetlohnedý až sivý jemnozrnný siderit impregnovaný (vo forme zrn, žiliek a zhlukov) pyritom. Kremeň je vo výplni zastúpený dosť rovnomerne. *Michal II* má rovnakú výplň ako *Michal I*, t. j. siderit, chalkopyrit, pyrit a tetraedrit.

482. Žila Daniel I. Na tektonickej štruktúre dlhej 2,5 km tvorí izolované šošovky. Produktívnosť zrudnenia dosahuje iba 25 %. Vo východnej šošovke je zrudnenie reprezentované hrubozrnným svetlohnedým sideritom s nepravidelnými hniezdami a impregnáciami sulfidov, najmä chalkopyritu. Obsah sulfidov je v porovnaní so strednou a západnou šošovkou podstatne vyšší.

483. Žila Daniel II. Štyri šošovky sú pomerne malého smerného a sklonného rozsahu. Rudnú výplň tvorí prevažne hrubozrnný svetlohnedý siderit s nepravidelnými hniezdami a vtrúseninami sulfidov a kremeňa.

484. Kobaltová žila. Je to kremenno-sulfidická žila v jv. časti rudného poľa Jedľovca na styku porfyroidov s fylitmi. Je z kremeňa, arzenopyritu, glaukodotu, kobaltínu, chalkopyritu, pyritu, markazitu, pyrotínu, tetraedritu, Bi minerálov, sfaleritu a rýdzeho Bi.

536. Žila Pavol. Sideritovo-kremenno-sulfidická žila vystupuje v kremenitých zelenkavých fylitoch a v západnej časti v porfyroidoch a na ich styku s fylitmi. Žilná výplň je podobná jedľoveckému typu a tvorí ju siderit, zriedkavejšie chalkopyrit a pyrit. Ojedinele sa vyskytuje pyrotín, arzenopyrit, galenit, sfalerit, markazit, bornit a sulfosoli Bi.

488. Žila Orišková. Je vo fylitoch a v metapsamitoch. Mineralizácia je podobná ako v žilách Jedľovca – siderit, kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, markazit, pyrotín, kobellit, limonit, malachit a azurit (Zábranský a Radzo, 1966).

542. Žila Pri križi (Pfaresgapel) sa vyskytuje na V od Zlatej doliny 4 km na S od Nižného Medzeva. Od ostatných žíl sa odlišuje mineralizáciou, ktorá je veľmi podobná Kobaltovej žile v oblasti Jedľovca. Zo sulfidov je tu pyrit, arzenopyrit, pyrotín, markazit, častý je chalkopyrit, sfalerit, galenit a podradne je zastúpený tetraedrit a Ni minerály. Zo sekundárnych minerálov sa vyskytuje limonit, malachit, covellín a skorodit.

Žily Aurora 537, Babeta 538, Cilka 539, Dajana 540, Elza 541, Flóra 543, Gita 544, Ida 545, Jarka 546 a Kveta 546a sú rojom žíl prechádzajúcich cez chrbát na V od Zlatej doliny smerom na dolinu Humel. Ide o pokračovanie jedľoveckých žíl, ale bez presnej identifikácie, ktorá žila v tejto časti by mohla zodpovedať niektorej zo žíl Jedľovca. Mineralizáciu žíl reprezentuje kremeň, siderit, kým sulfidy sú zriedkavé.

Žily Radim 556, Radivoj 557, Radomír 558, Radovan 559 a Ramon 560 sú v oblasti Strážneho vrchu na S od Medzeva. Sú to krátke žily sledované pingami. Žila Radim je z hrubozrnného sideritu prežilného kremeňom a so zhlukmi chalkopyritu, pyritu, chloritu a albitu. Akcesoricky je zastúpený pyrotín a arzenopyrit. Okolitými horninami sú porfyroidy, keratofyrové metapyroklastiká a zelenkavé fylity. Ostatné žily sú prevažne kremenné s podradným zastúpením sideritu a pyritu.

567. Žila Fructuosus. Je na styku porfyroidov a kremenitých fylitov až metapsamitov. Minerálnu výplň okrem sideritu a kremeňa tvorí ešte pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a akcesorický sfalerit.

Humelské žilné pásmo

493. Žila Humel. Sideritovo-polymetalická žila vystupuje v metapsamitoch a chloriticko-sericitických fylitoch. Textúra rudy je prevažne masívna s hrubokryštalickým až strednokryštalickým sideritom a s mladšími sulfidickými minerálmi v podobe žiliek a zhlukov. V ložisku sa zistil (Ilavský a Beňo, 1958; Háak a Kupka, 1958; Bajanič, 1961) siderit, kremeň, ankerit, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit, sfalerit, galenit, pyrotín, markazit, magnetit, hematit, chlorit, kalcit a ihličkovité minerály Bi (Bajanič, 1961, ich určil ako bizmutín a rézbányit; Háak a Kupka, 1958, ako kobellit) s mikroskopickými odmiešavinami rýdzeho Bi.

Žily Bačov dvor 489, Agátová 490 a Humel-podložná 492 sa nachádzajú na S od ložiska Humel. Obsahujú kremeň, siderit a bohatú akumuláciu pyritu, chalkopyritu a tetraedritu.

494. Žila Gregori pod Trochankou. Kremenno-sideritovo-sulfidická žila smeru V – Z so sklonom 60° na J je vo fylitických horninách staršieho paleozoika. Jej minerálnu výplň tvorí siderit, kremeň, ankerit, pyrit, arzenopyrit, pyrotín, markazit, ullmannit (?), sfalerit, galenit, chalkopyrit a minerály Bi (Tomášek, 1960).

Žily Macová 494b, Harakovská 494a a Pod hrebeňom 491. Sú to malé žily a výskyty podobnej mineralizácie, ako má žila Gregori pod Trochankou, ale väčšinou chudobnej rudy na sulfidy.

465. Žily Pod Trochankou. Sú to dve žily kremenno-sulfidického vývoja asi 2,2 km na S od centrálného chrbta na pravej strane doliny Zimná voda. Sú v čiernych a zelenkavých metapelitoch staršieho paleozoika. Minerálnou výplňou je kremeň, chalkopyrit, pyrit, galenit a sfalerit.

466b. Žila Zimná voda. Je to kremenná žila s vyšším obsahom Au a U v úplnom závere doliny Zimnej vody (Novotný a Čížek, 1979). Zistil sa v nej ojedinelý obsah až 1 300 ppm Au a v umelom šličku z kremennej žily až 135 zlatiniek.

500. Žila Zdar Boh je v kremenitých fylitoch a metapsamitoch. Je sideritovo-sulfidická s prevládajúcim strednozrnným sideritom. Z bohato zastúpených sulfidov prevláda pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit a tetraedrit.

501 a 502. Žily Stredný Mikuláš a Nižný Mikuláš sú 120 resp. 250 m na J od žily Zdar Boh. Sú krátke žily (200 a 50 m) a ležia v metapsamitoch.

Oblasť Štós – Medzev – Poproč

Žilné pásmo Štóskeho vrchu – Vysoké čelo

485. Žily Márie Snežnej. Je to systém niekoľkých žíl (Eugénia, Podložná, Štóskeho vrch a i.) ležiacich vo fylitickom súvrství (chloriticko-sericitické fylity), a preto sú aj značne rozvetvené. Minerálna výplň je prevažne sideritovo-kremenná s malým výskytom pyrotínu, chalkopyritu a pyritu.

503. Žila Štóskeho vrchu-severná. Leží v čiernych fylitoch. Hlavným minerálom žilnej výplne je siderit a kremeň, a medzi vedľajšie minerály patrí ankerit, hematit, magnetit, chlorit, pyrit, arzenopyrit, pyrotín, chalkopyrit, markazit a sfalerit (Rozložník a Varga, 1965).

504 a 505. Žily Štóskeho vrchu-stredná a južná sú paralelné žily s obdobnou mineralizáciou.

506. Žila Urban. Sideritovo-kremenná žila leží v zelenkavých fylitoch smolníckeho súvrstvia staršieho paleozoika na Z od kúpeľov Štós. Žilnú výplň tvorí hrubozrnný siderit a kremeň. Častý je aj chalkopyrit (zhluky a žilky), arzenopyrit, pyrit a pyrotín. Podradne je zastúpený markazit, sfalerit, galenit, tetraedrit a jamesonit(?).

507. Žila Edgar leží v zelenkavých fylitoch asi 450 m na J od žily Urban s podobnou paragenézou.

508. Žila Eudokia (Predné Porče-západný svah). Nachádza sa v zelenkavých fylitoch blízko styku

s porfyroidmi. Minerálna asociácia žily je dosť podobná stratiformnej mineralizácii v spodnom pestrom vulkanickom komplexe, ktorý sa v tejto oblasti vyskytuje v pruhu Piverský potok – Kotlinec (Radvanec a Grecula, 1985).

509 až 515. *Žily Medzi Porčami I až IV.* Sú v prostredí zelených a čiernych fylitov. Podľa haldového materiálu sú zo sideritu a kremeňa, kým sulfidy (pyrit, chalkopyrit, pyrotín a markazit) sú zriedkavé (Rozložník a Varga, 1965).

516. *Žila Zadné Porče* je v porfyroidoch. Má smer V – Z, sklon 55 – 70° na S. Siderit je hrubozrnný s hojným zastúpením kremeňa, ale aj magnetitu a hematitu. Zriedkavý je pyrit a chalkopyrit (l. c.).

517, 518 a 519. *Žila Porče.* Je to sideritovo-kremenno-sulfidická žila s hojnejším zastúpením chalkopyritu. Okrem spomenutých minerálov je v nej aj pyrit, pyrotín, markazit, arzenopyrit, tetraedrit, sfalerit, chlorit, albit a sericit (Rozložník a Varga, 1965).

520 a 521. *Žila Piverský potok* (Pivering, Piviring) je východným pokračovaním žily Porče v smere V – Z so sklonom 50° na S. Leží v zelenkavých fylitoch. Z haldového materiálu sa zistilo, že ju tvorí siderit, kremeň, pyrit, limonit, chlorit a sericit (Rozložník a Varga, 1965).

522. *Žila Vysoké čelo* leží na styku zelených a čiernych fylitov. Žilnú výplň tvorí siderit a kremeň s nízkym zastúpením sulfidov (pyrit, chalkopyrit, zriedka tetraedrit, sfalerit, pyrotín, chlorit a sericit). Južnejšie vystupuje žila **523 a 524** (*Gertrúda a Gašpar*) s podobnou paragenézou.

547. *Žila Pluto* je kremenno-sideritová žila v čiernych fylitoch, ktorá je azda východným segmentom žil Vysokého čela. Jej smer je asi 100°. Okrem kremeňa a sideritu sa v nej zriedka nachádza aj chalkopyrit, pyrit a ojedinele arzenopyrit. *Žila Pluto-severná* leží asi 60 m na S od žily Pluto. Jej výplň je z kremeňa a sideritu a lokálne sa vyskytuje aj chlorit.

Žilné pásmo Lucia

Žilné pásmo Lucia (luciansky žilný ťah, luciabanský rudný ťah) sa začína na V od Zlatej doliny žilou resp. šošovkou Nanebovstúpenie. Ďalej na V sú to staré ložiská resp. výskyty Laura-Berta, Lucia-západ, Lucia-východ, Michal-západ, Michal-východ, Fortuna, Rúfus a Rudník.

549. *Žila Nanebovstúpenie* (Christi-Himmelfahrt). Leží súhlasne s bridličnatosťou hornín na styku čiernych a zelenkavých fylitov, iba lokálne v čiernych fylitoch, ale vždy blízko ich styku. Výplňou žily je prevažne hrubokryštalický siderit, chalkopyrit, arzenopyrit, pyrotín, pyrit, markazit, sfalerit, galenit, tetraedrit, bournonit, ihličkovitý Bi minerál a mikroskopické zrníčka Ni minerálu. Na J od žily je päť krátkych kremenných žil s malým zastúpením sideritu a sulfidov – **550 Lida**, **551 Magda**, **552 Nela**, **553 Olga** a **554 Perla** a južne od žily Pluto je *Nepomenovaná žila* **548**.

561. *Ložisko Laura-Berta.* Je priamym pokračovaním ložiska Lucia-západ. Minerálnu paragenézu ložiska žily tvorí prevažne hrubozrnný až stredozrnný siderit s relatívne malým množstvom kremeňa a sulfidov. Z nich je najčastejší pyrit, chalkopyrit a tetraedrit, podradne až akcesoricky je zastúpený pyrotín, arzenopyrit, markazit, sfalerit, galenit, bournonit a jamesonit(?). Z nerudných minerálov je to ankerit, albit, chlorit a sericit a zo sekundárnych je zastúpený limonit, hematit, malachit, azurit, covellín, slavíkit, oxidy Mn a sírany Fe. Podobnú minerálnu paragenézu majú aj ostatné ložiskové výskyty na V od ložiska.

561. *Žila Lucia-západ* (Lucia-medzevský blok) je priamym pokračovaním žily Laura-Berta smerom na V. Vystupuje na styku čiernych fylitov s metapsamitmi. Je hrubá až 11 m. Ložiskové parametre sú podobné ako pri žile Laura-Berta.

562. *Žila Laura-Berta podložná* leží asi 100 m na J od žily Laura-Berta v zelenkavých fylitoch. Tvorí ju hrubokryštalický siderit, kremeň a zriedka pyrit a chalkopyrit.

569. *Žila Lucia-východ* (Lucia-jasovský blok) vystupuje na styku čiernych fylitov a porfyroidov. Hrúbka žily bola od 0,5 do 4, lokálne až 13 m.

570. *Žila Michal.* Zrudnenie vystupuje na styku porfyroidov s čiernymi fylitmi. Minerálna paragenéza žily je podobná ako na ložisku Lucia s hojnejším kremeňom a ankeritom.

571. *Žila Fortuna.* Vystupuje na styku porfyroidov s čiernymi fylitmi. Jej minerálnu paragenézu reprezentuje hlavne kremeň a siderit. Zo sulfidov je prítomný pyrit, chalkopyrit, v menšej miere tetraedrit, podradne arzenopyrit, pyrotín, markazit a sfalerit a ojedinelé žilôčky a zhluky gersdorffitu, zrníčka nikelínu(?) a celkom zriedkavý je výskyt sulfosolí Bi-Pb a galenitu.

572. *Žila Rúfus* je najvýchodnejším známym ložiskom lucianskeho žilného ťahu. Od ostatných ložísk lucianskeho ťahu sa čiastočne odlišovala, a to výskytom Fe oxidov magnetitu a hematitu, kým kremenno-sulfidická mineralizácia bola sporadická. Zo sulfidov bol hojný pyrit a zriedkavý chalkopyrit a markazit. V pripovrchových častiach sa vyskytovali žilky a hniezda rumelky, antimonitu s berthieritom alebo Hg tetraedritom, rýdzou Hg a jamesonitu. Za jej východné pokračovanie možno pokladať žilu Rudník (**628**), ktorá sa zistila v úpadnici pri prieskume železnej rudy.

Žilné pásmo rieky Bodvy

525, 526, 527 a 529. *Žily Kamil, Karin, Kastor, Pivering-lom.* Zrudnenie je v zelenkavých fylitoch resp. v porfyroidoch. Na haldovom materiáli pínig je iba kremeň so sideritom (limonit), na žile Karin aj hematit a žila Kastor je iba z kremeňa. Žila Pivering-lom leží v zelených fylitoch a diabázových metapyroklastikách blízko styku s porfyroidmi. Žilnú výplň tvorí kremeň, ďalej siderit, ojedinele pyrit, chalkopyrit a zhluky albitu, turmalínu a chloritu (Rozložník a Varga, 1965).

531 a 530. *Žily Čiernej Moldavy a Prvá žila.* Majú smer 25 – 40° na SV a sklon na JV. Žily ležia v sericitických fylitoch. Žilnou výplňou je hrubozrnný siderit s hojným kremeňom, ďalej hematit (mušketovit), akcesorický pyrit, chalkopyrit, albit a Fe a Mn oxidy (Rozložník a Varga, 1965).

532. *Žila Žalobka* je asi 1 km na V od žíl Čiernej Moldavy. Ruda je z kremeňa, pyritu, spekularitu a limonitu.

533. *Žila Kauligov vrch* leží v chloriticko-sericitických fylitoch. Minerálnu výplň tvorí kremeň, hematit (pomerne častý, šupinkatý až tabuľkovitý, čiastočne zmenený na magnetit – mušketovit).

534. *Blatnica.* Okolitými horninami sú čierne bridlice a masívny pieskovec. Výplňou žily je hrubokrystalický siderit s hojným kremeňom. Pomerne často sa vyskytuje aj chalkopyrit, zriedkavejšie pyrit a akcesorický je tetraedrit, barit a ankerit.

573. *Žila Andreas* leží v chloriticko-sericitických fylitoch. Okrem sideritu a kremeňa je v nej častý chalkopyrit, pyrit, tetraedrit a zhluky albitu.

574. *Žila Andrea* je pri jv. okraji Medzeva na južnej strane Bodvy. Na odvaloch pínig je kremeň, hematit a zhluky limonitu.

575. *Žila Jób-Rozália.* Zrudnenie je v zlepenoch mladšieho paleozoika a skladá sa z kremeňa a limonitu.

Oblasť Brdárka – Ochtiná – Čierna Lehota

207. *Žila Pod Spúšťadlom* sa nachádza asi 450 m na SV od vrchu Spúšťadlo v prostredí rekryštalizovaných tmavých muskovitických kvarcitoch s biotitom a v kryštalických vápencoch bielej a sivej farby. Žila na povrchu je z baritu, hlbšie (podľa údajov z vrtov) pribúda siderit a kremeň a sporadicky sa vyskytuje pyrit a chalkopyrit (Beňo, 1963).

206. *Žila Spúšťadlo* je blízko sedla medzi Spúšťadlom a Radzimom a asi 1 km na ZSZ od predchádzajúcej žily. Táto žila sa od predchádzajúcej odlišuje tým, že neobsahuje barit, ale viac spekularitu, kremeňa a chalkopyritu.

205. *Žilník Bonifác* (Bonifacijs) leží na SZ od Brdárky v prostredí bunkovitých vápencov a brekcií. Jeho rozsah nie je známy. Žilky tvorí spekularit s kalcitom, albitom, kremeňom, pyritom a chalkopyritom (Furiel, 1960).

204. *Žilník Georg* na J od Malého Radzima sa podobá výskytu Bonifác. V brekciách prevláda hematit (spekularit) nad kremeňom a kalcitom (Lázár, 1959).

209. *Žila Za Baniskom* (Šimon). Je v nej najviac sideritu a kremeňa a zriedkavý je pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit, bizmutín, galenit, sfalerit, malachit, covellín a ceruzit (Beňka, 1970).

208. *Žilník Baniská* sa nachádza asi 500 m na SZ od predchádzajúcej žily. Keďže jeho smer nie je známy, ťažko uvažovať o jeho kontinuite so žilníkom Za Baniskom (Kamenický, 1951).

209a. *Žilník Šoltýsovo*, ležiaci asi 350 m JZ od žily Za Baniskom, sa na povrchu prejavuje iba kremennými žilkami s limonitom, ktoré sledujú ojedinelé pingy a štôlničky (Kamenický, 1951).

Žilné a žilníkovoimpregnačné zrudnenie v území Nižná Slaná – Ochtiná

214. *Výskyt Vybraná Michaeli.* Je to výskyt stratiformného ankeritového zrudnenia asi 1 km na V od kopca Ježovec, ale sú v ňom tenké kremeno-sulfidické žilky viažuce sa na poruchy presekávajúce ankeritové teleso ležiace v čiernych fylitoch staršieho paleozoika (Tišnovský, 1951). Výplň žiliek okrem najčastejšieho arzenopyritu, chalkopyritu a pyritu tvorí aj sfalerit, tetraedrit, covellín, limonit, malachit a azurit. Podobné zrudnenie sa zistilo v sideritovom telese v Kobeliarove vo forme *žilníka Nádej* (**216**), pričom žilky hrubé asi 10 cm obsahujú kremeň a zriedka chalkopyrit a tetraedrit.

218. *Žila Dorota-Terézia* (pri Kobeliarove). Sideritovo-sulfidická žila hrubá asi 1 m leží v porfyroidoch staršieho paleozoika v smere V – Z so sklonom na J (Lázár, 1959). Tvorí ju kremeň, siderit a pyrit a zriedka chalkopyrit a tetraedrit (Varga, 1971).

228. *Výskyt Za baňami Hg.* Je to žilníkovoimpregnačné zrudnenie v Nižnej Slanej. Je v nadloží ložiska Mano vo fylitoch na rozhraní s porfyroidmi (staršie paleozoikum) vo forme impregnácií rumelky a kremenných

žiliiek cm hrúbky, ktoré obsahujú aj zrnká rumelky, pyritu a arzenopyritu. Vo fylitoch sa lokálne vyskytuje aj rozptýlená rýdza ortuť.

229. Výskyt Svätá Trojica Hg (Dreifaltigkeit). Je v horninách staršieho paleozoika na rozhraní porfyroidov a tmavých kvarciticých fylitov (poloha je vložkou v tzv. nadložných porfyroidoch) v nadloží ložiska Mano. Žilnikovoimpregnačné pásmo obsahuje kremeň s menším množstvom sideritu, ankeritu, pyritu, chalkopyritu, tetraedritu, baritu, kalcitu, cinabaritu, rýdzej ortuti a amalgámu Hg-Ag (Figna, 1962; Ilavský, 1956).

243. Žilník Drábska je charakteristický ankeritovo-kremennou paragenézou s premenlivým zastúpením pyritu, chalkopyritu, galenitu a sfaleritu. Je asi 200 m na V od žilníka Dubiná a má podobný charakter, ibaže zrudnenie je v karbónskych tmavých piesčitých bridliciach gemerika.

245. Žila Helena reprezentuje malý výskyt, v ktorom kremeň prevladá nad sulfidmi.

246. Žilník Mária-Margita (Mária-Margit) predstavuje Pb-Zn-Cu-Sb žilný typ mineralizácie, ale v minulosti sa zrudnenie považovalo za metasomatický Pb-Zn typ, a to najmä preto, že bolo vo vrchnokarbónskych vápencoch. Zrudnenie reprezentuje kalcit, kremeň, pyrit, pyrotín, arzenopyrit, sfalerit, chalkopyrit, galenit, tetraedrit a bournonit.

249. Žila Lašanka pretína tmavé, ale aj zelenkavé karbónske bridlice gemerika s diabázovými horninami v nadloží blízko arkóz obalu veporika, a to 1 km na J od Rochoviec.

250, 250a až 250e. Žily Kocelovce – Petrovo. Šesť kremenno-sideritových indícií so sulfidmi je medzi Kocelovcami a Petrovom, a to v severnom a južnom zoskupení. Žily sú v čiernych fylitoch.

251. Žila Hanová leží asi 750 m na JZ od Petrova v zlepenici na kopci Hanová, kde sú na jeho západnom svahu staré štôlničky, pingy a šachtice. Ruda obsahovala spekularit a limonit.

252. Žilník Kľač leží 1,5 km na JV od Roštára na sv. svahu kopca Glac na styku zlepenčov mladšieho paleozoika a fylitov staršieho paleozoika. Žilky tvorí siderit, kremeň a pyrit, ale najmä limonit.

263. Žila Peklisko. Nachádza sa na JV od kóty Glac, kde sú na haldách štôlničiek porfyroidy a fylity a v okolí žily na povrchu permský zlepenec. Výplňou žíl je siderit, kremeň, spekularit a zriedka Cu minerály.

Žilné a žilníkové zrudnenie v stykovej zóne veporika a gemerika

234. Žilník Cigánka reprezentujú kremenné žily s pyritom v Cigánskej doline asi 2 km na SZ od Čiernej Lehoty ležiace už v granitoidoch veporika.

235. Žilník Cimberok, ležiaci na rovnomennom kopci 1,5 km na S od Čiernej Lehoty v bridliciach a arkózach obalu veporika, obsahuje kremeň, pyrit a magnezit.

236. Žila Pri papierni leží v zlepencoch a piesčitých bridliciach patriacich mladopaleozoickému obalu veporika. Podložie tvoria migmatity a granitoidy. Žilnou výplňou je kremeň, pyrit, pyrotín a zriedka chalkopyrit a karbonát (Václav, 1961).

237. Žilník Háj leží v zlepencoch a bridliciach obalu veporika. Vlastné žily dosahujú dĺžku 100 – 300 m a ich výplň je z kremeňa a pyritu, z ktorého je na povrchu iba limonit.

238. Žila Roklinská sa nachádza 750 m na Z od Markušky v bridliciach obalu veporika. Podrobnejšia charakteristika minerálneho zloženia nie je a známe je len to, že žilu tvorila Cu, Au a Ag ruda.

239. Žila Slavoška leží pri SV okraji obce v čiernych piesčitých bridliciach s vložkami diabázových hornín a vápenca. Okrem kremeňa a hematitu sú v nej aj zrnká magnetitu (Václav, 1970).

241 a 241a. Žily Za hôrkou a Pri tuneli. Sú to krátke výskyty kremenno-ankeritových žíl s pyritom, chalkopyritom, markazitom a lokálne s arzenopyritom alebo pyrotínom.

242. Žilník Dubiná. Žilky sledujú plochy bridličnatosti a priečne pukliny v alterovaných drobách, arkózach a bridliciach obalu veporika. Zo sulfidov prevláda galenit a sfalerit nad pyritom a arzenopyritom.

244. Žila Nad Rochovcami sleduje tektonickú líniu vyplnenú sivým a čiernym tektonickým ílom v smere SZ – JV so sklonom 60° na SV. Sú v nej 5 m dlhé a 5 – 10 cm hrubé šošovky kusovitého antimonitu. Okolitými horninami sú silne mylonitizované a alterované arkózy a sericiticko-albitické bridlice obalu veporika.

Sb, Au a Ag rudy

Oblasť Betliar – Čučma – Trochanka

Nachádzajú sa v horninách staršieho paleozoika (metapelity a kyslé metapyroklastiká), a to v pásmach väčšinou charakteristických prítomnosťou granitu vystupujúceho na povrch alebo nachádzajúceho sa niekoľko sto metrov pod povrchom. Ďalšou spoločnou črtou Sb ložísk je, že sú aj vo vyššiemetamorfovanom

horninovom prostredí. Antimonitové žily sú na povrchu zoradené do pruhov, a preto sa hovorí o antimonitovom pruhu (zóne, pásme, ťahu, štruktúre) resp. o viacerých pruhoch. Najvýznamnejší je centrálny pruh so žilami z oblasti Betliara, Čučmy, Rožňavskej doliny, Bystrého potoka, Štofovej a Tinesovej doliny, Zlatej Idky a Poproča. V severnom pruhu je iba jedna významnejšia lokalita pri Helcmanovciach.

Betliarsky žilný systém

328. Žila Straková. Na západnom okraji antimonitového pruhu gemerika je vyťažené „ložisko“ Straková, a to asi 1,5 km na SZ od Betliara. Horninovým prostredím žily sú porfyroidy resp. očkaté metapelity, ktoré sú intenzívne mylonitizované najmä v bezprostrednom okolí žily. Minerálnu výplň žily tvorí antimonit a kremeň a zriedkavý je sfalerit, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit a karbonáty (Beňo, 1954). Pravdepodobne je zastúpený aj jamesonit alebo boulangerit, na ktorý sa viaže Ag (37 – 134 g/t) a Au (2,2 – 3,1 g/t).

Žilné pásmo Čučma – Bystrý potok

329. Žila Matej, ktorá patrila medzi najväčšie ložiská Sb antimonitu v SGR, leží asi 500 m na Z od bývalej úpravne v Čučme. Nachádza sa v časti tzv. strednej rudonosnej štruktúry, a to v porfyroidoch a fylitoch resp. v očkatoch metapelitoch a na povrchu dosahuje dĺžku až 750 m. Najúplnejšiu paragenézu čučmianskych žíl opísal Panto (1940), ktorý okrem kremeňa, antimonitu, ankeritu, pyritu, arzenopyritu, chalkopyritu určil aj berthierit, jamesonit a ako pravdepodobný boulangerit, geokronit, gudmundit, covellín, kuprit, malachit, valentinit a Sb oker.

330. Žila Vincent. Sv. pokračovaním žily Matej je pravdepodobne žila Vincent, ktorej prejavy možno sledovať v dĺžke asi 600 m. Hrúbka žily bola až 8 m a sklon okolo 80° na JV. Vývoj je šošovkovitý so sprievodnou impregnáciou antimonitu.

331. Žila Gabriela (žila Heinrich, 2. žila) je na tej istej štruktúre ako Matej a Vincent a je sv. segmentom tejto štruktúry. Súvislejšie zrudnenie je iba v „porfyroidoch“ Minerálna výplň je z antimonitu a kremeňa a zastúpený je aj chalkopyrit, pyrit a arzenopyrit. Obsah Au v rude bol 10 – 20 g/t a zvýšený obsah pyritu a arzenopyritu v impregnáciách v okolí žily.

332. Žila Klement. Je v rovnakom horninovom prostredí ako žila Gabriela. Má smer 50 – 60° na SV, sklon vo vrchnej časti 80 až 85° na JV. V spodnej časti (horizont Klement) je zvislá a postupne získava sklon 80° na SZ. Antimonit tvoril celistvú rudu, ale bol aj rozptýlený v žilnom kmeni a v okolitej hornine.

333. Žila Jozef. Masívna antimonitová ruda (šošovka hrubá 0,5 m) sa zistila v Hornej štôlni Jozef. Do hĺbky vyklinuje a na Spodnej štôlni je štruktúra bez zrudnenia, čiže vertikálne rozpätie zrudnenia je asi 150 – 200 m a smerná dĺžka približne 200 m.

334d. Žila Peter-Pavol je na JV od chaty Gulapalag. Štruktúra pravdepodobne pokračuje až do záveru Starovodskej doliny (Krivé) a smerom na žilu Štampová v oblasti Bukoviny. Na haldách je kremeň aj antimonit.

334c. Antimonitová žila je 500 m južnejšie od predchádzajúcej a začína sa pri vyústení Zlatej doliny do Rožňavskej.

334b. Žila Andrej. Na JV od Antimonitovej žily (asi 200 m) sa štôľnou Andrej zistila doteraz neznáma žila Andrej. Antimonitová žila a žila Andrej sú v sivozelenkavých očkatoch metapelitoch.

334, 334a a 335. Žily Karol, Fridrich a Okružly hrb. V Rožňavskej doline pri Ďurovej osade sú indície pokračujúce smerom na žilu Fridrich a Karol (Karolína) a vedú k ďalším indíciám na južnom svahu Ramzovej. Pecho (1982) z tejto oblasti opísal niekoľko kremenných žíl so sulfidmi, ktorých prítomnosť naznačuje sústredený výskyt kremeňa, miestami s ankeritom, pyritom a chalkopyritom.

335a. Žila Štampová I leží na S od Grobovej chaty v porfyroidoch. Je hrubá až 1 m, má sklon 75 – 80° na JV a bohaté antimonitové zrudnenie, ktoré sa ťažilo troma štôľňami.

335b a 336. Žily Štampová II sú od predchádzajúcej žily asi 100 m južnejšie. Štampová I aj II sa v minulosti ťažili pre vysoký obsah Au. Ruda sa spracúvala na mieste (od toho je pomenovanie lokality Zlaté Mlynky).

335c. Žila Zlaté Mlynky je západným pokračovaním žíl Štampová II.

335d. Žila Jamina sa nachádza asi 150 m na J od kóty Jamina a podľa Pecha (1982), ktorý ju nazval Nová štruktúra, sa v západnej časti skladá z kremeňa, lokálne s pyritom a chalkopyritom.

337 a 337a. Žila Anna a Joachim-Florián sú na V od žily Banisko a sú tiež približne smeru V – Z. Charakter mineralizácie je podobný.

319. Žila Banisko prechádza cez rovnomennú kótu v smere V – Z v dĺžke asi 1 200 m. Antimonitové zrudnenie obsahuje iba stredná časť, ale krajné časti sú kremenné s pyritom, arzenopyritom a chalkopyritom. Na S a J od tejto žily je niekoľko kremenno-chalkopyritových žíl označovaných ako *žily Baniska* s nepatrným podielom Sb minerálov (**318, 320, 322, 323, 324, 325**).

Žilné pásmo Bystrý potok – Štofova dolina

338. Žila Juraj. Žilnú výplň tvorí kremeň dvoch generácií. Mladší je rudonosný s prúžkami a vtrúseninami antimonitu. Z ďalších minerálov je prítomný pyrit, sfalerit, chalkopyrit, berthierit, karbonát a na samostatných žilkách aj pyrotín (Václav, 1980). Obsah Sb v rude je 0,53 %. Južnejšie od nej je *kremenná žila Juraj (327)* so zvýšeným podielom Cu minerálov.

339. Žila Pekelná (Kollien Siegd) predstavuje tektonicky rozvlečenú žilovinu na transgemerickom zlomovom pásme a nepovažuje sa za perspektívnu štruktúru (Grecula a Kucharič et al., 1985).

340. Žila Margita (Stoffsgrund, Margit, Hlavná žila) leží v kremenitých porfyroidoch a fylitoch staršieho paleozoika humelského príkrovu. Zrudnenie je pomerne súvislé a lokálne zhrubnuté.

341. Žila Rozabela je v nadloží žily Margita vo vzdialenosti 200 m. Hlavným minerálom žily je kremeň a druhým antimonit. Kantor (1952) v tejto žile zistil ankerit, ferberit, scheelit, pyrit, chalkopyrit a rýdze Au (0,03 mm zlatinky). Ferberit a scheelit sa vyskytujú ako zrná v kmeni veľké 2 – 5 mm. Drzníková (1959) zistila aj berthierit, tetraedrit, galenit, sylvanit (?), pyrotín, markazit, bornit, turmalín, rutil a kalcit.

340a. Žila František. V západnej časti žily sa okrem kremeňa a steblovitého antimonitu vyskytuje pyrit, chalkopyrit, markazit, arzenopyrit, sfalerit, berthierit, chalkostibit, ilmenit, rutil a titanit.

Žilné pásmo Tinesova dolina – Trochanka

464. Žily Tinesova-severná a Tinesova-južná (Tinesgrund, Tinesova dolina) sú v „porfyroidoch“ na južnej strane Tinesovej doliny. Najbohatšia ruda sa ťažila zo žily Tinesova-južná na Vrchnej štôlni, kde celistvá antimonitová ruda okrem antimonitu a kremeňa obsahuje aj pyrit, arzenopyrit a sfalerit. Ruda Strednej štôlne má viac kremeňa, antimonitu a Ni-Co, Sb-Pb-Bi a Cu-Pb sulfidické minerály a ruda z haldového materiálu Spodnej štôlne obsahuje antimonit, kremeň, karbonát, pyrit, pyrotín, arzenopyrit a zlato (Peterec, 1986). V okolí je aj ďalšia žila, a to **464a Kloptaň**, v ktorej sa zistil antimonit. Pri vyústení Tinesovej doliny do Smolníckeho potoka je žila *Smolnícka Píla (423)*.

465. Žily Pod Trochankou. Sú to dve žily kremenno-sulfidického vývoja v čiernych a zelenkavých metapelitoch staršieho paleozoika. Ich minerálnou výplňou je kremeň, chalkopyrit, pyrit, galenit a sfalerit. V kmeni sa našlo aj Au.

469. Žila Pod holou. Nachádza sa asi 1 km na S od Kojšovskej hole. Zrudnením sú žilky kremeňa veľké 1 – 10 cm s vtrúseninami antimonitu. Podľa ojedinelých píng je zrudnenie smeru V – Z v dĺžke asi 100 m a je zaujímavé tým, že indícia je vo vyššiemetamorfovanom súvrství staršieho paleozoika a môže patriť medzi indície Sb zrudnenia v humelskom príkrove, ktoré sú od Kojšovskej hole cez Trochanku po Kloptaň a Tinesovu dolinu.

Oblasť Poproč – Kobyliá hora

Rudné žily sa nachádzajú v súvrství zelenkavých kremenito-chloritických fylitov staršieho paleozoika (smolnícke súvrstvie) a vo východnej časti rudného poľa aj v kyslých metapyroklastikách blízko severného okraja telesa popročského granitu.

566. Žila Anna-Agneška. Antimonitové zrudnenie sa najčastejšie vyskytuje pri severnom okraji žilnej štruktúry a je veľmi nepravidelné, šošovkovité. *Žila Agneška* má najbohatšie zrudnenie a častejšie sú aj antimonitové impregnácie v staršom kmeni. Podstatnú časť minerálnej výplne žily tvorí kremeň troch generácií (starší je biely, rudonosný, tmavosivý a najmladší svetlosivý; Sombathy et al., 1955). Antimonit je kusový, celistvý, ďalej hrubosteblovitý, málokedy ihličkovitý (drúzy s idiomorfným antimonitom). Zriedkavejší je pyrit, arzenopyrit, sfalerit, jamesonit, pyrotín, chalkopyrit, tetraedrit a markazit. *Žila Anna* má podobné zrudnenie ako Agneška. Antimonitové zrudnenie je v podloží aj v nadloží kremennej žiloviny alebo aj v nej. Podľa Pikarta a Dubovského (1959) žila Anna obsahuje kremeň, antimonit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, siderit, jamesonit, berthierit, kobaltín, magnetit, ilmenit a pyrotín.

565. Žily Jozef-Barbora, 565c Filip-Jakub, 565a Jalová, a 565b Popova lúka. Okrem žil Anna a Agneška sú v popročskej oblasti ďalšie výskyty Sb zrudnenia. Paralelne so žilou Anna je žilný výskyt Jozef-Barbora, Filip-Jakub a najzápadnejšia je žila Lazy. Najsevernejší je výskyt Popova lúka opísaný ako Harklov (Radvanec, 1978). Všetky žily sú krátke a ich výplň je prevažne kremenná so sporadicky zastúpeným antimonitom.

564. Žila Lazy je na sv. štruktúre (25 – 30°), ktorej dĺžka je asi 500 m a sklon 90 – 70° na JV. Zrudnenie je v mylonitovej zóne a je veľmi nepravidelné, šošovkovité (šošovky dlhé 5 až 25 m a priemerne hrubé 0,5 m). Žilu tvorí kremeň a antimonit a zriedkavý je jamesonit a pyrit. Smerom na JV a Z sú aj žily s kremenou alebo kremenno-sideritovou výplňou smeru SZ – JV a V – Z (*žila Hajný potok – 563*).

568. Žila Borovičná hôrka. Je pri južnom okraji telesa granitu v chloriticko-sericitických fylitoch a lokálne

aj na styku s grafiticko-sericitickými fylitmi. Žilnou výplňou je kremeň, antimonit, siderit a pyrit a zriedkavý je berthierit, jamesonit, markazit, arzenopyrit, chalkopyrit, tetraedrit, sfalerit a ankerit.

625. Žila Ferdinand. Geograficky už patrí skôr do oblasti Zlatej Idky, ale minerálnou výplňou do popročského typu žíl (Rozložník et al., 1984). Leží v silne kremenitých metapelitoch a kvarcitech staršieho paleozoika. Má smer 150° a sklon $70 - 90^\circ$ na JZ.

625a. Žila Liborius je takmer kolmá na žilu Ferdinand a má smer 70° . Podľa Rozložníka (1912) sa tu banská činnosť v rokoch 1840 až 1850 sústredila na ťažbu zlata z kremennej žily.

626. Žila Zlatník. Chrt (1949) ju uvádza ako jedinú žilu sideritovej formácie v granite a jej minerálnu výplň charakterizuje prítomnosť kremeňa, ankeritu, sideritu, v menšej miere pyritu, chalkopyritu a tetraedritu. Výplňou je limonitom sfarbený kremeň, ankerit a v podradnom množstve pyrit a chalkopyrit.

624 Žily Žabia skala, 626a Podkovec, 627 Kobylanka a 629 Holička. V oblasti Kobylej hory na JV od žily Ferdinand, ako aj pri sv. okraji popročského granitoidného telesa je viac kremenných žíl, ktoré môžu naznačovať najspodnejšie časti Sb, Au a Ag žíl.

Oblasť Zlatej Idky

Oblasť Zlatej Idky s Ag-Au-Sb žilami je najvýchodnejším segmentom centrálného antimonitového pruhu. Zlatoidčianske žily s Ag-Au-Pb-Zn-Sb zrudnením sú podľa Rozložníka (1972) a Rozložníka a Slavkovského (1980, 1984) súčasťou tzv. severného Sb pruhu, ale osobitnými črtami majú v SGR samostatné postavenie. Sú to kremenné žily s hlavným rudným minerálom jamesonitom. Viazu sa bezprostredne na nadložie granitového telesa. Sú krátke (stovky m) a s priečnou orientáciou na horninové pruhy a na smer granitového telesa.

Zlatoidčianske žily sú v silne metamorfovaných horninách, ktoré Rozložník (1912) označil ako ruly, Kamenický a Kamenický (1955) ako kontaktne metamorfované horniny, Rozložník (1972) ako rohovce vzniknuté z porfyroidov a Dianiška (1983) ako Si-K metasomatity, ktoré vznikli z klastických hornín. Ďalšími členmi tohto horninového komplexu sú očkaté zelenkavé metapelity a ich mylonitizované variety porfyroidného vzhľadu, škvrnité a plodové bridlice, amfibolovce, turmalínovce, lydity a metakvarcity, ale aj horniny bazaltovo-keratofýrovej asociácie a granit (Grecula a Kucharski, 1979).

Mineralizáciou sa žily odlišujú iba nepatrne. Podľa Varčeka (1973) sú žily Anton a Jozef kremenno-sideritové s malým podielom jamesonitu a s bohatším zastúpením Cu minerálov, žily František, Štefan a Bertalan predstavujú kremenno-sulfidický typ s antimonitom a s vyšším obsahom Au a ostatné zlatoidčianske žily patria do kremenno-sulfidického typu s bohatým zastúpením jamesonitu. Varček (l. c.) za hlavný striebornosý minerál zlatoidčianskych žíl pokladal jamesonit. Nové rtg. analýzy zo vzoriek z hald izomorfný obsah Ag v jamesonite nepotvrdili, ale naopak preukázali, že drobné uzavreniny v jamesonite reprezentuje tetraedrit s obsahom Ag 13,86 až 18,34 % a boulangerit nemá izomorfný obsah Ag. Z toho sa vyvodilo, že hlavným striebornosým minerálom zlatoidčianskych žíl je tetraedrit (Peterec, 1986).

495. Žila Matej (Mátyás) má smer 60° so strmým sklonom cca 65° na SZ. Podľa Čaploviča (1819) mala hrúbku 0,6 – 1,3 m a obsah Ag 60 – 210 g/q. Hĺbkovým overovaním jej vývoja zo štôlne Ludovika sa zistilo viac žíliet a z nich sa sledovali tri, a to Matej I, II a III. Žila Matej I sa sledovala smerne v dĺžke cca 40 m a smerom hore 65 m a tam mala veľmi premenlivý sklon od SZ na JV. V spodných častiach bola bohatá na pyrit. Žila Matej I sa neúspešne sledovala v dĺžke cca 102 m a potom aj komínom až na úroveň štôlne Lipót, sprístupnenej v rámci úlohy SGR-východ (Grecula et al., 1977). Obsahovala prevažne tektonický íl, menej kremeňa a pyritu. Aj jej sklon bol premenlivý. Žila Matej III mala hrúbku 0,3 – 0,4 m a tvoril ju siderit s polohami Sb rúd s obsahom Ag 3 – 1 213 g/t. Z roku 1891 sa uvádza obsah Ag až 0,4 kg (pravdepodobne na metrický cent). Podľa haldového materiálu ide prevažne o kremenné žily s hojnejším jamesonitom vo vyšších častiach. Obsah jamesonitu s hĺbkou klesá a pribúda arzenopyritu a pyritu, podradne aj sfaleritu.

496. Žila Štefan (István) patrí medzi najznámejšie a najbohatšie žily zlatoidčianskeho rudného rajónu. Jej hrúbka bola 1,5 – 2 m a obsah Ag 400 – 500 g/q. Na poslednom hlbinnom obzore (Peč) malo zrudnenie slabú kvalitu. Hrúbka žily bola 1,5 – 3 m a mineralizácia siderit, kremeň resp. kremeň a pyrit. Ťažené rudné časti žily boli hrubé 0,2 až 0,4 m. Smerom na JZ bola žila chudobná, s ojedinelými šošovkami antimonitu a kremenných drúz s nepatrným obsahom zlata (cca 2 g/t). Okrem už spomenutých minerálov sa vo vyššej časti popri antimonite a jamesonite zriedka vyskytuje aj berthierit, v strednej ako vedľajší minerál aj sfalerit a celkom akcesorický výskyt má chalkopyrit a tetraedrit.

496a. Žila Orban križna. Má nezvyčajný smer 135° a sklon 70° na SV, hrúbku 2,9 m a jej výplňou je kremeň a antimonit. Rozložník (1912) podľa vyťaženej časti žily predpokladal, že táto porucha bola zrudnená iba v miestach križovania so žilou František, a preto jej neprisoval význam. V blízkosti žily František sú ďalšie dve žily – Žila upadajúca na S a Bodog.

497. Žila František (Ferenc, Ferenz, Franz, Gábor). Podľa údajov Čaploviča (1819) sa tu ťažila pyritovo-antimonitová ruda s obsahom Ag 7 – 30 g/q a vo východnej časti antimonit, ktorý neobsahoval striebro.

Žila má fľovitú výplň, v ktorej sú šošovky kremeňa s nerovnakým obsahom zlata dlhé 1 – 20 m. Podstatne vyšší obsah zlata sa zistil v žile so smerom 360°, ktorá sa sledovala v dĺžke 8 a 10 m po sklone a obsahovala až 66 – 90 g/t Au.

498. Žila Bertalan podľa archívnych údajov patrí medzi najkomplikovanejšie systémy tejto rudnej oblasti. Ide o žilník, z ktorého boli známe dve žily, a to na J sklonená Bertalan (smer 75 – 90°), skladajúca sa z dvoch súbežných žíl, a žila Bodog, s dvoma až tromi žilami v smere 60 – 75° a so sklonom v západnej časti na S a vo východnej na J.

499. Žila Trojičná (Háromság) sa ťažila pred rokom 1900 a patrila medzi najvýznamnejšie žily rudného rajónu napriek tomu, že nemala vysoký obsah Ag (105 – 140 g/q). Podľa haldového materiálu bola výplň žily dosť komplexná. Staršia sideritovo-kremenná bola v celom výškovom intervale dosť hojná, ale v spodnej časti prevládala kremenno-pyritová asociácia (pyrit, arzenopyrit a löllingit, podradne sfalerit, nepatrne pyrotín, chalkopyrit, tetraedrit a mladšia generácia karbonátu).

604. Žila Jozef (József) je menej významná a podľa archívnych údajov sa v nej predpokladalo bohatšie zastúpenie sideritu. Vyznačuje sa najvyšším podielom sideritovej výplne, ktorú možno vo veľkom množstve pozorovať na vrchných haldách (štôlne Spodný a Vrchný Ladislav) v jej sv. krídle. Zo sulfidov je zastúpený pyrit, arzenopyrit, jamesonit a antimonit (?) a na halde štôlne Spodný Jozef sa našla aj sulfosol Bi-Pb, ktorá podľa mikroskopického a rtg. určenia zodpovedá kobellit. Jeho výskyt ju ešte viac zblízuje s inými sideritovými žilami SGR. Na SV je menej známa žila Anton (**610**), ktorá je asi pokračovaním žily Jozef.

605. Žila František-Jozef (Franz-Josef, Ferencz, Ferenc-József) je jednou z najvýznamnejších žíl oblasti a jej ťažba je novšieho dáta. Na úrovni štôlne Vŕchsvätých dosahovala hrúbku až 4, priemerne okolo 0,5 m, a obsah Ag 600 – 700 g/q.

606. Žila Alžbeta (Erzsébet, Elisabeth) patrí medzi menšie žily zlatoidčianskej oblasti. Ťažili sa tu menšie šošovky jamesonitovo-sfaleritovej rudy hrubé do 0,6 m. Obsah Ag v rude bol 100 až 4 000 g/t. Bola na nej aj šošovka rudy s obsahom Ag až 18 880 g/t.

607. Nová žila (Neuer Gang, Új telér) bola overená štôľňou Vŕchsvätých v mieste, kde dosahovala hrúbku 0,1 – 0,7 m, obsah Ag cca 100 g/q, smerný rozsah cca 350 a hĺbkový vývoj asi 100 m.

608. Žila Vŕchsvätých (Mindszent) dosahuje hrúbku 1 až 3 m a má smernú dĺžku cca 600 m. Jej smer je cca 15 – 30 a sklon 60 – 70° na V.

609. Žila Peck. Jej výplňou je kremeň a pyrit s obsahom striebra 40 – 215 g/q. Pri sledovaní do hĺbky sa v nej overila najbohatšia ruda v oblasti Zlatej Idky s obsahom striebra 400 – 500 g/q.

623 a 623a. Žila Katalin (Kalte-Rinne). Patrila medzi najbohatšie žily, mala smer 130°, strmý sklon na JZ a smerný rozsah zrudnenia cca 360 m. Do hĺbky sa ťažila cca 130 m od povrchu. Pod úrovňou štôlne Hauzer bol obsah Ag okolo 60 – 300 g/q. Okrem žíl, ktoré sú na povrchu alebo blízko pod ním, sa v hĺbke ťažili ďalšie žily, ktoré mali miestami bohatú Sb a Ag mineralizáciu.

V banských dielach sa v zlatoidčianskom systéme zistili aj ďalšie kremenno-antimonitové žily, ktoré sa podrobne charakterizujú v monografii P. Grecula et al. (1995).

613a. Žila Hľboká dolina. V 90. rokoch 20. stor. sa počas prieskumu na Au (Donát et al., 2000) zistilo, že aj východným smerom od žily Katalin sú kremenné žily so zvýšeným obsahom Au. Medzi najdôležitejšie výskyt patrí aj žila Hľboká dolina (cca 4,5 km na SZ od Hýľova). Smer žilníka je SZ – JV a dĺžka 0,5 až 0,8 km. Okrem kremeňa s rozptýleným pyritom a arzenopyritom sa zistil obsah Au od 0,06 – 2,46 ppm.

Žily a indície Sb zrudnenia v ostatných častiach SGR

422. Žila Banské (Helcmanovce). Externe od stredného antimonitového pruhu je Sb zrudnenie pri západnom okraji Helcmanoviec. Žila Banské leží v zelenkavých a veľmi silne mylonitizovaných fylitoch s vložkami metapsamitov. Kremeň a antimonit sú sprevádzané ankeritom a kalcitom. Podradnejší je sfalerit, chalkopyrit, pyrit, arzenopyrit, pyrotín, chlorit a sericit (Pecho a Popreňák, 1959). Obsah Sb v rude bilančných blokov je 14,2 a As 0,29 % a priemerný obsah celého ložiska 4,3 % Sb, 3,3 % S, 0,21 % As a 1,7 g/t Au.

421. Žila Kujnišová dolka. Antimonitová štruktúra Banské pri Helcmanovciach pravdepodobne pokračuje smerom na Z a mohol by do nej patriť aj výskyt kremeňa s impregnáciou antimonitu a pyritu asi 1,7 km na S od Mníška nad Hnilcom.

192. Žila Hľboká dolka (Tiefengründel) sa nachádza asi 1,1 km na J od železničnej stanice Dobšiná na pravej strane Dobšinského potoka. Podľa Rozložníka (1958) je to žila s polymetalickým zrudnením, ale aj s prítomnosťou antimonitu. Hlavným minerálom je kremeň, siderit, tetraedrit, chalkopyrit, ďalej pyrit, ankerit, jamesonit a chalkostibit(?). Materiál pochádza z haldy, a preto uvedená asociácia nemusí patriť jednej žile.

315. Žila Červené bane. Asi 400 m na SV od kóty Volovec v závere Tichovodskej doliny sú dve štôlne s veľkými haldami a s mineralizáciou kremeň, siderit, dolomit, pyrit, chalkopyrit, arzenopyrit, tetraedrit, pyrotín a kobellit. Tento výskyt by mohol patriť do štruktúry Straková – Janova dolina.

Ostatné výskyty Sb zrudnenia s prejavmi uránovej mineralizácie

V oblastiach výskytu Sb mineralizácie sú aj početné prejavy uránovej žilnej mineralizácie. V podstate ide o kremenné žily a tenké žilky s nepatrným zastúpením aj uránových minerálov. Väčšinou sa indikujú iba zvýšenou rádioaktivitou. Na niektorých sa zistilo aj zlato a Sb minerály. Pre litologické prostredie týchto výskytov je charakteristický vyšší stupeň metamorfózy, a to prevažne hornín betliarskeho a smolníckeho súvrstvia a v širšom okolí výskytu granitov. Je to najmä oblasť na J od obce Hnilec (**286a** až **286e**), na SV od Betliara (**328a**) a Čučmy (*Čučma I* **330a, 330b**; *Čučma II* **330a, b, 360a, b, c**), na S od Mníška nad Hnilcom (**420a**), pri *Zlatej Idke* (**609a**), na J od Sloviniek (**138a**), Turzovské kúpele (**150a**) a i.

Stratiformná mineralizácia

Submarinné exhaláčnosedimentárne ložiská

Ložiská polymetalickej sulfidickej mineralizácie

Do polymetalickej sulfidickej mineralizácie zaradujeme ložiská a výskyty najmä v staršom paleozoiku, ktoré sa označovali rozlične, napr. ako impregnačné, pyritové, žilníkovimpregnačné, vtrúseninové a syngenetické vrstvovité sulfidické rudy a novšie ako stratiformné polymetalické resp. strataboundové rudy. Patria do sírnikovej (sulfidickej, kyzovej) formácie stratiformného typu priamo či nepriamo späté s bazaltovo-keratofýrovým vulkanizmom.

Do polymetalického sulfidického zrudnenia v SGR možno začleniť nasledujúce typy (s príkladmi ložísk a výskytov):

1. Polymetalické sírnikové zrudnenie (pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit) rozšírené hlavne v oblasti Švedlár – Mníšek nad Hnilcom, Prakovce – Kojšov, Klátov a i.

2. Pyritové zrudnenie (pyrit s chalkopyritom, ostatné sulfidy sú zriedkavé) reprezentované ložiskom Smolník a jeho okolím, Medzev (Piverský potok) a Lacemberská dolina.

3. Hematitovo-magnetitové zrudnenie (tým sa v tejto podkapitole nezaobráame, ale vyskytuje sa aj na okraji rudnej polymetalickej formácie v rudonosnom horizonte).

Stratiformné polymetalické zrudnenie sa viaže na dva litostratigrafické horizonty, a to na spodný a vrchný pestrý vulkanický komplex (Grecula, 1982) s prejavmi bazaltovo-keratofýrového vulkanizmu, silicitov a albititov. V nich je aj spodný rudonosný horizont resp. smolníckohutianske rudonosné fylity a vrchný rudonosný horizont resp. mníšske rudonosné fylity.

Submarinnoexhaláčné stratiformné sírnikové zrudnenie sa vyskytuje v troch pásmach, a to v južnom (smolníckom), centrálnom (mníšskom) a severnom (slovinskom). Samostatnou lokalitou je Alžbeta v Bystrom potoku.

Južné pásmo Medzev – Štós – Smolník – Úhorná

Južné pásmo okrem výskytov obsahuje historicky významné ložisko stratiformných sulfidických rúd Smolník (ťažené do konca roku 1989).

Všetky lokality tohto pásma stratiformných sulfidických rúd majú rovnakú geologickú a litologickú pozíciu a približne aj typ zrudnenia a tektonickú stavbu. Patria do tzv. spodného rudonosného horizontu resp. do smolníckohutianskych fylitov, ktorý je súčasťou spodného pestrého vulkanického komplexu nachodiaceho sa na rozhraní súvrstvia čiernych a zelených fylitov.

486. Ložisko Smolník. Geologická stavba. Základnou tektonickou jednotkou je stlačená synklinála Lastovičieho vrchu. Jej jadro tvorí súvrstvie zelenkavých fylitov (smolnícke súvrstvie), v stratigrafickom podloží je súvrstvie čiernych fylitov (betliarske súvrstvie) a na rozhraní týchto dvoch súvrství sa vyvinul pestrý vulkanický horizont bimodálnej (bazaltovo-keratofýrovej) formácie, v ktorom je aj ložisko Smolník. Rudonosný horizont sa vyskytuje na severnom ramene spomenutej synklinály a siaha od povrchu do cca 450 m. Najbohatšia (centrálna) časť zrudnenej polohy dosahuje hĺbku cca 250 m, takže smerom do hĺbky zrudnenie vyznieva a asi na úrovni hladiny mora (t. z. asi 450 m od povrchu), kde je aj ohyb synklinály zelenkavých fylitov, je iba rozptýlená pyritová mineralizácia, a podobne ako aj na južnom ramene tejto synklinály.

V ložiskovom pruhu chloritických fylitov sa vyskytuje 10 – 11 rudných polôh pyritovej a pyritovo-chalkopyritovej rudy charakteru *glimu* (obsah síry od 6 do 20 %), *grocínu* (20 – 30 % síry) a polôh liatej pyritovo-chalkopyritovej rudy (s obsahom síry 30 – 50 a medi od 0,4 do 10 %; Ilavský et al., 1981).

Genéza smolníckeho ložiska. Náhlady rozličných autorov na genézu smolníckeho ložiska podrobne a chronologicky analyzoval Ilavský (in Bartalský et al., 1992). Redlich (1927 – 1928) toto ložisko pokladal za geneticky späté s kyslým porfýrovým vulkanizmom a začlenil ho medzi stratiformné ložiská. Ilavský (1964, a i.) rudoносný horizont smolníckeho ložiska dával do úzkeho vzťahu s faciou čiernych fylitov, ktorá má v Smolníku pestrý faciálny vývoj a rýchle striedanie rozličných litologických typov s vysokým stupňom vytriedenia materiálu. Predpokladal silné podmorské horúce prúdy postvulkanickej mineralizovanej vody vytekajúcej z centier na synsedimentárnych zlomoch, čo viedlo k vzniku zrudnených vrstvičiek.

Údaje $\delta^{34}\text{S}$ zo stratiformnej mineralizácie v Smolníku plne zodpovedajú vzniku sulfidov pri procesoch submarinného vulkanizmu, keď bola dominantným zdrojom síry anorganická redukcia rozpusteného morského sulfátu. Okrem typického rozptylu hodnôt $\delta^{34}\text{S}$, ktorý závisí od izotopickej frakcionácie S a od zákonitého poradia hromadenia obsahu izotopu pri kryštalizácii sírníkov, je zrejma aj izotopická nerovnováha medzi jednotlivými sulfidmi, keď je poradie obohatenia izotopu $\delta^{34}\text{S}$ medzi sulfidmi zachované (Kantor a Rybár, 1970). Zistená hodnota obsahu izotopu vo vtrúseninovej forme sírníkovej mineralizácie je v rozsahu $\delta^{34}\text{S} +12$ až $+16$ a masívna forma mineralizácie má hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ prevažne v oblasti $+7$ do $+11$.

Mineralogickoparagenetické pomery a geochemia ložiska Smolník. Hlavnými minerálmi ložiska sú pyrit a chalkopyrit, vedľajšími a zriedkavými sfalerit, galenit, markazit, pyrotín, arzenopyrit, tetradrit, kalcit, hematit, ankerit, kremeň, siderit, chlorit, sericit, turmalín, antimonit, glaukodot, albit, amfibol, anatas, andezín, grafit, biotit, rýdzi bizmut, rutil, boulangerit, bournonit, epidot, fluorit, granát, ilmenit, kasiterit, klinozoisit, dolomit, labradorit, magnetit, talk, monazit, oligoklas, olivín, ortoklas, pyroxény, sulfosoli Cu, Bi, scheelit, titanomagnetit, topás, zoisit, uránová sluda, rýdze Au a zirkón.

V intenzívne vyvinutej oxidačnej zóne sa zistil chalkozín, covellín, rýdza meď, rýdze striebro, rýdza síra, limonit, goethit, malachit, azurit, melanterit, chalkantit, halotrichit, jarosit, copiapit, coquimbit, voltait, feropaladit, romboklas, epsomit, goslarit, kuprit, erytrín, sadrovec, kuprojarosit, kieserit, skorodit, zinkit, aktinolit, claudetit, hexahydrit, chryzokol, leukoxén, lepidokrokit, metavoltín a psilomelán.

Podľa baníckeho pomenovania sa ruda rozdeľuje na masívnu, mučnik, grocin a glim.

Celkove sa od roku 1326 do roku 1990 z ložiska Smolník vyťažilo cca 19 mil. t rudy a v ložisku zostalo asi 6,2 mil. t rudy (Popreňák a Ilavský in Bartalský, 1992).

Ložisko je vyťažené do hĺbky 360 m a v ostatných rokoch sa ťažili iba vtrúseninovo-žilníkové zóny v nadloží a v podloží hlavných rudných telies (v minulosti vydolovaných). Obsah naposledy ťaženej rudy bol S 4 – 10, Cu od 0,2 do 0,6 %, kým v minulosti mednatá ruda obsahovala 2 – 4 % Cu, pyritová okolo 47 S, 45 Fe, Pb do 0,33, Zn do 0,37 % a Ag do 8 g/t.

V ložisku Smolník sa k 1. 1. 1970 evidovalo 1 516 kt zásoby kategórie A + B + C₁ a 785 kt C₂ pyritovo-chalkopyritovej rudy. Obsah Cu bol 0,42 a S 7,3 %.

487. Smolník-Lastovičí vrch. Východné pokračovanie ložiska Smolník indikujú mnohé výskyty sulfidickej mineralizácie v okolí Lastovičieho vrchu.

528. Výskyty Piverský potok – Štós (Pivering). Je to asi päť malých výskytov v dolinách Porče, Piverského potoka a Štósu v spodnom rudoносnom horizonte, z ktorých je najväčší Pivering. Zrudnenie overil Rozložník (1965) vrtom MV-3 a 6. Zistila sa tam poloha s vtrúseninami pyritu hrubá 33 m (obsah S bol 2 až 5 %). Iné sírniky boli vo vrte iba v polohe hrubej 2 m (chalkopyrit, galenit a sfalerit). Pre prevažne pyritový typ mineralizácie a šošovkovitý vývoj sa prieskum skončil negatívne, ale podrobnejšie sa toto zrudnenie neskúmalo. Geologickú pozornosť si zaslúži v súvislosti s výskytmi Štóskeho vrchu – Kotlinec.

505a. Výskyt Štóskeho vrchu. Nachádza sa asi 300 m na Z od kaplnky na Štóskom vrchu. Zistil sa pri komplexnom výskume SGR (Radvanec a Grecula, 1985) litogeochemickým výskumom spodného pestrého vulkanického komplexu.

396a. Výskyty v oblasti Kotlinec. Na severnom a západnom svahu kopca Kotlinec, asi 2 km na J od Smolníka je niekoľko výskytov sírnikového polymetalického zrudnenia v zelenkavých fylitoch a v diabázových metapyroklastikách. Zrudnenie je v nadloží grafiticko-sericitických fylitov a podobne ako ložisko Smolník zodpovedá spodnému rudoносnému horizontu. Tieto výskyty impregnácií a vrstvičiek sú pri žile Kompas I, Kompas II, Kríž, Kotlinec a Maier.

Centrálne pásmo Mníšek nad Hnilcom – Kojšov a iné výskyty

Je to druhý najvýznamnejší ložiskový pruh východnej časti Slovenského rudohoria s ložiskom Jalovičí vrch (Stirkenberg) a Hutná dolina. Bol preskúmaný v rámci úlohy Fichtenhübel VP, 1968, SGR-východ (Grecula, 1977) a Mníšek nad Hnilcom – Prakovce (Kobulský et al., 1988).

Z geologickej stránky sa zrudnenie v pásme Mníšek nad Hnilcom – Kojšov nachádza hlavne vo vrchnom rudoносnom horizonte. Územie má vrásovú a vrásovoprešmykovú tektonickú stavbu. Zrudnenie je v podloží

gelnického porfyroidového komplexu alebo pod ryolitmi a prevažne tektonicky sa nahromadilo v jadrách synklinálnych a antiklinálnych ohybov, kým ich ramená vrás sú redukované.

425, 426, 427, 428. Ložisko Mníšek nad Hnilcom a Prakovce. Stratiformné zrudnenie S, Cu, Pb a Zn sa v oblasti Mníšek nad Hnilcom – Prakovce vyskytuje v štyroch úsekoch (šošovkách), a to v priestore Jalovičieho vrchu, na JV od Mníška nad Hnilcom, medzi Veľkou a Malou hutnou dolinou a na JZ od Prakoviec.

426. Šošovka Jalovičí vrch. Ložisko je v okolí kóty Jalovičí vrch asi 1,5 km na JV od Mníška nad Hnilcom. Je súčasťou vrchného pestrého vulkanického komplexu resp. reprezentuje vrchný rudonosný horizont (mnišske rudonosné fylity). V rokoch 1980 – 1988 sa zrudnenie šošovky skúmalo štôľňou Pavol (Kobulský, 1982, 1988). Ložisko tvorí šošovkovité teleso dlhé približne 500 m.

Kvalita vtrúsenej rudy v hlavnej polohe štôľne č. 1 je: Cu 0,4 – 1,1 %, Pb 0,05 – 0,1 %, Zn 0,2 – 4,6 %, S 3,6 až 7,5 %; v štôľni č. 10: Cu 0,1 – 0,5 %, Pb 0,1 – 0,3 %, Zn 0,1 – 3,5 %, S 1,8 – 4,1 %; vo vrte FV-3: Cu 0,01 až 0,3 %, Pb 0,01 – 0,3 %, Zn 0,01 – 1,3 %, S 0,3 – 4 % (Grecula a Grosz, 1968).

Zrudnenie v šošovke Jalovičieho vrchu zaberá asi 30 % polohy pod severnou synklinálou ryolitov Jalovičieho vrchu.

425. Mníška (hnilecko-mnišanská, mnišanská) *šošovka*. Je asi 2 km na VJV až V od Mníška nad Hnilcom 1 400 m od vrcholu Mnišanskej hole. Zrudnenie sa zistilo štôľňou HP-1 a vrtom V-HP-3 (Grecula et al., 1977) a v 80. rokoch 20. stor. sa overovalo štôľňou Pavol a podzemnými vrtmi (Kobulský, *ibid.*).

Prvá (východná) časť šošovky je dlhá 380 m a má jednu až štyri zrudnené polohy. Smerná dĺžka hlavnej zrudnenej polohy je 240, šírka 40 – 140 m a ostatné polohy majú dĺžku a šírku okolo 80 m. Hrúbka hlavnej rudnej polohy je 1 až 6,4 m, ostatných 1 až 2 m. Kvalita rudy je: Cu 0,1 až 0,99 %, Pb 0,1 až 0,2 %, Zn 0,5 až 1,3 %, Ag 5 až 10 g/t. Druhá časť mnišskej šošovky tvorí iba jedna zrudnená poloha hrubá 0,9 m. Smerná dĺžka je 110 a šírka až 60 m. Ruda obsahuje Cu 0,1 %, Pb 0,5 %, Zn 1,8 % a Ag 22 g/t. Tretia (západná) časť šošovky má tri zrudnené polohy. Doteraz overená smerná dĺžka rudných polôh je 100, šírka 150, 130 a 110 m. Hrúbka rudnej polohy je od 0,8 do 1,9 m. Kvalita rudy je: Cu 0,1 až 1,8 %, Pb 0,3 až 0,7 %, Zn 0,4 až 2,1 %, Ag 18 až 48 g/t.

427. Šošovka Hutná dolina. Ložisko je medzi Veľkou a Malou hutnou dolinou. Na rozdiel od šošovky Jalovičieho vrchu v ňom prevládajú jemné zelenkavé silicity až kvacity (rekryštalizované silicity) s polohami chloritických fylitov. Zrudnenie je v rudonosnom horizonte rozmiestnené nerovnomerne. Naprieč ložiskom sa striedajú bohatšie polohy s chudobnejšími. Vtrúseniny pyritu sa koncentrujú v chloritických hniezdach s menším množstvom iných sulfidov, kým v silicitoch je tenkožilkový systém (2 – 10 mm), ktorý sa viac sústreďuje do plôch vrstvomitej a priečnej bridličnatosti. Kvalita rudy v štôľni č. 11 je: Cu 0,1 – 1,6 %, Pb 0,01 až 0,5 %, Zn do 3 % (väčšinou pod 1 %); vo vrte FV-6: Cu 0,1 – 1,34 % (priemerne 0,5 %), Pb 0,1 – 0,2 %, Zn väčšinou v stotinách, S do 6 %, väčšinou okolo 2 %.

Podľa pôvodného výpočtu (Kobulský et al., 1988) je v šošovke Jalovičieho vrchu a v mnišskej šošovke zásoba 790 kt a v hutnodolinskej 104 kt kategórie C₂.

Repčiak (1994) pri prepočte dospel k záveru, že zásoba ložiska Mníšek nad Hnilcom je 559 kt kategórie Z 3 s kvalitou 0,74 % Cu, 0,15 % Pb, 0,88 % Zn a 12,13 g/t Ag (mniška šošovka a šošovka Jalovičieho vrchu) a ložiska Prakovce (hutnodolinská šošovka) 197 kt kategórie Z 3 s kvalitou 0,59 % Cu, 0,08 % Pb, 0,27 % Zn.

428. Prakovská šošovka. Výskyt je 1,5 km na J od Prakoviec. Na povrch sa vynára spod ryolitu. Okolitými horninami sú zelenkavé fylity hrubé okolo 50 m. Dĺžka šošovky je cca 200 m a hrúbka rudonosného horizontu 10 – 15 m. V ňom je viac súbežných zrudnených polôh hrubých od 0,3 do 1 m. Úložné pomery zrudnených polôh sú premenlivé, čo je dôsledok zvrásnenia polohy. Mineralizácia je podobná ako v už opísaných lokalitách. Prognóza zásoba bola 535 kt (Grecula a Grosz, 1968).

Ostatné výskyty v centrálnom pásme

424. Výskyt Špičiak. Na J od Mníška nad Hnilcom je medzi rómskou osadou a vrchom Špičiak niekoľko starých hald s polymetalickým stratiformným zrudnením. Keďže výskyt leží v smere pruhu zrudnenia Mníšek – Prakovce a má aj rovnakú geologickú stavbu, pokladá sa za jeho západné pokračovanie.

326. Výskyt Alžbeta v Bystrom potoku. Nachádza sa v oblasti ľavého prítoku vrchnej časti Bystrého potoka asi 800 m od údolia rieky Hnilec, a to vo vrchnej časti súvrstvia čiernych fylitov staršieho paleozoika (holecké vrstvy). Hlavným reprezentantom zrudnenia je polymetalický typ rudy, ktorý je vrstvomitý (striedanie polôh s rozdielnym zastúpením jednotlivých minerálov) a tvorí ho pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit, pyrotín, arzenopyrit, markazit, ankerit, dolomit a kremeň, ktoré sprevádza zriedkavejší kasiterit, cinvaldit, tetraedrit, jamesonit, Sb-Bi sulfosol, rýdze Au, apatit a muskovit. Polymetalická ruda obsahuje Fe 26 – 46 %, S 28 – 45 %, Cu 0,2 až 1,6 %, Zn 0,6 – 12,09 %, Pb 0,4 – 3,75 %, Co 0,0 – 0,38 %, Bi 0,2 – 2,34 %, Sn do 1,06 %, Au 1 až 3 g/t a Ag 10 – 35 g/t (Kantor, 1953).

444b. *Výskyt Prakovce-Šibeň.* Východy rudonosného horizontu sú známe iba cca 200 m na S od Prakoviec a v okolí Šibene (predtým Šibjaný vrch). V území sú len prejavy diabázového vulkanizmu a keratofýrových hornín. Silicity sú na povrchu známe iba na Z od Šibene. Zrudnenie reprezentuje najmä pyritizácia. Geochemické anomálie (Zn, Cu, Ag, Bi, Sb a Ni) sú iba vo východnej časti územia. Menej priaznivá by mala byť hĺbka, pretože zrudnenie je len vo vrchných častiach chrbta.

453b. *Výskyt Kojšov-Zdar Boh.* Stratiformné sulfidické zrudnenie je v zelených fylitoch v podloží ryolitov. Leží v banskom poli Glückauf. Ide o jemné impregnácie pyritu a chalkopyritu vo fylitoch a tufogénnych jemnozrnných horninách s karbonátmi (berezity). Zrudnenie predstavujú pyritizované karbonátovo-sericitické a karbonátovo-chloritické horniny. Okrem toho sa tu vyskytujú tenké žilky karbonátov, hlavne v sericitických horninách, alebo karbonátovo-kremenno-pyritové žilky so všesmernou orientáciou.

457, 458. *Výskyty Kojšov-Perlová dolina.* Väčšie výskyty rudonosného horizontu na povrchu sú na J a JZ od Kojšova, na západnom a východnom svahu Perlového potoka, na J od kóty Mach a menšie výskyty aj na východnej strane Hnileckej doliny pri Matilde-hute, ako aj na J od osady Háj (Zenderling).

596. *Guľova baňa.* Zrudnenie na západnom svahu Kojšovského potoka je v zelenkavých fylitoch podobne ako aj žilný typ mineralizácie. Chudobná mineralizácia je z pyritu, chalkopyritu, pyrotínu, sfaleritu a tetraedritu. Nepredpokladá sa, že tvorí významnejšie akumulácie.

597. *Výskyt Suchý vrch pri Kojšove.* Doteraz boli známe východy rudonosného horizontu na východnom a západnom svahu Kojšovského potoka (predtým potok Rieka) a na hrebeni Suchého vrchu. Nové výskyty rudonosného horizontu sa zistili na južnom a jv. okraji synklinály vulkanických hornín, ktorá pokračuje od Suchého vrchu až 1 km na J od Opátky. Zrudnenie v silicitoch tvorí hlavne pyrit, chalkopyrit, sfalerit a arzenopyrit.

194. *Výskyt Leander.* Bývalé banské pole Leander leží na ľavej strane rieky Slaná pri jej sútoku s Dobšinským potokom bezprostredne pri štátnej ceste Dobšiná – Rožňava. Podložie rudonosných kvarcítov nie je známe a v nadloží sú sericitické a chloritické fylity, červené jaspisy a zrnité diabázy. Nositeľmi zrudnenia – najmä pyritovej impregnácie – sú kvarcicity (silicity), ale sčasti aj porfyroidy a sericiticko-kremenité fylity. Pyrit a ďalšie sulfidy a arzenidy v kvarcitoch vytvárajú nielen impregnácie, ale aj šmuhy, ba až masívne šošovkovité polohy. Kresanice aj mladšie práce potvrdzujú, že sa výskyt v niekoľkých obdobiach skúmal a ťažil. Posledný údaj o ťažbe striebornosného arzenopyritu (40 t) pochádza z roku 1907 (in Papp, 1919) z dvoch štôlní (dlhých 150 a 180 m a v súčasnosti zasypaných pri stavbe cesty). Bernard (1958) odtiaľ opísal „striebrom mimoriadne bohatý tetraedrit“. Rozložník roku 1984 o ňom podal nálezovú správu *Stratiformná kýzová formácia gelnickej skupiny (Au-Ag)* a na jej základe sa urobil prieskum výskytu (Čapo, 1990).

197a. *Výskyt Stromiš.* Vulkanický komplex z oblasti výskytu Leander pokračuje na V pod synklinálu ryolitov Stromiša a na jeho obvode sa vynára aj na povrch. Sú to ojedinelé indicie pyritu a jaspilitov. V podloží ryolitov je predpoklad výskytu aj Cu, Pb a Zn zrudnenia resp. zrudnenia typu Leander.

233a a 233b. *Výskyty Lehôtka a Balochova hoľa.* Výskyt Lehôtka je 3 km na S od Gemerskej Polomy a asi 200 m na V od štátnej cesty Gemerská Poloma – Hnilec v chotári Lehôtka. Odtiaľ smerom na V až do oblasti Balochovej hole sú ďalšie mineralogické výskyty. Mineralizáciu tvorí pyrit a v menšej miere chalkopyrit.

312, 313, 314. *Výskyty Spevavá stráň, Genier – Uršula I a II.* Na J od Švedlára sú staré výskyty zrudnenia sledované na povrchu kutacími prácami. Zrudnenie tvorí magnetit, hematit, pyrit a v menšej miere chalkopyrit. Na perspektívnosť tejto oblasti poukazujú výskyty rudonosných fylitov vrchného pestrého vulkanického komplexu.

317a. *Výskyt Lesnícka lúka.* Výskyt opísal Horal (1965) v čiernych lyditoch a fylitoch s impregnáciou pyritu blízko horárne Lesnícka lúka v Starovodskej doline. Impregnácie pyritu sú okrem tejto lokality aj v pruhu holeckých vrstiev od Zlatého stola cez Starovodskú dolinu (s mocným vývojom lyditov) smerom na Z.

316a. *Výskyt Široká dolka.* Je v doline Široká dolka na JV od Starovodskej doliny. Zrudnenie je v porfyroidoch vo forme vtrúsenín a žiliek s kremeňom, pyritom, pyrotínom, chalkopyritom, arzenopyritom a karbonátom. Zrudnenie do tmavých prúžkovaných fylitov nezasahuje. Hrúbka zrudnenej zóny je asi 6 m. Zrudnenie zodpovedá spodnému rudonosnému horizontu staršieho paleozoika.

Severné pásma Slovinky – Švedlár

Ide o malé výskyty v Lacemberskej doline (od Sloviniak po Švedlár) viažuce sa na vrchný pestrý vulkanický komplex.

140c. *Machov potok.* Výskyt je v Lacemberskej doline asi 3 km na Z od Sloviniak v priečnej dolinke Mach. Je v prostredí vulkanického súvrstvia staršieho paleozoika (gelnický porfyroidový komplex) v kojšovskom príkrove. Rudonosná poloha s dĺžkou cca 400 m a maximálnou hrúbkou 60 m obsahuje nepravidelne vtrúseniny, šmuhy a žilky kremeňa s pyritom, chalkopyritom, menej sfaleritom, markazitom, arzenopyritom, pyrotínom a i. V zrudnenej polohe – šošovke – sa vypočítalo 38 714 t Cu rudy s priemerným obsahom Cu 0,55 %.

Chudobné sulfidické zrudnenie v rulách Klátov – Opátka

Prvé indície Cu zrudnenia v amfibolitoch boli už dávnejšie známe v lome v Nižnom Klátove, kde bola v drvej zóne hrubej 3 – 5 m bohatá impregnácia najmä chalkopyritu. Chalkopyrit sa často vyskytoval aj na puklinách v amfibolitoch, iba celkom ojedinele mimo puklín v amfibolitoch. Zrudnenie tejto lokality sa pokladalo za metamorfogénne a prenesené z predpokladaného rudonosného horizontu z podložia amfibolitov (Grecula et al., 1977). Potvrdil to vrt SGR-V-9 v Kovaľovej doline na JZ od Košickej Belej, v ktorom sa v podloží amfibolitov zistilo Cu a Pb zrudnenie stratiformného typu. Koncentrácie prvkov Cu, Zn a Pb, známe z litogeochemie rúl (Cu max. 880 ppm, Pb max. 1 915 ppm, Zn max. 455 ppm), sú veľmi zaujímavé. Doteraz známe indície Cu v amfibolitoch v klátovskom lome (kde Cu v polohe hrubej 5 m dosahuje až 2 %) a vo vrte SGR-V-9 náš predpoklad podopierajú (Grecula et al., 1977).

Ostatné výskyty

V humelskom príkrove (v centrálnej časti SGR) sa na mnohých miestach vyskytuje v holeckých vrstvách pyritové zrudnenie (čiernie metapelyty s polohami lydítov a miestami aj karbonátov – sideritov, ankeritov alebo dolomitov). Tvoria masívne (liate) polohy hrubé 1 – 15 cm alebo vtrúseniny. Reprezentantom tohto typu je aj výskyt Čučma-Cu, kde akumulácia sulfidických impregnácií, opisovaná ako mednatá ruda, je situovaná cca 150 m na S od bývalej flotačnej úpravne v Čučme. Zrudnenie sa viaže na karbonáty a čierne fylity s lyditi, ako aj na samostatné kremenné žily. Sulfidy zastupuje chalkopyrit a pyrit. Pyrotín je sporadický.

232a. Výskyt Bonaventúra-Peter. Je v dolinke Martinkovho potoka, odbočujúcej na SZ od doliny Súľovského potoka, a to v oblasti vrchu Kupková. Zrudnená poloha je dlhá 1,2 km, hrubá 40 m a tvoria ju vrstvičky masívneho (liateho) pyritu a vtrúseniny. V nej je nepravidelná šošovka pyritového zrudnenia dlhá 80 m a hrubá asi 7 m.

Výskyty pri Zlatej Idke

603a. Výskyt Javor a Gondárska. V okolí Zlatej Idky sa na niekoľkých miestach v humelskom príkrove vyskytujú bázické horniny premenené na amfibolity a amfibolovce, ktoré tvoria šošovky dlhé najviac 300 m a hrubé asi 20 m. Sú v nadloží čiernych laminovaných fylitov a patria do spodného pestrého vulkanického komplexu. Lokálne sa tu vyskytuje aj karbonát (dolomit), napr. na lokalite Gondárska. Mineralizáciu tvorí pyrit, pyrotín, sfalerit, galenit a chalkopyrit.

466a. Tri studne. V okolí kóty Trochanka na kopci Zlatoidčianskej doliny v oblasti centrálneho chrbta Volovských vrchov sú hrubé polohy vyššiemetamorfovaných kvarcitov v humelskom príkrove, ktoré vo forme jemnozrnnej rozptýlenej mineralizácie obsahujú aj sulfidy.

Podobné indície sulfidov sú v lyditch holeckých vrstiev na viacerých miestach humelského príkrovu, a to v celom SGR. Netvoria významnejšie akumulácie, ale vyznačujú sa veľmi pestrou paletou prvkov.

Stratiformná Fe, Mn, Cu, U mineralizácia

Stratiformné oxidické Fe rudy v staršom paleozoiku

Stratiformné oxidické železné rudy sa v regióne vyskytujú v niekoľkých stratigrafických obzorochoch. Najviac výskytov je v staršom paleozoiku a menej na rozhraní permu a spodného triasu.

V staršom paleozoiku sa hematitovo-magnetitové zrudnenie viaže na horizonty pestrého vulkanického komplexu s diabázovo-keratofýrovým vulkanizmom, v ktorom sú okrem spomenutých rozličných typov vulkanitov aj chloriticko-sericitické fylity a kvarcity. Tieto rudy sa často označujú ako jaspility, hematitové kvarcity, vtrúsené magnetity, fialové fylity a pod.

Hematitovo-magnetitové zrudnenie v území Dobšiná – Mlynky – Hnilec – Slovinky

4, 5. Brezinky a Vlčia dolina. Výskyty sú na východnom svahu Brezínok a v závere Vlčej doliny asi 2 km na S od stredu Dobšinej. Povahou a polohou sú si veľmi blízke a možno aj navzájom súvisia. Na oboch výskytoch sú lavice a dosky masívneho hematitu a magnetitu. Ich rozsah nie je overený, ale v minulosti sa ťažili. Pravdepodobne analogický je výskyt magnetitu blízko vrcholu Kruhovej (Gugľa), ktorý uvádzajú staršie pramene (napr. Papp, 1919).

6. Mlynky. Výskyt blízko nad obcou Mlynky je odkrytý v záreze chodníka vedúceho na vrch Železiar.

Ide o červenú a na hematit mimoriadne bohatú bridlicu uprostred diabázového tufitu sykavského bazaltového komplexu.

53. a 54. Sykavka a Nad Javorom. Výskyty v oblasti obce Hnilec sú v súvrství zastúpenom sykavským bazaltovým komplexom, a to fylitmi s polohami diabázového tufitu a diabázov. Polohy obohatené o oxidy Fe sa viažu na tufit, ktorý s rastom obsahu kremeňa prechádza do hematitického kvarcitu. Plytkým vrstvom pri Sykavke sa zistili dve polohy hrubé 3 a 11 m. V nadloží sú zelené jemnozrnné piesčité fylity impregnované pyritom, v podloží celistvé diabázy preniknuté žilkami kremeňa s karbonátom a pyritom (Beňka a Bajaník, 1981). Analogický charakter zrudnenia je nielen na výskyte Nad Javorom, ale aj na iných lokalitách (napr. na Babinej), ktoré sa podrobnejšie neskúmali. Hrúbka rudných polôh dosahuje často niekoľko dm.

134a. Výskyt Bukovec sa nachádza na S od Švedlára blízko kóty Bukovec. Hematitové zrudnenie tvorí pružky v diabázových metapyroklastikách.

140d. Výskyt Popová. V štôlni Popová na JZ od Sloviniek sú horniny zložené z chloritu, karbonátov a magnetitu. Zriedkavý je pyrotín, pyrit, markazit a chalkopyrit. Zrudnenie je v bázických vulkanitoch a tvorí v nich dve polohy hrubé 0,7 a 3 m.

Hematitovo-magnetitové zrudnenie v území Švedlár – Kojšov – Košice – Rožňava

313, 314. Výskyty pri Švedlári. Pozoruhodnejší výskyt je na vrchu Genier (asi 2,5 km na JZ od Švedlára), kde sa magnetitová ruda v minulosti v malom množstve aj ťažila. Priestorovo aj geneticky sa viaže na polohy diabázov pestrého vulkanického komplexu. Predpokladáme, že ide o okrajové polohy polymetalického stratiformného zrudnenia, ktoré sa označujú ako výskyt *Uršula I a II*. Vznikanie polymetalickej sulfidickej mineralizácie horizontálnym a vertikálnym smerom a prechod do oxidických rúd (jaspilitov) sa overil na mnohých miestach v rudonosnom horizonte pri Mníšku nad Hnilcom. Podobný charakter mineralizácie spätý s horizontom bázických hornín je aj v *Nižných Hrabliach (416)* na S od rieky Hnilec a železnice, ako aj v Štofovej doline (asi 500 m na J od cesty Švedlár – Mníšek nad Hnilcom), kde sú malé šošovky a impregnácie magnetitu a i.

465a, 467, 468. Výskyty Hrelíkov potok, Kojšovská hoľa a Kojšovský potok. Sú to šošovky dlhé desiatky m a hrubé 0,5 – 3 m, ktoré sú miestami sprevádzané aj karbonátmi (rodochrozity), napr. na hrebene na V od Zimnej vody. Opísala ich Mandáková (in Grecula, 1965). Podobné výskyty hematitovo-magnetitových rúd medzi dolinou Tokáreň a Kojšovský potok opísal Kusák (1970). Zrudnené polohy sa vyčlenili geofyzikálne, geochemicky aj geologicky.

466. Výskyt Trochanka je podobnej genézy ako výskyt pod Kojšovskou hoľou. Zrudnené polohy sú hrubé 4 – 5 m a sú konkordantné s diabázovými horninami. V štôlniach sa nafárali aj polohy karbonátov spolu s tmavozelenými horninami, ktoré majú povahu diabázových metamorfovaných efuzív resp. aktinolitických bridlíc a sú hrubé asi 20 m. Malachovský et al. (1983) okrem hematitu a magnetitu v zóne našli aj granát, pyrotín a ďalšie minerály a podľa toho usúdili, že ide o kontaktno-termickú premenu pôvodných syngenetických rúd.

603. Partizán. Výskyt je pri Zlatej Idke a podobné výskyty sú aj vo vrcholovej časti chrbta medzi Zlatou Idkou a Opátkou. Zrudnenie je v prostredí diabázových metapyroklastík až amfibolitov a zelených metapelitov. Tvoria ho niekoľko dm šmuhy a vrstvy magnetitu, miestami s pyritom, pyrotínom, markazitom, sfaleritom a chalkopyritom. Podobný, ale viac polymetalický ráz mineralizácie je aj v okolí Studenej a Gondárskej.

630. Hýľov. Ložisko tvoria magnetitovo-hematitové kvarcité šošovkovitého a nepravidelného vývoja s dĺžkou niekoľko desiatok m. Sú v podloží rylitov a porfyroidov, ale ležia vo fylitickom prostredí. Šošovky sú silne rozsegmentované a so znakmi vyššej metamorfózy. V kvarcitoch výrazne prevláda magnetit nad hematitom. Hýľovské jaspility sa overovali v 80. rokoch 20. stor. a orientačne sa odskúšali aj na výrobu ferosilícia, ale výsledky prieskumu neboli veľmi priaznivé.

622. Híbok pri Košiciach. Nachádza sa 1,5 km SZ od Bankova resp. 1,7 km na V od Kamenného hrbu. Výskyt overila iba ryha, v ktorej malo zrudnenie s magnetitom a hematitom hrúbku 1 m. Bližšie údaje o výskyte nie sú.

592. Klára je výskytom na Z od bývalých Košických Hámrov. Názov je podľa starej banskej miery Klára VII. Ide o syngenetické sedimentárne hematitové ložisko v brekciovitom hematitovom zlepení v smere V – Z a so sklonom na J 25 – 35°. Poloha hematitových rúd leží na sericiticko-chloritických fylitoch staršieho paleozoika a v podloží stredotriasových karbonátov. Vek zrudnenia je neistý.

555, 555a. Výskyty Strážny vrch a Luciabaňa. Výskyt Strážny vrch leží asi 800 m na S od Strážneho vrchu cca 3 km na S od Vyšného Medzeva a označuje sa aj ako lokalita Zug. Magnetitovo-hematitové zrudnenie je v kvarcitoch, ktoré sú zvrásnené, a hrúbka polohy je cca 0,7 m. Dĺžka šošovky dosahuje asi 50 m. Podobné magnetitové zrudnenie je aj vo výskyte Luciabaňa a na iných miestach, napr. v doline Zadného potoka.

Okrem uvádzaných výskytov je v území celý rad ďalších výskytov, ktoré sa zistili počas mapovania alebo prieskumnými dielami, no väčšia pozornosť sa im venovala iba ojedinele. Medzi málo známe výskyty patrí

aj výskyt Kauligov vrch, kde hematitovo-magnetitové zrudnenie je na báze porfyroidovej polohy, a výskyt Smolník-Tupý vrch, ktorý sa nachádza medzi Smolníkom a Štósom v smolníckom súvrství (kremenité fylity, diabázové metatufity a fialové hematitické fylity). Opísal ho Ilavský (1959) pod názvom Štumpfenberg.

Ojedinelý je aj výskyt uprostred porfyroidov v Čiernej doline. Výskyt je na SV od Rožňavy asi 1 km na J od rekreačnej oblasti Guľapalag. Hrúbka polohy dosahuje 2 m a tvoria ju vrstvičky magnetitovej a pyritovej rudy.

Pri prieskume Sn rúd v západnej časti gemerika sa vo vrtoch DD-11 a 21 zistilo magnetitové zrudnenie v Dlhej doline. Polohou zrudnenia s hrúbkou 1,2 až 1,5 m a predpokladanou dĺžkou 260 m predstavuje produkt steatitizácie karbonátov (bariérový efekt mineralizácie) a sprevádza ho epidotový „skarn“ (metabazické horniny) alebo zelené bridlice (Malachovský et al., 1992). Výskyty epidotového „skarnu“ sú aj v dolinke na západnom svahu Balochovej hole.

Stratiformné oxidické Fe rudy permského a triasového veku na severnom okraji gemerika

Výskyty hematitových rúd sú početné, ale na rozdiel od lokalít napr. v Slovenskom krase sú veľmi malé. Niektoré z nich sa v minulosti aj ťažili (oblasť Veľkého Folkmara). Vyskytujú sa v súvrství permu a spodného triasu. Považujú sa za zvetraninovo-sedimentárne alebo exhalačnosedimentárne a hydrotermálnometasomatické.

120. Výskyt Stošky. Niekoľko výskytov je na Z a SZ od Rudnian v bridličnatom prostredí spodného triasu. Zrudnené sú dve pieskovcové polohy s hematitovým tmelom, plošne s veľmi nepravidelným vývojom a s premenlivou hrúbkou (do 50 cm). V podloží vrstiev hematitového pieskovca sú hnedasté bridlice, lokálne s prúžkami hematitu.

Podobné zrudnenie je aj pri Krompachoch, odkiaľ sa uvádzajú výskyty na okraji Galmusa. Najznámejší výskyt je Försterova baňa, kde tri staré štôlničky sledovali 14 m hrubú šošovku hematitovej rudy. Okrem hematitu je v rude aj spekularit, kremeň, pyrit, barit a mladšie žilky sideritu. Zrudnenie je v prostredí sludnatých fialových bridlíc bez zlepcových horizontov, a preto sa usudzovalo, že hematitové polohy by mohli patriť aj do spodného triasu.

170a, 167a, 167b. Folkmarská skala, Polianky a Švablica. V priestore Veľkého Folkmara sú známe tri lokality sedimentárnych Fe rúd, ktoré sa v rokoch 1906 – 1910 čiastočne ťažili. V rokoch 1950 – 1955 ich skúmal Kamenický, Zorkovský, Kubišta a Ulehla. Folkmarská skala sa nachádza asi 3 km na JJV od obce Veľký Folkmar, Švablica asi 0,5 km na SSZ od tejto obce a Polianky asi 800 m na JV od Jakloviec. Podľa Zorkovského a Kubištu (1955) sa hematitové zrudnenie v rájone Veľkého Folkmara viaže na kremenité brekcie, ktorých tmel tvorí prevažne hematit a iba vo veľmi malej miere je ílovito-kremenitý. Kobulský a Grecula (in Elečko et al., 2004) výskyty začleňujú do spodného triasu. Podobná Fe mineralizácia je aj na výskyte Polianky a Švablica.

453c. Výskyty pri Kojšove. Sú to dva rudné výskyty (*Drienske* a *Smolej*) nachádzajúce sa S a SZ od Kojšova, a to pod troskou stredotriasového vápenca. Majú podobnú stratigrafickú pozíciu a mineralogické zloženie ako výskyt pri Folkmarskej skale.

Hematitové brekcie a bridlice pri Dobšinej. Výskyty hematitu v horninách permu a triasu tejto oblasti sú známe len z povrchových odkryvov alebo z drobných starých kutacích prác (Rozložník, 1963). Sú dvojakého typu, a to ako hematitové brekcie a bridlice.

Hematitové brekcie v okolí Dobšinej stratigraficky zodpovedajú najvyššiemu horizontu permu(?) resp. najnižšiemu horizontu triasu(?). Kremeňovité brekcie sú s ostrohrannými úlomkami kremeňa, paleoryolitu, zriedka aj fylitov, ktoré stmeluje jemnozrnný hematit, ale aj väčšie šupinky spekularitu, ako aj drvina kremeňa a sericitu. Zrudnené brekcie sledujú uloženie permu, majú mierny sklon na S a dosahujú hrúbku 1 až 2 m. Medzi najznámejšie výskyty patrí **21. Roveň**, **22. Pod Baniskami**, **23. Skalisko**, **24. Fabiánka**, **25. Šibenica**, **26. Jeruzalemský vrch**, **27. Teliatko**, **28. Flos**.

Hematitová bridlica – kremenec stratigraficky zodpovedajú fácií skýtu. Ide o polohy bohaté na hematit (do 1 m) uprostred pestrej bridlice. V lome na azbest sú tektonicky drvené. Sú zrejme syngeneticko-sedimentárneho pôvodu. K týmto výskytom patria **8. Biele vody**, **8a. Geravy** a **29. Lom na azbest pri Dobšinej**.

Mangánové rudy

Výskyty stratiformných mangánových rúd sa viažu na pruh čiernych fylitov a lyditov staršieho paleozoika humelského príkrovu s malými šošovkami kryštalického vápenca, ktorý sa tiahne na JZ od Betliara cez severné okolie Čučmy a hrebeň Malej Hekerovej do údolia Bystrého potoka na SZ od Smolníka.

Mangánové rudy sú známe z troch oblastí, a to Betliar – Turecká, Čučma a Bystrý potok. Všade majú rovnakú litostratigrafickú a tektonickú pozíciu, a preto uvádzame iba ich ložiskovú charakteristiku (Kantor, 1953, 1953a, 1954).

360. Čučma-Čierna baňa. Výskyt pri Čučme sa uvádza aj pod názvom Čierna baňa (Fekete bánya) alebo baňa Roszty v banskom poli Ján, Laurent a Malvína. Dĺžka rudných šošoviek je 50 až 100 m, smer VSV a sklon 50 až 60° na J je súhlasný s okolitými horninami. Priemerná hrúbka polohy je 1,3, maximálna 4 m. V primárnej zóne výrazne prevláda rodonit a zriedkavejší je rodochrozit a kremeň. Magnetit tvorí v Mn rude osobitnú polohu hrubú do 20 cm. V rude a v okolitom vápenci sú aj rozptýlené zrnká a zhluky granátu, tremolitu, pyritu a akcesoricky je zastúpený chalkopyrit, arzenopyrit, alabandín, galenit a barit. V oxidačnej zóne sa ruda premenila na zmes oxidov Mn (pyroluzit, psilomelán, manganit a wad) s limonitom a akcesoricky sa vyskytuje melanterit a rýdza síra. Ložisko bolo v 19. stor. otvorené povrchovými výlomami, dvoma krátkymi štôľňami a vyťažilo sa z neho niekoľko tisíc ton rudy.

338a a 338b. Malá Hekerová a Bystrý potok. Výskyt je v povodí Bystrého potoka na sz. svahu hrebeňa od Malej Hekerovej po Veľký Vtáčí vrch asi 4 km na SZ od Smolníka. Sú tam dve vyťažené šošovky v pásme dlhom 500 m (Gargulák et al., 1985, 1985a, b), v ktorom môžu byť aj ďalšie šošovky. Mangánová ruda v šošovkách kryštallického vápenca leží v čiernych bridliciach. Šošovky sú sklonené asi 60° na J, dlhé okolo 50 m a hrubé 4 m. Zrudnenie je analogické ako v Čučme. V primárnej zóne je rodonit s nevelkým podielom rodochrozitu, kremeňa, spesartínu, manganokalcitu, pyritu a s akcesorickým apatitom, rutilom a zirkónom. Je tu aj tenšia poloha magnetitovej rudy. Od povrchu sa ruda hypergénne zmenila na zmes pyroluzitu, psilomelánu, wadu a limonitu. V 19. stor. sa vyťažilo asi 2 600 t rudy.

342. Výskyt Betliar. Nachádza sa asi 1 km na JZ od Betliara na sv. úpätí Tureckej. V grafitických fylitoch s polohami lydítov vystupujú malé šošovky sčasti ankeritizovaného vápenca a v nadloží dve polohy Mn rudy v smere V – Z so sklonom asi 50° na J. Hrúbka spodnej šošovky je 0,5 – 1 m a vyššej 1 – 2 m. Šošovky oddeľuje asi 10 m hrubá poloha tmavej bridlice. Rudné polohy tvoril hlavne rodonit a vápenec s prímiesou rodochrozitu, magnetitu, pyritu a i. Pri povrchu sú oxidačné rudy zo zmesi limonitu, psilomelánu a wadu. Rudu z ložiska v minulosti ťažila Rimamuránska spoločnosť. Údaje o veľkosti ťažby nie sú známe.

Uránová mineralizácia

Najdôležitejšou oblasťou je úzky pruh severogemerického permu krompašskej skupiny na severnom okraji SGR. V celom pruhu je niekoľko nerovnako významných výskytov uránovej mineralizácie. Od Z na V sú to: okolie Čiernej hory (1 152 m n. m.) na J od Stratenej, širšia oblasť Novoveskej Huty, medzi Rudňanmi a Matejovcami nad Hornádom, Petrova hora pri Kropáčoch, v okolí Košických Hámrov, Košickej Belej a pri Jahodnej.

Uránové zrudnenie rozličného významu sa vyskytuje vo všetkých súvrstviach krompašskej skupiny a najvýznamnejšie je späté s petrovohorským súvrstvom. V ňom je najrozšírenejší a najhrubší hutiansky vulkanický komplex, ktorý v rozličnej miere tvoria premenené dacity a andezity (Gregorovič, 1981), epivulkanické brekcie, ich tuf a tufity. Zrudnenie v tomto súvrství tvorí I. a II. rudonosnú polohu s uránom.

Uránové zrudnenie menšieho významu je v najspodnejšom knolskom súvrství v slivníckom a v najvyššom novoveskom súvrství vo vojtechovskom horizonte. Osobitným typom je uránové zrudnenie v tektonických zónach a výskyt U mineralizácie v paleogéne.

Uránové zrudnenie v oblasti Novoveskej Huty

Nachádza sa v okolí Novoveskej Huty a zaberá trojuholníkovú plochu, ktorej vrcholy tvorí Novoveská Huta, 3 km na J lokalita Gretla a 6 km na Z od Gretly lokalita Hanisková. Na tejto ploche sú tri ložiská s U zrudnením, a to Novoveská Huta, Muráň, Hnilčík a niekoľko menších rudných výskytov (Hanisková).

V rudnom poli Novoveská Huta nie je I. a II. rudonosná poloha s U zrudnením rozšírená rovnomerne. Prvá je na ložiskách a výskytoch Novoveská Huta II, Hnilčík, Muráň a rudný výskyt Hanisková a druhá len na ložisku Novoveská Huta. Inde má v nej sa vyskytujúca U mineralizácia len mineralogický význam. Uvedené parametre zrudnenia v oboch polohách charakterizujú U zrudnenie a sprievodnú mineralizáciu s malými odchýlkami v celom rudnom poli (Novotný a Rojkovič in Grecula et al., 1995).

42a. Stratiformné rudné polohy s U-Mo mineralizáciou (I. a II. poloha) sú vyvinuté v petrovohorskom súvrství permu, polohy sadrovca a anhydritu v novoveskom súvrství a sporadická Cu mineralizácia v sedimentoch slivníckeho a vojtechovského horizontu (Novotný a Mihál, 1982).

V hutianskom vulkanicko-sedimentárnom komplexe v jeho stropnej časti pri styku s nadložím je vyvinutá II. rudná poloha s U-Mo mineralizáciou viazanou na epivulkanické brekcie. Epivulkanické brekcie s U-Mo zrudnením v strope vulkanického komplexu majú dĺžku zrudnenia 2 km Z – V smeru so šírkou 100 – 400 m, pričom jadro zrudnenia má šírku do 200 m s hrúbkou 10 – 60 m. V západnej a strednej časti je rudné teleso v hĺbke 300 – 370 m pod povrchom (cca 200 m pod I. rudnou polohou), k východnému okraju ložiska, kde zrudnenie vyznieva, klesá až do hĺbky 750 m.

Na základe nových zistení bol urobený nový interný odhad zásob. Vrtný prieskum v centrálnom a východnom bloku ložiska poukázal na podstatný význam hlavne východného bloku na prírastok zásob. Interný odhad zásob (Gonda a Novotný, 2009) vykázal zásoby P-Z 3 v množstve cca 10 075 t U s priemerným obsahom 0,0806 % U. Podiel centrálného bloku na zásobách je 45 % a východného bloku 40 %. Východná časť ložiska má priemerný obsah U 0,1365 % a maximálny do 1 % U. Obsah uránu vo východnej časti je najvyšší na ložisku. Molybdénu pri predpokladanom obsahu 0,024 % môže byť do 3 000 t (Novotný a Bartalský, 2011, v tlači).

43a. Ložisko Muráň tvorí I. rudonosná poloha so zrudnením v šošovkovitom vývoji, ale väčšieho rozsahu ako na ložisku Hnilčik. V podloží zlomu sa zrudnenie v polohe nevyvinulo a okrem toho polohu segmentujú priečne (SSV) a smerom na V orientované poklesové zlomy. V tesnom podloží rudnej polohy je odkrytá vrstva svetlozeleného popolového tufu a tufitu s „utopenými“ explozívnyimi fragmentmi rýolitu (bomby až balvany), ktoré rovnako ako aj podložné výlevné telesá rýolitu hrubé 5 až 10 m (ktoré má pecňovitý povrch) obsahujú vtrúsené rudné minerály.

71b. Ložisko Hnilčik formuje I. rudonosná poloha so zrudnením v šošovkovitom vývoji. Je preskúmané štôľňami. Je v južnej a západnej časti synklinálnej štruktúry v hnilčíckom bloku (hnilčícka vrása), ktorý je z J ohraničený gretlovským a zo S malomuránskym zlomom. Smerom na V sa rudonosná poloha v smere sklonu vrásovej osi mierne ponára do hĺbky a zrudnenie sa rýchlo stráca. V rudonosnej polohe je známy (Adámek et al., 1965) lokálny výskyt zrudnenia. V rudnej šošovke s bohatou mineralizáciou orientovanej podľa plôch alpínskej vrásovej kliváže je okrem rozptýleného drobnozrnného uraninitu aj sieť žiliek a kolomorfných útvarov uraninitu. V šošovke je hojný aj chalkopyrit sprevádzaný galenitom, sfaleritom, boulangeritom a markazitom.

43b. Výskyt Hanisková sa nachádza 2 až 3 km na Z od ložiska Muráň v západnom pokračovaní muránskeho bloku. V rámci I. rudonosnej polohy je tam len niekoľko malých zrudnených šošovkovitých telies, ktoré majú priebeh V – Z a vertikálne uloženie.

60a. Novoveská Huta (U paleogén). Výskyt U mineralizácie v bazálnom paleogéne je praktický bezvýznamný a tvoria ho obliaky a úlomky z petrovohorského a knolského súvrstvia, pričom časť obliakov je z I. rudonosnej polohy (Novotný a Mihál, 1982).

Ostatné výskyty U mineralizácie v severogemerickom perme

Malé výskyty U mineralizácie v severogemerickom perme sú na viacerých miestach. Je to *Strážanský kopec (67a)*, *Šafárka (72a)*, *oblasť Čiernej hory a Pátrovho grúňa (1f)* na JZ od Stratenej, *Petrova hora pri Krompachoch (148b)* a územie medzi *Košickými Hámrami (583a)* a *Košickou Belou (602b)*. Vo všetkých prípadoch sa U mineralizácia viaže na pyritizované vrstvy tufitu, tufu a vulkanickosedimentárnych brekcií acidného vulkanizmu. Mineralogická a geochemická charakteristika sú v zásade rovnaké ako ložiskového poľa Novoveská Huta.

619a. Košice I. – Kurišková. Ložisko sa nachádza 7 km SZ od okraja Košíc v priestore kóty 622,1 m Kurišková. Je vyvinuté v petrovohorskom súvrství permu s väzbou na teleso metabazaltoidných andezitov a metabazaltov a sprievodných metatufov, ale aj limnických sedimentov. Telesá vystupujú vo forme stratabound a žilníkov.

Hlavné rudné teleso približne doskovitého tvaru (hrúbky 2 – 10 m sa nachádza v tesnom podloží metavulkanitov a začína v hĺbke cca 200 m so sklonom 60 – 70° na JZ. Má smernú dĺžku do 600 m a pokračuje do úklonnej hĺbky cca 800 m so sklonom 45°. Vnútrovulkanické rudné telesá sú tvorené sústavou tenkých nepravidelných rudných žiliek, ktorých laterálna prepojitelnosť nie je vždy istá. Podobné žilníkové zrudnenie sa vyskytuje i v nadložných metatufoch. V SZ časti ložiska v blízkom nadloží telesa metavulkanitov sa nedávno zistila významná mineralizácia v limnických jemnozrnných sedimentoch s výraznou lamináciou, prímiesou karbonátov a apatitu. Tento typ mineralizácie je stratigraficky najvyšší. V centrálnej časti ložiska – v telese metavulkanitov a tufov je zrudnenie usporiadané do vertikálnych pňovitých stĺpcov (kvázi typu stockwerk), ktoré sú viazané na strmé zlomovo-žilné štruktúry. Tieto horniny v tomto priestore vystupujú až na povrch a majú 5 až 15-krát vyšší obsah U ako je klark, čo v minulosti (r. 1976) indikovalo perspektívnosť tejto lokality.

Hlavnými U minerálmi v ložisku sú uraninit a coffinit, v malej miere brannerit a v hlavnej polohe sú sprevádzané molybdenitom. V žilníkovej mineralizácii prevláda coffinit nad uraninitom (Demko et al., 2007). V rudnej polohe „45“ je hojný uraninit, molybdenit v paragenéze hlavne s apatitom a v stockwerkovom zrudnení okrem U sú bohaté výskyty molybdenitu.

Datovanie veku uraninitu zo vzoriek (151 určení) zo všetkých rudných polôh poukazuje na niekoľkonásobné tektonometamorfné prepracovanie mineralizácie (ložiska) a vznik bohatých remobilizačných rúd v alpínskom orogéne.

V súčasnosti sú odhadnuté zásoby U na 14,5 tis. t s obsahom 0,19 až 0,48 % U a zásoby Mo okolo 2,4 tis. t s obsahom 0,032 – 0,08 % Mo. V porovnaní s inými, geneticky podobnými ložiskami (sveta), patrí medzi najkvalitnejšie (Novotný a Bartalský, 2011, v tlači).

Výskyty U mineralizácie v juhogemerickom perme

219a, b. Bučina. Nevýznamný výskyt je 2 km na S od Kobeliarova na Z od kóty Bučina. Miestami sa v zlepeni zistilo 15 – 20 % apatitu (Tréger, 1973) a s tým spätá rozptýlená U mineralizácia (U sludy). Podrobnejšie sa preskúmala sorpčná U mineralizácia (torbernit) v tektonickom zlome smeru V – Z viažuca sa na intenzívnu limonitizáciu v zlome (do hĺbky 30 m) prestupujúcom cez uvedené horniny.

533a. Výskyt Golát. Rovnakú litostratigrafickú pozíciu a význam má výskyt U mineralizácie na východnom svahu kóty Golát 2 km na ZJZ od Medzeva. V základnej vulkanoklastickej hmote zlepenca sa vyskytuje U sluda.

Mednaté pieskovce v perme severného okraja gemerika

Vrstvy mednatého pieskovca v severogemerickom perme sa vyskytujú medzi Novoveskou Hutou, Bindtom a Markušovskou dolinou a menšie výskyty sú aj mimo tohto územia. Zrudnenie je v dvoch litostratigrafických horizontoch permu. Spodný (slivnícky) horizont je súčasťou markušovských pieskovcov knolského súvrstvia (spodná časť permskej sekvencie) a vrchný (vojtechovský) je litostratigrafickým členom strážanských vrstiev v novoveskom súvrství (vrchná časť permskej sekvencie v zmysle členenia permu podľa Novotného a Mihála, 1987).

Spodný (slivnícky) horizont s mednatými (U) pieskovcami sa vyznačuje tým, že zrudnenie je prevažne v polohách zelenkavého pieskovca a okolitých zlepenčových partiách. Patrí sem lokalita Slivníky, Trubačovec, Markušovská dolina, Kráľovský prameň a Žompy (Žumpy).

Cu (U) zrudnenie vo vrchnom (vojtechovskom) horizonte sa viaže na jemnozrnné sedimenty a vyskytuje sa na lokalite Suchá hora (Strážanský kopec), Malý Muráň, Stratená, Medvedia hlava a Vojtechova osada. Zrudnenie tohto horizontu sa predtým stratigraficky začleňovalo do spodného triasu (Pecho a Hudáček, 1961; Drnčík a Hudáček, 1963). Hoci je zrudnenie v rozličných typoch klastických hornín (zlepenec, pieskovec, bridlica), viaže sa iba na litotypy zelenej a zelenosivej farby.

Slivnícky horizont permu s Cu zrudnením

66, 66a. Slivníky. Výskyt sa nachádza na severnom svahu kopca Slivníky na SZ od Závadky. Zrudnenie je v hnedosivom jemnozrnnom sludnatom pieskovci so zelenkavým odtieňom. Smer zrudnenej polohy je 60 – 100°, sklon 24 – 28° na S a hrúbka 0,3 m. Lokálne sa remobilizáty vyskytujú aj ako žilky s kremeňom a chalkopyritom.

65, 65a a 66b. Markušovská dolina. Sú to tri výskyty v južnom závere Markušovskej doliny, a to *Potok* s dvoma polohami (nájdenej v štólne Potok a vo vrte), ďalší, tzv. *Druhý výskyt* (asi 100 m na SZ od štólne Potok) a výskyt *Anna* na SV od šachty Anna resp. 200 m na S od ústia štólne Potok. Na výskyte Potok a na Druhom výskyte je vo forme vtrúsenín najmä chalkopyrit, tennantit a pyrit. Výskyt *Anna* má vtrúseninový a šmuhovitý charakter zrudnenia a tvorí ho tennantit a bornit. Zriedkavý je chalkopyrit. V štólne Potok sa zistila aj U mineralizácia, a to v spodnej zlepenčovej polohe. V nadložnej pieskovcovej polohe vo vrte zrudnenie tvoria takmer iba zhluky chalkopyritu do 1 cm.

67b. Žompy I (Žumpy). Výskyt sa nachádza na západnom svahu kopca Žompy v zelenkavom sludnatom pieskovci s kremenno-ankeritovými žilkami, takže miestami ide o žilnikovoimpregnačný typ zrudnenia, v ktorom je obsah Cu 0,15 %. Ďalší výskyt **67c Žompy II** na východnom svahu Strážanského kopca nie je presne lokalizovaný, ale vzorky zo sutiny mali obsah medi okolo 0,9 %.

72b. Trubačovec. Výskyt je na východnom svahu Trubačovca v oblasti Bindtu. V hlavnej a podložnej rudnej polohe je chalkopyrit, tetraedrit, bornit a tennantit, ale v nadložnej iba chalkopyrit. Lokálne sa vyskytuje aj pyrit. Zo sekundárnych minerálov je najčastejší chalkozín a covellín.

Výskyt Kráľovský prameň sa nachádza na J od Strážanského kopca a zrudnenie je známe iba z vrtu (Novotný a Mihál, 1982). Prevrtaná hrúbka rudnej polohy je do 3 m. Zrudnenie v pieskovci je z chalkopyritu, tetraedritu, pyritu a zo sekundárnych minerálov.

Vojtechovský horizont permu s Cu zrudnením

63. Strážanský kopec (Suchá hora). Výskyt je na severnom svahu Suchej hory (Strážanského kopca), kde sú dve rudonosné polohy mednatého pieskovca, a to spodná a vrchná. Spodná sa viaže na nepravidelnú polohu piesčitých až ílovitých bridlíc a hrubozrnného pieskovca s pyroklastickou prímiesou blízko ryolitového telesa. Smerný rozsah telesa je približne 200 m a sklonný cca 100 m. Hrúbka polohy na povrchu je veľmi variabilná – od 0,9 do 4,4 m (priemerná 2,8 m), ale vo vrte NH-2 iba 0,3 m. Obsah Cu kolíše od 0,4 do 3,9 %.

Priemerný obsah v oxidačnom pásme na povrchu je 2,1 %. Smer zrudnenej polohy je približne SV – JZ (50°) a sklon 20 až 40° na JV. Vrchná rudonosná poloha sa zistila vo vrte v zelenkavom sludnatom pieskovci nad bazálnym zlepencom. Nepravá hrúbka polohy je 2,6 m a obsah Cu 0,23 %. Výskyt na Strážanskom kopci sa vyznačuje tým, že sa zrudnenie neviaže len na jeden, ale na viac litologických typov pieskovca a bridlice.

Pre mednatý pieskovec je charakteristická minerálna asociácia s prevládajúcim tennantitom a hojný je aj chalkopyrit a bornit (v niektorých litotypochoch jeden z nich chýba), kobaltín a pyrit. Lokálne sa vyskytujú aj minerály uránu. Zo sekundárnych minerálov je zastúpený chalkozín, covellín, malachit, azurit a limonit.

43c. Malý Muráň. Zrudnenie je na tektonickom styku polôh piesčitých bridlíc a pieskovca s rylitom. Smer je približne V – Z a sklon 40 – 90° na J. Zrudnenie je známe len z povrchových prác v úseku dlhom 20 – 50 m a smerom na V vyklinuje. Najintenzívnejšie je zrudnený kontakt s telesom rylitu (0,43 – 2,16 % Cu), pričom intenzita zrudnenia so vzdialenosťou od kontaktu rýchlo klesá a vo vzdialenosti 0,5 – 1,5 m je obsah Cu iba 0,1 %. Z rudných minerálov je najčastejší chalkopyrit a tetraedrit, menej je tennantitu a sekundárnych minerálov.

Hydrotermálnometasomatické ložiská

Ložiská metasomatického sideritu a ankeritu

V staršom paleozoiku sa karbonáty vyskytujú vo vrchnej časti súvrstvia čiernych fylitov (betliarske súvrstvie), a to v holeckých vrstvách, ktoré obsahujú čierne metapelity s lydítovým a vrchnejším karbonátovým horizontom s nepatrnou prímесou hornín bázického vulkanizmu. Karbonáty sú najmä v pásme Hanková – Volovec – Holec, ale aj na mnohých iných miestach. Ich podiel na celkovom horninovom obsahu staršieho paleozoika gemerika je veľmi malý (cca 0,2 %). Sú vo forme šošoviek dlhých niekoľko až prvé stovky m a hrubé od cm do 60 m. Prevažnú časť karbonátových výskytov reprezentujú telesá ankeritu, prúžkovaného kryštálického mramoru a dolomitu. Iba časť z nich sú siderity, ktoré sa ťažili v západnej časti gemerika (Gampel, Ignác) a niektoré sa ťažia aj v súčasnosti (Nižná Slaná, Kobeliarovo).

V súvrstviach karbónu karbonáty miestami tvoria významný podiel z celkovej horninovej sekvencie. Prevažná časť je metasomaticky zmenená na magnezit, najmä v lubeníckom súvrství ochtinskej skupiny a v bankovskom súvrství črmeľskej skupiny. V karbóne pri Dobšinej v nadloží zlepencových a pieskovcových polôh sa karbonáty zmenili na siderit a ankerit. V minulosti tu bola intenzívna ťažba. Menej významné telesá Fe karbonátov sa v súvrstviach karbónu našli aj na iných miestach, napr. v oblasti Rudnianskeho.

Metasomatické Fe rudy v staršom paleozoiku v území Nižná Slaná – Kobeliarovo – Hanková

Ložiskové územie Nižná Slaná – Kobeliarovo. Rozprestiera sa na Z od údolia Slanej medzi Gočovom a Nižnou Slanou a tvorí trojuholník so západným vrcholom na kóte Ježovec (677 m n. m.) na Z od Kobeliarova. Na 12 km² sú všetky významnejšie ložiskové telesá metasomatického sideritu viažuce sa na karbonáty staršieho paleozoika. Potenciál sideritových rúd je 63 miliónov t. Zásoba ankeritu sa nezistovala. Žilné ložiská v tomto území sú bezvýznamné.

Ložiskové územie patrí do ankeritového pásma Hanková – Volovec – Holec, a to do betliarskeho súvrstvia staršieho paleozoika (súvrstvie čiernych fylitov). Základnou tektonickou štruktúrou rudného poľa je asymetrická antiklinála s redukovaným severným krídlom. Jej jadrom je súvrstvie čiernych fylitov s karbonátmi, kým porfyroidy sú v okrajových častiach antiklinály ako nadložné a podložné porfyroidy. Vlastné produktívne súvrstvie – holecké vrstvy – s telesami metasomaticky zmenených karbonátov tvoria sivé a čierne fylity s polohami lydítov. Podstatnou časťou vrstiev sú karbonáty, ako je kryštálický vápenec, dolomit, ankerit až siderit, ktoré sú sčasti biogénneho, sčasti chemogénneho pôvodu a obsahujú vločky klastických a vulkanických hornín. Tzv. produktívne súvrstvie má ostrejšie rozhranie s podložnými ako s nadložnými porfyroidmi, lebo v podloží nadložných porfyroidov sú ešte zelenkavé fylity.

227. Ložisko Nižná Slaná-Mano. Na južnom úbočí vrchu Rimberk medzi porfyroidmi vychádza na povrch súvrstvie čiernych fylitov s karbonátovými telesami ložiska Mano (*Mano s. s.* v západnej časti a *Gabriela* vo východnej časti). Ložisko Mano je v pásme sedimentárnych hornín medzi vulkanitmi a na povrchu má oblúkovitý priebeh. Hrúbka produktívneho súvrstvia je až 450 m a obsahuje aj karbonátový a lydítový horizont s karbonátmi metasomaticky zmenenými na ankerit a siderit a tie tvoria ložisko Mano.

Sled horninových komplexov (bez litostratigrafického hodnotenia) je odspodu takýto:

1. Podložný porfyroid s menšími polohami tuftického fylitu. Tvorí podložie produktívneho súvrstvia.
2. Podložné čierne a sivé fylity s menšími polohami tufogénneho fylitu. Súvrstvie je bezprostredným podložením karbonátových telies a styk s podložným porfyroidom je tektonický.

3. Ložiskový komplex vyvíjajúci sa pozvoľným prechodom. Tvoria ho polohy metasomatického sideritu a ankeritu, ako aj rozličné textúrne variety mramoru s bituminóznou prímесou, sericitom, kremeňom a s menšími vložkami sivého až čierneho fylitu s lyditom, ktorý má niekedy aj tufogénnu prímес. Na veľkej časti ložiskového územia je nad sebou niekoľko telies karbonátov.

4. Komplex nadložných klastík s nadložnou polohou čiernych fylitov s početnými polohami metalyditu a s vrstvičkami tufitického sericitického fylitu. Z ložiskového komplexu sa vyvíja postupne. V nadložnej časti komplexu je druhá „nadložná“ poloha karbonátov hrubá najviac 20 m a je aj menej rozšírená. Spreádzajú ju tmavé čierne fylity s lyditmi (kde sa vyskytujú aj polohy masívnych arzenopyritov). Na južnom svahu Rimberku boli predmetom kutania a ťažby v gossane. Sideritové zrudnenie v nadložnej polohe má iba minimálny rozsah.

5. Nadložné porfyroidy vyvinuté z predchádzajúceho komplexu pozvoľným prechodom. Báza komplexu vo vzťahu k členom predchádzajúceho komplexu nie je všade v rovnakej výške a medzi obidvoma je zdanlivá diskordancia.

Hlavnú masu ložiska tvorí metasomatický ankerit a siderit. Tieto dva minerály sú nositeľmi podstatnej časti železa, kým ostatné minerály sú z ložiskového hľadiska bezvýznamné a iba dokresľujú celkový obraz a charakterizujú typ ložiska.

Z ložiska sa identifikovali nasledujúce minerály: siderit I – IV, ankerit I – IV, kremeň I – V, sericit I – III, pyrit I – V, arzenopyrit, gersdorffit I – II, chalkopyrit I – II, ullmannit I – II, dolomit I – II, pyrotín, pentlandit, siegenit(?), millerit, violarit, markazit, magnetit, sfalerit, tetradrit, bournonit, jamesonit, boulangierit, kalcit, rutil, zirkón, grafit, turmalín, hematit, kaolinit ako hypogénny minerál a goethit, malachit, azurit, melantherit, evansit, barit, skorodit(?) ako hypergénne minerály. V okolí porúch sa vyskytli impregnácie rumelky, ale aj rýdza ortuť.

Siderit nižnoslanského ložiska tvorí dva typy a to 1. základný (tzv. metasomatický siderit) a 2. žilný (Turan a Turanová, 1993). Hlavnou masou ložiska je základný typ. Je tmavosivý, jemnozrný, niekedy až afanitický. Nižnoslanský siderit je vysokoželeznatý a má aj zvýšený obsah MnO.

212 a 217. Ložisko Kobeliarovo. Akumulácia metasomatického sideritu ložiska pri Kobeliarove je v severnom ramene antiklinály v betliarskom súvrství. Rudné telesá sú typickým príkladom slepeho ložiska. Nad ložiskom je prikrýté aj produktívne súvrstvie čiernych bridlíc s karbonátmi polohou nadložných porfyroidov.

V ložisku sa zistili dve produktívne polohy karbonátov s bilančným metasomatickým zrudnením. Sklon polôh súvrstvia v priestore ložiska, ako aj ložiskových telies je v priemere 30° na SV. Menšiu, podložnú ložiskovú polohu reprezentujú tri nepravidelné telesá metasomatického sideritu, ktorých hrúbka neprekračuje 10 m.

Podľa Jeleňa (in Ščuka et al., 1983) je sukcesia mineralizácie nasledujúca: I. kalcitová etapa s 1. sedimentárno-diagenetickou a 2. metasomatickorekryštalizačnou periódou. II. sideritová etapa s 1. sideritovou a 2. baritovou periódou a III. kremeno-sulfidická etapa s 1. kremennou a 2. kremeno-sulfidickou periódou, ktorá sa člení na staršiu, mladšiu, a 3. rumelkovou periódou. V ložisku sa nespovorovali javy vertikálnej zonality a na rozdiel od metasomatického vzniku sideritu sa vznik sulfidov a sulfosolí viaže prevažne na žilné tvary.

220. Ložisko Ignác tvorí ankeritovo-sideritové teleso v sivých sericitických a čiernych fylitoch. Má vajcovitý tvar a jeho horizontálny rez je skoro kruhovitý. Má smernú dĺžku 100 m, sklonnú hĺbku 80 m a sklon 80° na SV. Hrúbka šošovky dosahuje až 100 m. Minerálna asociácia je podobná ako v ložisku Nižná Slaná-Mano. Siderit prevláda nad ankeritom, zriedkavý je kremeň a ojedinelý pyrit, chalkopyrit a tetradrit.

221. Gampel je šošovkovité teleso metasomatického sideritu s identickou tektonickou pozíciou ako ložisko Ignác a tektonicky sa končí v hĺbke 50 m pod povrchom. Výplňou šošovky je jemný celistvý ankerit a nepravidelné polohy metasomatického sideritu, ktoré sú blízko povrchu zvetrané na limonit. Šošovka obsahuje aj kremeň, chalkopyrit a tetradrit, zriedka barit a spekularit. Smerná dĺžka šošovky je 80, sklonná hĺbka 40 m, sklon telesa 80° na S a hrúbka až 50 m.

210. Hanková – Brdárka. Ide o viac šošovkovitých telies ankeritu uložených nad sebou, ktoré sa menia laterálne aj v hrúbke. Smerná dĺžka pásma je 2 500 m, udávaná hĺbka až 1 300 m, sklon 30 – 40° na S a hrúbka 45 – 90 m. Mineralizáciu tvorí ankerit, zriedka pyrit, chalkopyrit, tetradrit, kremeň a kalcit.

211. Výskyt Štôlna 9. mája. Je to malé teleso metasomatického sideritu (20 x 10 m, hrúbka 4 m) vysokej čistoty (Fe 36 %, SiO₂ 0,97 %) v silne porušených sericiticko-grafitických fylitoch v nadloží ankeritových šošoviek starého banského poľa Álmoš.

213. Baňa Jarok (syn. Árokbánya). Táto ankeritová šošovka s polohami sideritu vychádzala na povrch v dĺžke 200 m. Smerom na JV zrudnenie pravdepodobne súvisí s ložiskom metasomatického sideritu v Kobeliarove. Šošovka bola v minulosti vyťažená.

215. Amália I – II. Ide o ankeritové šošovky dlhé 100 a 120 m (hĺbka nie je známa) so sklonom 70° na SV. Obsah Fe kolísal od 11 do 14,6 % a Mn od 0,56 do 0,71 %.

212. Výskyt Kobeliarovo-ankerit. Je to skryté hĺbkové pokračovanie opísaných ankeritových telies Baňa

Jarok, **214** Vybraná Michaeli, Amália a ložiska Kobeliarovo-Fe. Hrúbka produktívneho súvrstvia dosahuje 500 až 800 m a priemerná súhrnná hrúbka karbonátov je 150 a maximálna 270 m. Dĺžka pásma je 800 m, predpokladaná hĺbka 800 až 2 400 m a sklon 50 až 70° na S. Ankerity vytvárajú nepravidelné pne, kryhy a polohy striedajúce sa s kryštalickým vápencom, dolomitom a s polohami metasomatického sideritu. Produktívna poloha je východným pokračovaním ankeritového pásma Hanková – Brdárka a prebieha spod Ježovca (kóta 677 m n. m.) smerom na JV.

219. Gočovo. Hĺbkové pokračovanie ankeritov v severnej časti pásma Hanková – Holec je zároveň pokračovaním ankeritového pásma z oblasti Kobeliarova. Produktívne súvrstvie v tejto oblasti je pri povrchu v zvislej až mierne prevrátenej polohe, kým smerom do hĺbky sa sklon znižuje na S a podľa vrstev GVL-1 až 5 sa v oblasti Vlachova interpretuje jeho subhorizontálne uloženie. Ankeritové a v hĺbke až magnezitové telesá (obsah MgO do 47 %) sú v súvrství čiernych fylitov s lyditi a podradnejšie s polohami porfyroidu.

230. Gočovo-východ. V úseku ankeritového pásma medzi dolinou Slanej a Súľovského potoka je viac východov karbonátových telies (Zoltán, Attila, Koloman, Viktor a **231** Leontína), ktoré sa v minulosti ťažili. Šošovky dosahovali smernú dĺžku 100 až 200 m so sklonnou dĺžkou a hrúbkou prvé desiatky m.

232. Bonaventúra a Peter. Výskyty sú 3,5 km na S od Gemerskej Polomy v doline tiahnucej sa na SV od vrchu Lúčice a pokračujú východným smerom k štátnej ceste Gemerská Poloma – Hnilec, kde sa ankerit ťažil v lome (banské pole Peter). Niektoré výskyty sú veľmi zvetrané a na povrchu indikované Fe-Mn zvetraninami (**233** Mangán-pole).

233b. Balochova hoľa. Sú to šošovky hrubozrnného ankeritu na západnom svahu Balochovej hole asi 500 m na Z od kóty. V okolitom prostredí sú aj čierne fylity, chloritické fylity a mylonitizované porfyroidy s povlakom azuritu a malachitu a so zriedkavým chalkopyritom.

Ďalšie výskyty ankeritu, mramoru a dolomitu sú v oblasti Tichovodskej doliny, Bystrého potoka a na S od Smolníckej Huty v oblasti vrchu **Holec 470** a **470a Holec-Mláky**. V minulosti karbonáty týchto lokalít využívalo domáce obyvateľstvo na stavebné účely.

Metasomatické Fe rudy v karbóne v území Dobšiná – Mlynky

Metasomatické Fe rudy typu Georgi pri Dobšinej. Pre všetky výskyty Fe rúd tohto typu je charakteristické, že sledujú okraje veľkého rulovo-amfibolitového telesa. Náznaky zrudnenia tohto typu sú aj pri priehradnom múre nádrže Dedinky a pri samote Lániho huta.

18 a 19. Ložisko Georgi (Michal – Tešnáry, Anna – Bonaventúra – Georgi). Rudný ťah Georgi (Rozložník, 1958) je litologicky aj tektonicky výraznou zónou smeru V – Z, má smernú dĺžku vyše 1 km, ktorá je sledovateľná od údolia Tešnáry až po azbestový lom a Flos. Podľa profilu Dedičnej štôlne podložie ložiska tvoria horniny rakoveckej skupiny – sericiticko-chloritické fylity, diabázový tuf a tufit.

Ložiskové pásmo hrubé až 100 m je z hydrotermálne zmenených hornín veľmi pestrého zloženia. V prevahe je kremenno-sericiticko-karbonátová (siderit, menej ankeritu a pyritu) bridlica pripomínajúca uralský berezit a ďalej šošovkovité telesá už dávnejšie (Rozložník, 1935) známych anchimonominerálnych hornín – kvarcitu s fuchsitom, klinochlóru, sericitu, chloritu, talku, amfibolového azbestu a pod. Rudné telesá šošovkovitého tvaru tvorí svetlý jemnozrnný siderit, v menšej miere ankerit s obsahom kremeňa s fuchsitom, sericit, chlorit rozličného druhu, talk, serpentín, turmalín, rutil a pyrit (Rozložník, 1958). Telesá jemnozrnného sideritu sú prestúpené mladšími žilami hrubozrnného sideritu, ankeritu a kremeňa, miestami aj Co-Ni minerálov. Rudné telesá nie sú voči susedným horninám ostro ohraničené.

V rudnom ťahu Georgi sú sideritové telesá veľké až 100 x 50 x 50 m, ale podľa údajov z ťažby je siderit (24 – 30 % Fe) najmä pre vysoký obsah kremeňa (25 až 35 %) horšej kvality. V rude tohto typu je vysoký aj obsah Al₂O₃ a MgO a viaže sa hlavne na sericit a chlority, ktoré sú zvyčajne dobre pozorovateľné aj makroskopicky. Likvidačný výpočet z roku 1967 udáva zanechanú zásobu v úseku Dedičnej štôlne v množstve 823 kt, ale prognózu zásobu v celom rudnom ťahu možno pokladať za veľkú (Rozložník, 1965).

Ložiská Fe metasomatitov typu Včelinec a Zuzana. Karbón dobšinského vývoja je známy nielen paleontologicky najlepšie doloženým profilom, ale aj početnými, zväčša úplne vyťaženými telesami sideritu. Ich geologická pozícia je daná „priaznivou“ polohou karbonátov vrchného karbónu nad bazálnym súvrstvom. Z hľadiska tektonickej pozície predstavujú dve skupiny: 1. telesá nachádzajúce sa na SV a S od Dobšinej v horninách karbónu ležiace subhorizontálne a relatívne pokojne na rulovo-amfibolitovom podklade (typ Včelinec) a 2. telesá v hlboko zakorenenom karbóne pozdĺž mlynskej línie (typ Zuzana).

12 – 12c Kruhová, 13 Starý vrch, 13a Včelinec, 13b Baniská, 15 Coburg, 16 Podroven, 17 Skalisko, 19 Anna a 20 Rudolf. Skupina metasomatických ložísk sideritu typu Včelinec je početnejšia. Patria do nej telesá nachádzajúce sa v bývalých banských poliach na južnom svahu Kruhová – Včelinec (Biengarten), Baniská (Massörter), Starý vrch (Altenberg), Kruhová – dobývané v minulosti prevažne povrchovo, ďalej polia v poklesnutej kryhe karbónu pod Včelincem, a to Coburg, Anna, Skalisko, ktoré boli otvorené Dedičnou štôľňou

a ťažili sa podzemne. Do poslednej skupiny patrí aj bývalé pole Rudolf, ktoré leží excentricky na južnom svahu Breziniek, a pole Päť bukov (Fünfbüche) vo Veľkej Vlčej doline.

Priaznivý karbonátový horizont vrchného korbónu nie je všade zrudnený. Sideritové a ankeritové telesá majú veľmi nepravidelný tvar. Fe karbonáty prakticky všade zatláčajú karbonátový tmel bazálneho zlepenca, na mnohých miestach sú metasomované aj lavice nadložného dolomitu a takto postihnutým horizontom je aj „hrdzavý pieskovec“. Inde možno pozorovať, že siderit a ankerit zatláčajú len stonky krinoíd vo vápenci alebo iné fosílie (výberová metasomatóza). Základnou rudou je tmavohnedý až čierny jemnozrnný siderit veľmi vysokej kvality (33 – 39 % Fe), ktorý sa na východoch zmenil na limonit, ale ten už roku 1910 predstavoval iba 10 % celkovej produkcie železnej rudy pri Dobšinej. Podľa Halahybovej-Andrusovovej (1958) sa na tvorbe sideritovo-ankeritových ložísk hydrotermálno-metasomatického pôvodu zúčastnili tri prínosové periódy: 1. predmetasomatická pyritová (pyrit – markazit – kremeň), viažuca sa na diagenetické procesy v pôvodnom vápenci, 2. metasomatická sideritová (siderit I a ankerit I) – hlavná výplň rudných telies a 3. sulfidická hydrotermálna, viažuca sa na pukliny a zlomy intermineralizačnej tektoniky s rozličnými minerálmi (kremeň II, siderit II, ankerit II, arzenidy a sulfoarzenidy Co-Ni, arzenopyrit, sulfidy Cu a sekundárne minerály). Ložiská typu Včelinec (Biengarten) možno z ekonomickej stránky pokladať za vyčerpané a perspektívna zásoba je podľa všetkého minimálna.

35. Ložisko Zuzana pri Mlynkoch vystupuje v relikte pôvodnej synklinály korbónu zovretej dvoma veľkými prešmykmi, ktoré ho ohraničujú voči tektonickému nadložiu (sykavský bazaltový komplex) a podložiu (perm). Metasomatické telesá sideritu až ankeritu sú na južnom, strmšom okraji pruhu, kde prevláda pieskovec. V stratigrafickom nadloží karbonátov sú časté čierne metapelity a sludnatý pieskovec a vyššie diabázy. Podľa reliktovej pôvodným karbonátom poväčšine dolomitický vápenec a menej čistý fosilonosný vápenec. Hlavné teleso Zuzana má nepravidelný, hruškovitý tvar s niekoľkými strmými vetvami karbonátov, ktoré vychádzajú na povrch v poli Klement. Tvarovo zložitá teleso sideritu až ankeritu bolo najväčšie v reze hlavného obzoru (200 x 50 x 100 m). Sideritová ruda ložiska Zuzana mala vynikajúcu kvalitu (34 – 36 % Fe, 2 % Mn, 1 – 2 % SiO₂ a 4 – 6 % MgO) a ankeritová takéto priemerné zloženie: 12 % Fe, 12 % Mn, 1,2 % SiO₂, 25 % CaO a 7 % MgO (Antaš a Hudáček, 1964). Ložisko Zuzana sa pôvodne ťažilo pri povrchu a neskôr v hĺbke. Začiatkom 50. rokov 20. stor. sa tu vykonal ťažobný prieskum a odkryl spodné, najmohutnejšie časti ložiska. Prieskum v rokoch 1954 až 1964 mal overiť možnosť predĺžiť životnosť ložiska, ale nebol úspešný, a preto bolo ložisko pre vyčerpanie zásoby roku 1966 opustené.

34. Lipold. Šošovka sideritu na pravom svahu Veľkej Havranej doliny leží v pokračovaní ložiska Zuzana smerom na Z. Je o ňom málo údajov. Podľa všetkého má rovnakú geologickú pozíciu ako Zuzana, ale je menšie.

3. Kolková stodola. Výskyt leží pri mlynskej línii asi 1 km SV od Lániho huty, kde vystupujú karbonáty spolu s nadložnou čiernou piesčitou bridlicou a pieskovcom. Šošovka karbonátov smeru SV – JZ so sklonom na JV má smernú dĺžku asi 100 – 125 m. Pri povrchu je siderit limonitizovaný a ankerit sa zmenil na oker.

Ložiská magnezitu a talku

Ložiská magnezitu sa vyskytujú v *súvrstviach korbónu*, v tzv. magnezitovom korbóne, a iba malá časť výskytov je v staršom paleozoiku. Korbónsky magnezit sa v zmysle litostratigrafického členenia mladšieho paleozoika gemerika (Bajaník et al., 1983) vyskytuje v dobšinskej skupine, a to vo vrchnej časti ochtinského súvrstvia v prostredí čiernych bridlíc s vložkami metabazaltov a ich pyroklastík. V spodných častiach súvrstvia je drobnoobliakový zlepenec a polymiktný pieskovec. Horniny sú metamorfované prevažne vo fácii zelených bridlíc.

V *staršom paleozoiku* sa karbonáty, a teda aj magnezit vyskytujú vo vrchnej časti betliarskeho súvrstvia (súvrstvie čiernych fylitov), a to v holeckých vrstvách. Iba miestami sa karbonáty zmenili na magnezit. Väčšinou je to siderit a ankerit aj s lokálnou prítomnosťou magnezitu. V hlbších úrovniach staršieho paleozoika vrty zastihli aj magnezit alebo magnezit s talkom (Mníšek nad Hnilcom, Vlachovo, Dlhá dolina, Gemerská Poloma, Henclová a i.). Niektoré výskyt magnezitu mimo regiónu (Veľká Štef, Martin Šebök) majú problematické zaradenie. Považujú sa buď za korbónske, alebo staropaleozoické, vyvinuté v rakoveckom komplexe (Abonyi, 1971). Podľa najnovších výskumov ich zaraďujeme medzi korbónske magnezity.

Magnezit v *perme* a *triase* sa viaže na obzory evaporitov, hlavne na anhydrit s prímiesou sadrovca a solí bez výraznej ložiskovej akumulácie. Malé výskyt amorfného magnezitu sa našli pri Hodkovciach (na južnom okraji regiónu) v kôre zvetrávania ultrabázického telesa (Zlocha, 1973).

Hlavnou minerálnou zložkou magnezitových telies je svetlý hrubozrnný magnezit. Strednozrnný a jemnozrnný magnezit je menej častý a je sivý, žltosivý až hnedastý. Z ďalších minerálov je zastúpený dolomit, talk, kremeň, kalcit, chlorit, pyrit, ankerit, rutil, apatit, sericit, chalkopyrit, tetradrit a muskovit (Trdlička, 1959, 1959a, a i.).

Magnezitové ložiská v karbónskych súvrstviach

Ložiská magnezitu v karbone sa vyskytujú v západnej časti gemerika medzi Podrečanmi a Ochtinou (charakterizujeme iba tie, ktoré sa nachádzajú v regióne predkladanej mapy), ale východnejšie odtiaľ až po Košice chýbajú (karbonáty vrchného karbónu sa zmenili na siderit, napr. Dobšiná, Mlynky). Najvýchodnejšie je ložisko Košice.

Na základe mineralogického výskumu Trdlička (ibid.) a Vargu (1965) možno sukcesiu minerálnej výplne magnezitových ložísk rekonštruovať.

Sukcesiu minerálnej výplne magnezitových ložísk možno rozdeliť na tri vývojové etapy a na štádiá.

V prvej etape vznikli pôvodné karbonáty (organogénne biohermné karbonáty s nepatrnou detritickou prímiesou: kremeň I, sericit, chlorit, pyrit I, chalkopyrit, rutil, zirkón) a potom diagenetický dolomit (jemnozrnný), hlavne v peribiohermných faciách v karbonátovom detrite (dolomit I). Do tejto etapy patrí aj vznik idiomorfných zŕn magnezitu I v diagenetickom dolomite.

V druhej etape bol prínos Mg do pôvodného karbonátu a jeho metasomatická premena (vznik metasomatického magnezitu II a dolomitu II, akcesorického podielu talku I a klinochlóru). Dutiny vzniknuté objemovou kontrakciou pri metasomatóze vyplnil magnezit III a dolomit III (žilný a tzv. konské zuby).

V tretej etape vznikli epigenetické a hypergénne minerály v žilách, geódach a intergranulárach. Magnezit je na kontakte vždy s dolomitom, nie s vápencom: 1. vápenec – dolomit – magnezit, 2. dolomit – magnezit.

259. Ložisko Ochtiná. Leží pri západnom okraji Ochtinej 4 km na SZ od Štítnika. Na rozdiel od ostatných ložiskových telies je v pruhu Podrečany – Ochtiná uložené na sericiticko-grafitických fylitoch takmer subhorizontálne. Ložiskové teleso má smer SZ – JV, dĺžku cca 1 000 a šírku 400 m. Jeho maximálna pravá hrúbka je 160 m. V centrálnej časti sa pod hlavným telesom zistilo ďalšie, dlhé 230 a hrubé 55 m. Karbonátové telesá v ložisku majú hrúbku niekoľko desiatok metrov a laterálne sa zastupujú alebo striedajú s polohami dolomitu. Úžitkovým minerálom ložiska je magnezit, ktorý má priemerný obsah MgO 40,50 %. Obsah škodlivých prímies je: SiO₂ 2,85 %, Fe₂O₃ 3,95 %. Podľa CS modulu je technologicky kremičitého typu. Ložisko patrí medzi okrajové s väčším prínosom detritického materiálu. Svedčí o tom vyšší obsah SiO₂, Al₂O₃, vyššia korelačná spätosť týchto komponentov s MgO a celkový vývoj telesa. Ložisko sa ťažilo do konca roka 1963 a občas aj v rokoch 1971 a 1972.

636. Ložisko Košice. Je to najvýchodnejšie zistené ložisko magnezitu v súvrstviach vrchného karbónu. Je na sz. okraji Košíc. Objavilo sa okolo roku 1900. Ťažba povrchovým lomom sa začala roku 1908 v časti Bankov a od roku 1929 sa prešlo aj na banské dobývanie, ktoré trvalo takmer do konca 20. stor., keď sa ťažba výrazne utlmila. Po druhej svetovej vojne sa vykonal intenzívny prieskum a jedno z najväčších ložísk vo východnej časti SGR sa ťažilo (Ťapák, 1959, 1967; Korpel et al., 1963; Barkáč et al., 1980, a i.). Hodnotenie ložiska sa opiera o množstvo údajov, ktoré sú v správach o rozličných etapách prieskumu (pozri Slávik et al., 1967; Grecula et al., 1995). Posledné výpočty a prepočty zásoby sú z roku 1995 a neskôr, ktoré zásobu preradili do kategórie Z-1 až Z-3 a prognózne zdroje vylúčili.

Ložisko je súčasťou bankovského súvrstvia. Jeho bezprostredným podložíom a nadložíom sú sericiticko-grafitické fylity s nerovnakým zastúpením psamitickéj a zriedka aj psefitickéj zložky s kolísavým obsahom karbonátovej prímesi a miestami s polohami tmavého dolomitického vápenca až dolomitu s pozvoľným prechodom do pelitických sedimentov. Vyššie nadložie telies tvoria čierne a zelené fylity a mohutná poloha „zelenokameňov“ (redeponovaných diabázov). Horniny vrchného karbónu na J od ložiska pokrýva hrubá vrstva klastických a vulkanoklastických hornín neogénu.

Ložisko sa rozdeľuje na ložiskové teleso *Bankov*, *Banisko* a *Medvedia* s tzv. Malou šošovkou a so samostatnou šošovkou Rozália.

Teleso Bankov-Banisko má smernú dĺžku na povrchu 980 m, v podzemí 1 600 až 1 800 m a po sklone je overené v dĺžke až 1 400 m. Ložiskové teleso Medvedia má smernú dĺžku na povrchu 600, v podzemí 1 000 m a po sklone je overené v dĺžke až 1 200 m. Hrúbka telies dosahuje až 280 m (Horský et al., 1991; Kobulský et al., 1991a, b).

Magnezit je v celom ložisku bez zistenej zákonitosti rozmiestnenia. Minerálnu výplň tvorí hrubozrnný až jemnozrnný metasomatický magnezit a diagenetický dolomit, ktorý vytvára agregáty s magnezitom. V podložných častiach a na okraji magnezitových polôh a telies je častejšie dolomit, dolomitický vápenec a vápenec. Magnezit na ložisku je podľa CS modulu dvojaký. V telese Medvedia prevláda kremičitý typ a v telese Bankov-Banisko je vápenatý typ magnezitu (Barkáč et al., 1980).

621. Kavečany-Hrúbok. Výskyt magnezitu je pri Kavečanoch v prostredí chloriticko-sericitických fylitov (bridlic), ktoré sú v nadloží so sivými a sericitickými a čiernymi vápnitými fylitmi až bridlicami a v podloží s polohami „zelenokameňov“. Karbonátové teleso má smernú dĺžku 400, hrúbku 17 m a po sklone dĺžku cca 100 m. Výplňou telesa – šošovky – je magnezit so žilkami talku a kremeňa a s akcesorickým sericitom, limonitom a pyritom.

Magnezit a talk v súvrstviach staršieho paleozoika

Výskyt magnezitu sa zistil v oblasti Podsúlovej v závere Dlhej doliny asi 7 km na S od Gemerskej Polomy. Dĺžka telesa bola 275 m, smer na VSV a sklon 45° na J. Magnezit je hrubozrnný, sivý až bielosivý, čiastočne steatizovaný a jeho kvalita je 35,6 – 40,6 % MgO, 3 – 9 % SiO₂, 4 – 5 % Fe₂O₃ a 0,3 – 0,4 % CaO (Malachovský et al., 1992). Neskôr sa na základe pozitívnych údajov pokračovalo v prieskumných prácach a výsledkom bolo objavenie ložiska talku.

287a. Ložisko Gemerská Poloma. Na okrajoch magnezitových telies sa vyskytuje talk. Skrytá šošovka steatizovaných karbonátov je uložená cca 215 – 760 m pod povrchom. Nepravá hrúbka telesa overená vrtmi sa pohybuje v rozmedzí 0,1 až 407,5 m. Približne 1 200 m na V od posledného vrtu vo východnej časti ložiskového územia v minulosti realizovaný vrt tiež overil polohy steatizovaných karbonátov. Ložisková poloha je asi 3 000 m dlhá a má tvar pretiahnutej, pomerne pravidelnej šošovky, ktorú tektonické poruchy rozdeľujú na menšie bloky. Karbonátová šošovka je v tektonickej pozícii s granitovým telesom. Násunová plocha má veľmi plytký sklon (max. do 20°). Smer šošovky je V – Z resp. VJV – ZSZ. Karbonátové teleso ložiska tvorí v prevažnej miere bielosivý až sivočierny stredozrnný až hrubozrnný magnezit, ktorým nepravidelne prenikajú tenké žilky bieleho hrubozrnného dolomitu. Ďalej sú tam žily čistého vodovobieleho kremeňa, často s polohami hrubozrnného až gigantozrnného dolomitu. Distribúcia týchto polôh je veľmi nepravidelná, ale v spodných častiach šošovky naznačuje koniec karbonátového telesa.

Talková mineralizácia je spätá s telesom magnezitu, z ktorého talk pod vplyvom hydrotermálnej metasomatózy vzniká. Talk vystupuje v dvoch základných formách: a) intergranulárny – drobné hniezda, zhľuky a žilky v intergranulároch magnezitových zŕn, b) žilný – žily resp. šošovky decimetrových až metrových rozmerov.

Najväčšie súvislé polohy talku majú ojedinele hrúbku 4 – 8 m, najčastejšie 0,4 – 2,0 m. Talk má celistvú masívnu textúru, je bledozelený, sivý, redšie sivočierny. Čierny odtieň vo forme nepravidelných prúžkov je dôsledok jemnej organickej prímеси, ktorá belosť talku znižuje. Nežiaducou prímесou je predovšetkým pyrit s veľkosťou zrníčok do 5 mm. Pyrit sa vyskytuje hlavne na stykových častiach talku s magnezitom, ale je aj v samotnom talku a magnezite (Kilík, 1994).

Rozsah ložiska a kvalita suroviny naznačujú, že sa našlo ložisko mimoriadneho významu, pravdepodobne jedno z najväčších ložísk talku v Európe.

287b. Henclová-Surovec. Vrtom V-HO-2 sa v prostredí zelených fylitov zistili dve polohy magnezitu s rozličným stupňom steatizácie. Vrchná poloha v hĺbke 552 m je hrubá 65 m. Talk v nej tvorí žilky hrubé 5 cm. Spodná poloha v hĺbke 761 – 780 m je výraznejšie steatizovaná a je v nej osem polôh talku hrubých od 0,1 – 4,5 m (Malachovský et al., 1992). Magnezit z vrchnej polohy nie je z technologického hľadiska zaujímavý a obsahuje (priemerné hodnoty) MgO 40,76 %, SiO₂ 4,5 %, Fe₂O₃ 5,68 %, FeO 5,14 %, CaO 1,26 %, MnO 0,25 %. Talková poloha vo vrchnej polohe magnezitu (najnižšia poloha hrubá 0,8 m) obsahuje SiO₂ 56,8 %, Al₂O₃ 0,8 %, Fe₂O₃ 1,58 %, FeO 1,2 %, CaO 2,43 %, MgO 29,1 % (akosť C). V spodnej polohe magnezitu talk vyhovuje na výrobu čistého talku a obsahuje (priemer) SiO₂ 46,84 %, Al₂O₃ 0,37 %, Fe₂O₃ 2,21 %, FeO 1,33 %, CaO 4,22 %, MgO 29,73 %, CaO karb. 4,28 %, MgO karb. 8,8 %. Minerálne zloženie je: 91 – 92 % talk, 2 – 2,5 % dolomit, 1,5 – 2 % kremeň, 1,5 – 2,0 % magnezit, 1 – 2 % chlorit, 0 – 0,5 % hematit.

219d. Vlachovo I. Výskyt sa zistil vrtom GVL-1 v hĺbke 689 – 755 m (Snopko, 1963) asi 900 m na V od Vlachova. V karbonátovej polohe prevláda dolomit nad magnezitom. Magnezit sa koncentruje do štyroch polôh. Kalcit je v mladších žilkách spolu s kremeňom. Ďalej je zastúpený talk, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit a bournonit.

219c. Vlachovo II. Poloha karbonátu zastihnutá vrtom GVL-1 pravdepodobne pokračuje na JZ, kde ju zistil vrt GVL-2 asi 1,5 km na JZ od Vlachova neďaleko potoka Gampel. Tu sa karbonát identifikoval v čiernych bridliciach v hĺbke 877 m a jeho nepravá hrúbka je 193 m. Magnezit je častejší ako vo vrte GVL-1 a v hĺbke je zaujímavý obsah Ni, Co, Cu, Sn, Zn, Ga a Cr.

423a. Mníšek nad Hnilcom. Vrtom MPV-8 pri jv. okraji obce sa zistil výskyt svetlosivého masívneho magnezitu v hĺbke 834 – 886 m (Grecula a Kobulský, 1980). Hrubokryštalický magnezit prevláda nad drobnokryštalickým. Charakteristický je aj výskyt jemnozrnného magnezitu. Poloha magnezitu obsahuje aj ojedinelé tenké vložky dolomitu. Magnezit je v prostredí chloriticko-sericitických fylitov s vložkami báziických metapyroklastík a fialových fylitov. Obsah MgO je 39 – 44 %, SiO₂ 1 – 5 % a FeO 3 – 6 %. Najkvalitnejší je drobnokryštalický magnezit. V okolí magnezitovej polohy sú v zelených fylitoch rozptýlené vysokoželezité karbonáty (siderit, vo vzdialenejších častiach pistomezit až sideroplezit; Vančová et al., 1983). Výpočtom sa výskyt zaradil medzi prognózne zdroje (Kobulský et al., 1988).

Zvetraninové, rozsyповé a ostatné typy mineralizácie

V regióne mapy v okolí rudných ložísk vznikli ložiskové akumulácie dosahujúce parametre mineralogického výskytu. Zaradujeme medzi ne iba drobné výskytu kôry zvetrávania na ultrabázikách (Dobšiná, Jaklovce, severný okraj ložiska Hodkovce), cínové rozsyпы a rozsyпы zlata.

Podľa Zlochu (1973, 1975) *kôra zvetrávania na ultrabázikách* má zvýšený obsah Ni a Co hlavne v oblasti na S od Hodkoviec až Šemšu. Na ostatných výskytoch sa odhadli iba prognózne zdroje bez praktického významu.

Cínové rozsyпы vznikli zvetrávaním odkrytých častí greizenizovaných granitov (Súľová, Delava, Peklisko), z ktorých sa uvoľnili rudné minerály akumulujúce sa v sutine dejekčných kuželov a v aluviálnych náplavoch Medvedieho a Súľovského potoka, ako aj rieky Hnilec (Drnzík, 1985). V skúmaných úsekoch sa okrem zvýšeného obsahu kasiteritu zistil aj zvýšený obsah scheelitu a rumelky. Volframit sa nenašiel.

Rozsyпы zlata. Písomné doklady o získavaní zlata rýžovaním z aluviálnych náplavov potokov a riek v SGR sú takmer neznáme, ale predpokladá sa, že v dávnejšej minulosti sa zlato rýžovalo z náplavov blízko primárnych zlatonosných žíl. V Spišsko-gemerskom rudohorí sú stopy po rýžovaní pri Gemerskej Polome (Súľovský potok), Medzeve (Goldseifen), Zlatej Idke, Štóse, Smolníku, Švedlári, Prakovciach, Kojšove, Rudňanoch a Slovinkách.

NERUDNÉ SUROVINY

Nerudné suroviny majú v Spišsko-gemerskom rudohorí menej významné postavenie ako rudné.

Potenciálne zdroje nerudných surovín sa najmä v paleozoiku gemerika zatiaľ využívajú nedostatočne. Dôvodov je viac. Môže to byť nevyriešená technológia ich spracúvania, nepoznané a nepreskúšané technologické vlastnosti, nepoznanie možností ich širšieho využívania a ekonomického významu a pod. Sú to keramické suroviny (keratofýry, Na granity), stavebné suroviny (bazalty, amfibolity, ryolity a pod.), ďalej horniny využiteľné na dekoračné účely (amfibolity, prúžkovaný mramor s malou blokovitou alebo s použitím technológie lanového rezania) a i. V minulosti sa začali využívať bohaté zdroje žilného kremeňa na špeciálne účely, ale nedostatočne sa zužitkúva barit, spekularit, ale aj sadrovec, ktorého priemyselná zásoba i prognózne zdroje sú veľmi veľké. Netradičné nerudné suroviny sa ešte iba objavujú.

V časti o nerudných surovinách používame genetické členenie, ktoré je pri nerudných surovinách nezvyčajné. Má to aj nevýhody, pretože istý priemyselný typ suroviny patrí do viacerých genetických typov, a tak sa analyzuje v rozličných kapitolách, ako je to napr. pri stavebných surovinách a pod. Keďže sme pri rudných surovinách zvolili tradičné genetické členenie, bude ho treba použiť aj pri nerudných surovinách.

Magmatické ložiská

Živcové suroviny

Prvé výsledky orientačno-technologického výskumu živcových surovín zameraného na možnosti ich využívania v keramickom priemysle sú iba z obdobia (Dianiška et al., 1985), keď sa na dvoch výskytoch zo SGR skúmali tri typy živcových hornín, a to a) kyslé metavulkanity (na J od Prakoviec), b) albitizované granitoidy a c) tektonicky drvený a kaolinizovaný granit (popročské granitové teleso). Malachovský v roku 1993 skončil regionálny vyhľadávací prieskum v celom gemeriku a zhodnotil rozličné typy živcových surovín.

Kyslé metavulkanity

Vyskytujú sa v staršom paleozoiku, a to v spodnom a vrchnom pestrom vulkanickom komplexe v asociácii s diabázovými horninami a s rudonosnými fylitmi. Sú to keratofýry a ich pyroklastiká. Zastúpenie albitu je veľmi premenlivé a charakter horniny sa mení od Na keratofýrov po K keratofýry. Pyroklastiká keratofýrov sú často laminované (vločky pelitov alebo diabázových pyroklastík) a silicifikované (Grecula et al., 1979). Na keratofýry vystupujú na povrch veľmi často a ich hrúbka býva aj niekoľko desiatok metrov (pruh Prakovce – Kojšovská hoľa, oblasť na V od Opátky, záver Zlatej doliny, Starovodská dolina, oblasť na J od Švedlára a na mnohých ďalších miestach (Grecula a Kucharič, 1985, 1989). Tento typ živcovej suroviny (s obsahom albitu okolo 50 – 60 a kremeňa 28 – 30 %) pre vysoký obsah farebných kyslíčnikov okolo 2 %, TiO₂ 0,0X % možno využívať len na menej náročné účely, napr. ako prípravok do pracovnej keramickej hmoty s farebným črepom, na výrobu dlaždíc a obkladačiek. Prieskumom sa zhodnotilo iba niekoľko lokalít a vypočítalo 10 065,9 kt prognózneho zdroja P2 (Malachovský, 1993).

Albitizované granitoidy

Najkvalitnejšou živcovou surovinou v SGR sú produkty metasomatickej albitizácie granitoidov a hornín ich plášťa, ktoré sú najrozšírenejšie v popročskom granitovom telese a v granitovom telese v Dlhej doline pri Gemerskej Polome. Kým v prvom prípade okolopuklinový charakter albitizácie nevedol k vzniku hrubších zón týchto produktov (prevažne od niekoľko cm do 5 m), v Dlhej doline sa v apikálnej časti granitového telesa overila cca 110 m hrubá zóna albititov s priemerným obsahom Na_2O 7,8 hmot. %. Sivobiela farba, kremeno-albitová skladba a nízky obsah kysličníkov Fe (suma Fe ako Fe_2O_3 pod 0,3 %) a TiO_2 (0,01 – 0,08 %) potvrdzujú, že ide o vysokokvalitnú surovinu. Nevýhodou výskytu v Dlhej doline je hĺbka uloženia, a to 454 m od povrchu, a preto prichádza do úvahy využívanie tejto živcovej suroviny len ako sprievodnej, a to v prípade bilančného obsahu sledovaných rudných prvkov (Sn, Ta, Nb, W a i.; Malachovský, 1992). Produkty albitizácie možno využiť v prírodnom stave (bez úpravy) v keramike s bielym črepom, do glazúry, frity, smaltu atď. Prognózne zdroje albitizovaného granitu podľa prieskumu v ostatných rokoch (Malachovský, 1993) predstavujú 631,8 kt v kategórii P2.

Tektonicky drvený a kaolinizovaný granit a jeho redeponované materiály

Popročské granitové teleso je pri južnom okraji silne tektonicky drvené a zvetrané do hĺbky 15 – 20 m. Lokálne sa zachovali aj zóny kaolinického zvetrávania a tvoria rozpadavý piesok na telese granitu (z toho hľadiska možno výskyt zaradiť aj medzi exogénne zvetrávacie typy ložísk). Eluviálny granitový piesok je známy aj z hnileckého granitového telesa, ale doteraz sa neskúmal.

V ostatnom čase sa v okolí popročského granitu zistili ložiská živcov, ktoré sa uvádzajú pod názvom *Rudník I*, *Rudník II* a *Nováčany*. Na doteraz neťažených ložiskách (**628a**, **628b** a **628c**) sa vypočítala voľná bilančná zásoba Z-2 881 kt a Z-3 5 840 kt. Podľa kvalitatívnej charakteristiky podiel Na živca je od 32 do 50 %, K živca od 7 do 22 % a spolu je od 54 až do 59 %. Obsah: K_2O 3,40 až 5,29 %, Na_2O 2,82 až 4,02 %, Fe_2O_3 0,64 až 0,74 % a TiO_2 0,08 až 0,12 %.

Redeponovaný materiál z popročského granitového telesa reprezentujú ložiská kaolínu v okolí Rudníka a Nováčan (**628d**, **628e** a **628f**) a malá ťažba je iba na ložisku Rudník.

628d. Ložisko Rudník. Ložisko surového kaolínu je súčasťou náplavového kužela sedimentov poltárskeho súvrstvia. Jeho zdrojovou horninou je hlavne popročský granit a keratofýrovo-ryolitové vulkanické horniny gelnického porfyroidového komplexu staršieho paleozoika. Surovina je málo zrnitostne diferencovaná a málo variabilná. Zrnitostne zodpovedá štrkovitopiesčitým, len ojedinele piesčitým sedimentom a hruboklastické sú zriedkavé. Surovinu z technologického hľadiska možno označiť ako surový kaolín so stredne bohatým až bohatým kaolínovým výplavom. Zrnitostne je v surovine najväčšmi zastúpený prach (32 – 42 %), piesok (31 – 37 %), potom íl (11 – 19 %), štrčík (8 – 13 %) a štrk (2 – 8 %). Minerálne zloženie možno vyjadriť schémou kremeň > kaolinit > slúda (sericit – illit) > K živec > plagioklas > hydratované oxidy Fe (Ti) > ostatné stopové prvky. Hlavnou úžitkovou zložkou je kaolinit ohňovzdorného (*fire-clay*) typu a spolu s hydrosludou illitového typu tvorí hlavný podiel ílu (Malachovský, 1993). Prieskumom sa overilo 4 097,8 kt voľnej zásoby kategórie Z-2 a 12 913 kt kategórie Z-3. Viazaná zásoba na ochranné piliere je 3 767 kt v kategórii Z-3, priemerná overená hrúbka ložiska 25,35 m (priemerná overená so zásobou 1. a 2. kvalitatívnej skupiny 23,11 m) a priemerná hrúbka skrývky 3,1 m (Malachovský, 1993).

Podobnú charakteristiku majú aj prilahlé ložiská (*Rudník III* (**628e**) a *Nováčany I* a *II* (**628f**)).

Stavebné suroviny

V minulosti lomy v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria slúžili ako miestny zdroj kameniva (lomový kameň) alebo na sezónnu výrobu hutného drveného kameniva na cesty resp. na výstavbu a údržbu železničného zvršku atď. Často boli na nevhodnom mieste, s nízkou kvalitou suroviny, hrubou skrývkou a pod. a po splnení krátkodobého účelu sa v nich ťažba zastavila. Stavebný kameň sa ťažil a ťaží povrchovo. Ide o jednoetážové a viacetážové lomy. Magmatické horniny sa ako stavebný materiál využívali zriedka. Geologicky sú preskúmané a lokálne sa ťažili a ťažia najmä ložiská karbonátov mezozoika v severnej časti SGR, ktoré uvádzame ďalej.

Intruzívne horniny

Na celom území SGR vystupuje na povrch iba niekoľko telies granitu. Granit sa v obmedzenej miere ťažil v Delave a v Poproči a miestne sa využíval na nenáročné účely. V prípade zlatoidčianskeho a betliarskeho telesa ide o veľmi malé (niekoľko 100 m²) výskytu a predpoklad overiť zásobu stavebného kameňa nie je ani v plošne rozsiahlejšom hnileckom a popročskom telese. Dôvodom je intenzívne povrchové zvetranie, tektonické

porušenie do hĺbky 15 – 20 m, komunikačná neprístupnosť, vzdialenosť od centier spotreby (hnilecké) a nepriaznivá morfológická pozícia s ohľadom na ťažbu ložiska (popročské). Vyhľadávaci prieskum lokality Rudník (Varcholová a Hrinko, 1976) potvrdil neperspektívnosť gemerického granitu ako stavebného kameňa (intenzívna zvetranosť, porušenosť, nepriaznivý skrývkový pomer a vysoký vnútorný odpad).

Vulkanické horniny

Patria medzi ne viac alebo menej metamorfované diabázy a ich pyroklastiká karbónu a staršieho paleozoika, ktoré sú v SGR dosť časté. Vzhľadom na nevhodné technologické a geologické vlastnosti nie je súčasné využívanie diabázov ako stavebného kameňa vhodné. Príčinou je relatívne malá hrúbka lávových prúdov a časté striedanie s polohami metapyroklastík. Ryolity naopak tvoria hrubé polohy, napr. na J od Helcmanoviec a inde, ale sú veľmi náročné na úpravu, podobne ako aj očkaté masívne metapelity. Vhodnejšie sú telesá masívnych porfyroidov.

V minulosti sa ťažilo ložisko *Hnilčík*. Surovinou je tmavozelený masívny jemnokryštalický diabáz. Diabázy sa striedajú s polohami zelených bridlíc a v okrajových častiach ložiska sú hojné výrazne bridličnaté sericitické fylity, ktoré sú spolu s mylonitizovanými varietami hornín škodlivinou. Priemerná hrúbka suroviny ložiska je 30 m. Vplyv povrchového zvetrania je pozorovateľný do 3 m a priemerná hrúbka skrývky je 2 m. Hydrogeologické pomery sú jednoduché. Zásoba ložiska je vyčerpaná. Diabáz bol vhodný na výrobu hutného drveného kameniva. Obdobné ložisko bolo aj pri Nálepke. V minulosti sa diabázy intenzívne ťažili pri Rudňanoch a Krompachoch a využívali sa na stavbu a údržbu ciest. Jediným ťaženým ložiskom v SGR je Vyšný Klátov (amfibolit).

633d. Ložisko Vyšný Klátov I. Amfibolit, ktorý je súčasťou metamorfovaného klátovského amfibolitového komplexu hnileckého súvrstvia staršieho paleozoika, sa tiahne pri východnom okraji SGR v širokom pruhu z oblasti Košických Hámrov po Šacu. Je v ňom aj ložisko Vyšný Klátov (Varcholová et al., 1978). Nachádza sa 500 m na SV od obce a reprezentuje ho zelený jemnokryštalický až strednokryštalický amfibolit usmernenej nezreteľne bridličnatej textúry. Maximálna hrúbka suroviny na ložisku je 103 m a vypočítaný skrývkový pomer 1 : 13,66. Skrývku tvorí hlinítokamenitá sutina s maximálnou hrúbkou 9,0 m. Sprievodnými horninami sú silne karbonatizované horniny (lokálne) interpretované ako nesúvislé polohy alebo hniezda, ktoré z technologickej stránky nie sú škodlivinou. Na surovinu nemajú nepriaznivý vplyv ani impregnácie a žilky chalkopyritu a pyritu v blízkosti tektonických línií. Ložisko porušujú zlomy prevažne smeru SZ – JV a strmého sklonu. Kvalitatívne surovina vyhovuje ČSN 721512-14 a 72 18 60. Amfibolit sa ťažil aj na ďalších miestach (Nižný Klátov, Opátka).

Hydrotermálne ložiská a výskyty

Ložiská žilného kremeňa

Žilné ložiská a výskyty kremeňa spišsko-gemerskej časti Slovenského rudohoria sú prevažne v staršom paleozoiku, a to okrem oblastí s výskytom bázických hornín a veľmi zriedka aj v súvrstviach karbónu. Najviac žilného kremeňa je v jeho centrálnej časti a jeho prevažná časť je vhodná na výrobu číreho kremenného skla a iné špeciálne účely.

Preskúmané sú iba ložiská a výskyty v území Mníšek nad Hnilcom – Stará Voda – Smolník (roku 1986 až 1987 sa overoval výskyt v Štofovej doline), kým ostatná časť Spišsko-gemerského rudohoria sa na takéto cieľ neskúmala. Ako reprezentantov opisujeme štyri ložiská (Švedlár, Mníšek nad Hnilcom, Stará Voda a Závadka), ktoré sú v rozličnom litologickom prostredí, a to na základe výsledkov prieskumu v 60. rokoch 20. stor. (Grecula, 1965b; Grecula a Novyzedlák, 1968; Grecula, 1969, 1971) a v ostatných rokoch (Mandák et al., 1989).

295a. Ložisko Švedlár. Je najväčším ložiskom žilného kremeňa. Je alotriomorfne kryštalizovanou masou kremeňa s početnými drúzami krištálu v súvrství grafiticko-sericitických fylitov na rozhraní s porfyroidmi. Ložisko tvoria viaceré samostatné telesá alebo telesá predstavujúce silne rozvetvený žilno-šošovkovitý aparát smeru SZ – JV so strmým sklonom. Systém telies tak vytvára produktívnu zónu hrubú až 60 m, pričom súčet hrúbky telies v strednej časti ložiska je až 40 m. Dĺžka ložiska je 140 m a jeho smerným pokračovaním sú malé výskyty kremeňa ležiace na tejto štruktúre. Do hĺbky ložisko opäť vyklinuje, a to už 40 m pod povrchom.

Z petrograficko-mineralogickej stránky ložisko nevykazuje podstatné zmeny. Kremeň je všade hrubokryštalický, s nepravidelným obmedzením zŕn a s undulóznym zhášaním. Mikroskopická katakláza je miestne rozdielna. Mikroskopicky je kremeň čistý (jednotlivé zrná) a iba ojedinele možno po nápadnejších puklinách (v zrnách) pozorovať zatečenie limonitom. Z pozorovania vzťahu kremeň – chlorit vychodí, že čím

je viac chloritu, tým je kremeň čistejší. Živce sa vyskytujú zriedka. Z rudných minerálov sa makroskopicky zistil siderit, pyrotín, chalkopyrit, galenit a limonit, zriedka sfalerit a iné produkty rozkladu prvotných minerálov (melnikovit, pyrit, markazit), ako aj druhotné hypogénne minerály a limonit. Roku 1992 sa už ložisko pre neefektívnosť neťažilo. Celková bilančná, voľná zásoba k 1. 1. 2006 je Z-1 107 kt a nebilančná 17 kt. Priemerný obsah škodlivín v kremeni je 0,034 %.

419a. Mníšek nad Hnilcom. Ložiskový výskyt kremeňa tvorí jednu polohu, ktorá sa rozdeľuje. Ďalšie samostatné telieska sú bežné. Rýchle zmeny hrúbky a úložných pomerov, ale hlavne vývoja ložiska na tejto lokalite sú časté, a to napriek tomu, že teleso je na rozhraní rozmanitých hornín. V skutočnosti však leží v porfyroidoch, ktoré sú pre jeho stabilnejší vývoj krajne nepriaznivé. Teleso hrubé 8 a dlhé 20 m celkom vyklinuje, príp. prechádza do samostatných tenkých žiliek so silnejším prejavom hydrotermálnych účinkov na horninu. Produktívna dĺžka ložiskovej štruktúry je 70 m, aj keď žily a malé telesá pokračujú aj ďalej. Hĺbkový dosah ložiska nie je známy a ťažko predpokladať, že pokračuje hlbšie ako do 15 m. Okrem overenej smernej dĺžky ložiska štruktúra pokračuje ďalej (približne v smere 160°) a nie je vylúčená ani jej produktívnosť, aj keď v menšej hrúbke. Hrúbka telesa je 2 – 8 m. Bilančná voľná zásoba kat. Z-3 k 1. 1. 2006 bola 9 kt. Ložisko nie je otvorené.

310a. Ložisko Stará Voda. Podobne ako pre iné ložiská kremeňa je preň charakteristická sprievodná disjunktívna tektonika, ale takmer súbežná s priebehom ložiska, takže teleso neporušuje. Malé ložisko tvorí jedno teleso s úločkami a blokmi okolitých hornín od cm do m. Teleso má po okrajoch odžilky rozmanitej konfigurácie. Generálny smer polohy kremeňa je 50 a sklon 45° na JV. Kremeň je málo tektonicky porušený, a to iba v okolí porúch. Je masívny a s menšími drúzami křišťálu. Mineralogicky, chemicky a technologicky je to homogénne teleso. Kremeň je veľmi čistý a s vysokou výťažnosťou v predúprave aj v tavbe. Škodlivín je veľmi málo (turmalín pri okraji a živce). V smere ložiska ani po jeho sklone zmeny v koncentrácii nečistoty nebadať. Po puklinách je mierne znečistenie limonitom. Celková geologická zásoba ložiska k 1. 1. 2006 bola 78 kt v kategórii Z-2 ako bilančná a voľná. Ložisko sa neťaží.

95b. Ložisko Závadka. Je to doteraz jediné objavené ložisko kremeňa v horninách karbónu. Je na priečnej zlomovej línii oddelujúcej karbónsky zlepenec a pieskovec od chloriticko-sericitických fylitov. Ložisko je jedným telesom so stabilným priebehom a sklonom. Nie je v ňom ani morfológická pestrosť žiliek a šošoviek kremeňa, ako je to v ložiskách v staršom paleozoiku, hlavne v porfyroidoch. Smer ložiska je 170°, sklon 45° na V, maximálna hrúbka 10 m a overená smerná dĺžka 75 m. Ložisko sa overilo do hĺbky 20 m. Celková geologická zásoba ložiska k 1. 1. 2006 bola 25 kt v kategórii Z-3 ako bilančná a voľná. Ložisko nie je otvorené.

Potenciálnou oblasťou výskytu ložísk kremeňa je humelský príkrov zaberajúci centrálnu časť SGR s vyššiemetamorfovanými horninami staršieho paleozoika. V minulosti sa preskúmalo niekoľko výskytov v Štofovej doline (**340b** a **340c**) s menej priaznivým výsledkom (Mandák et al., 1989). Počas komplexných geofyzikálno-geologických prác (Grecula a Kucharski, 1981; Grecula a Kucharič, 1985, 1989, 1991, 1992) sa našli mnohé indicie (*Stredný Hámor I* a *Stredný Hámor II* – **284, 285**) a niektoré z nich sa pri geologickom mapovaní (Hodermarský, Kobulský) ukázali ako veľmi nádejné tak z hľadiska dĺžky, ako aj hrúbky. Najmä medzi Smolníckou Hutou, Hekerovou a Volovcom sú výskyty a odkryvy kremeňa s hrúbkou 5 až 30 m a dlhé niekoľko dekametrov (**361c** až **361h** – *Ďurova osada, Biele skaly, Malý Suchý vrch, Smolník I až IV*). Tak ako pri opísaných lokalitách aj v tomto území je nápadný ich šošovkovitý vývoj. V oblasti vrchu Stromiš sú menšie výskyty žilného kremeňa **197a, 197b** *Kremenné valy* a v oblasti na S od Henckoviec žila *Henckovce I* (**278**) a *Henckovce II* (**279**). V gemeriku možno ešte očakávať objavenie viacerých podobných ložísk, ako je ložisko Švedlár.

Ložiská baritu

Ložiská a výskyty baritovej mineralizácie SGR sú hydrotermálnožilné. Veľmi pravdepodobne hydrotermálno-sedimentárneho pôvodu je barit zistený v ostatnom čase v oblasti Poráča (šachta Poráč, 6. hor.), ktorý by mohol byť výverom hydrotermy zo štruktúry Droždiak na dno bazéna. Žilné ložiská baritu sú geologicky a geneticky späté so sideritovou mineralizáciou.

Oblasť Jaklovce – Krompachy – Gelnica – Perlová dolina

Významnejšie akumulácie baritu sú v záhorskom žilníku (syn. žilník Zahura) v hydrotermálnej žile Baritová, Štefánia, Baniská, ako aj v žile Margaréta a Nadložná Koloman (úsek Gelnica – Perlová dolina).

148a. Baritová žila je čiastkovou štruktúrou záhorskeho žilníka a nachádza sa na J od Krompách. Na povrch vystupuje v bazálnom súvrství permu a v hĺbke 150 – 200 m miestami prechádza do čiernej bridlice a zelenokameňov karbónskeho súvrstvia. Baritová žila je pravá hydrotermálna žila s generálnym smerom V – Z (90°) a so sklonom 65 – 80° na J. V minerálnej výplni povrchovej časti žily prevažuje hrubokryštalický

barit. Podradne, spravidla na okrajoch, je zastúpený siderit a kremeň. Vo forme drobnej vtrúseniny sa lokálne vyskytuje pyrit a v ojedinelých šupinkách aj spekularit. Mikroskopicky sa identifikovala rumelka, chalkopyrit a tetraedrit. Smerom do hĺbky pribúda sideritu na úkor baritu a v hĺbke 100 až 150 m sa barit zo žilnej výplne stráca a žila nadobúda sideritovo-kremenno-sulfidický vývoj mineralizácie. Žilná výplň zo zásekových vzoriek povrchových rýh obsahuje BaSO_4 93,86 %, SiO_2 5,27 % a Fe_2O_3 2,29 % a Mn 0,13 %. Novým prieskumom sa overilo 41 kt baritu. Na prehodnocovanom ložisku Krompachy-barit sa spolu vykázalo 38 698 t zásoby v kategórii Z-2 a Z-3 s priemerným obsahom úžitkovej zložky 68 % a 103 094 t prognózných zdrojov P1 s priemerným obsahom úžitkovej zložky 73 %. Okrem ťažby v minulosti v roku 1967 Geologický prieskum Spišská Nová Ves z povrchového východu žily vyťažil 2 500 t čistého baritu (obsah BaSO_4 90 %) na výrobu baritovej drviny do ťažkého betónu potrebného pri výstavbe elektrárne v Jaslovských Bohuniciach. V súčasnosti je ložisko opustené.

148-9. Žila Štefánia. Žila je čiastkovou štruktúrou záhorskeho žilníka v jeho strednej časti. Nachádza sa 1,5 km na SV od Žakaroviec. Je v petrovohorskom súvrství permu s polohami ryolitov a prechádza do bazálneho, knolského súvrstvia permu a vo väčšej hĺbke (300 – 500 m) zasahuje do čiernej a zelenej bridlice, pieskovca a zelenokameňov karbónu. Má analogické postavenie ako Baritová žila. Generálny smer žily je SZ – JV a sklon 45 – 70° na JZ. Na povrchu je overená v dĺžke 800 m. Má premenlivú hrúbku (od 0,2 do 1,5 m) a v hlbšej časti (75 – 100 m pod povrchom) šošovkovitý a lokálne žilníkový vývoj. Žilnou výplňou je barit so sideritom, kremeňom a ankeritom s jemnými impregnáciami sulfidov – pyritu, chalkopyritu a vzácne aj tetraedritu. V žilníku Zahura (**148**) je rad baritových žíl (**148-1** až **148-8** – *Krížová studňa, Plejsy, Valentín, Anton, Clementi, Oskár, Otakar a Lucia*), ktoré majú charakter výskytov a v minulosti sa overovali a väčšinou aj vyťažili.

167, 168 a 169. Baniská I, II, III a Baniská. Baritové žily na Baniskách vystupujú cca 1 km na J od Jakloviec. Sú to paralelné hydrotermálne žily a reprezentujú východné zakončenie žilných štruktúr záhorskeho žilníka. Vystupujú v perme v analogickej štruktúrnej pozícii ako Baritová žila a žila Štefánia. Všetky baritové žily majú paralelný priebeh a vyvinuli sa na čiastkových prešmykových štruktúrach záhorskeho žilníka. Celková šírka žilného pásma je 300 – 400 m a žily sú od seba vzdialené 50 – 150 m. Ich smer je generálne SZ – JV (150°) a sklon 45 – 60° na JZ. Žily majú rovnakú a pomerne jednoduchú mineralizáciu. V žilnej výplni absolútne prevláda barit. Chudobnejšie je zastúpený siderit a lokálne spolu s baritom vytvára typickú „ferobaritovú“ textúru. Kremeň je pomerne zriedkavý a často vystupuje spolu so sideritom. Vo forme malých zrn sa v žilnej výplni vyskytuje rumelka a pyrit. Žily komplexne zhodnotila záverečná správa z úlohy SGR-sever (Hudáček, 1978). Ložiskové výskytov sú už opustené.

158. a 166. Margaréta a Nadložná Koloman. Nachádzajú sa na J od Gelnice. Obidve žily vystupujú v porfyroidoch a chloriticko-sericitických fylitoch staršieho paleozoika. Barit má v obidvoch štruktúrach iba druhoradý význam, pretože významnejšie ložiskové akumulácie tvorí iba lokálne. Dal by sa využiť iba pri komplexnom spracúvaní sideritovej príp. medenej rudy, ktoré sú hlavnou výplňou žilných štruktúr. Podrobnejší opis obidvoch žíl je pri charakteristike komplexných Fe a Cu rúd.

Oblasť Rudňany – Poráč

Najvýznamnejším priemyselným zoskupením baritu sú žily v rudnom poli Rudňany – Poráč. Priemyselný obsah baritu má žila Droždiak, Hrubá, Zlatnícka, Severná, Zapálenica, Zlatnícka žila-nadložná odžilka so spekularitom.

121. Žila Droždiak má smernú dĺžku vyše 6 km (od šachty Rudňany-západ až po Suchý vrch) a na povrch vychádza iba v centrálnej časti. Skladá sa z 2 – 3 odžiliiek – Nadložnej, Strednej a Podložnej žily. Sklon žily je generálne 50 – 90° na J, hĺbka ložiska prekračuje 900 m, hĺbka baritovej a tzv. ferobaritovej mineralizácie je 200 – 300 m pod povrch. Žila má maximálnu hrúbku 30 a priemernú 6 m.

122. Hrubá žila má smernú dĺžku cca 1 600 m, strednú hrúbku okolo 3 m a priečny priebeh voči žile Droždiak a Zlatnícka. Baritová mineralizácia je obdobná ako v žile Droždiak, t. j. siaha po úroveň cca II. horizontu. Presnejší priebeh mineralizácie nie je známy, lebo v čase modernejšieho geologického prieskumu už boli vrchné časti ložiska vyťažené.

96. Zlatnícka žila má smernú dĺžku cca 7 km, leží cca 400 m na S od žily Droždiak, má hrúbku 0,6 – 15 a priemernú 3 m. Baritová mineralizácia je obdobná ako v ostatných rudnianskych žilách a dosahuje hĺbku cca 200 – 250 m pod povrch. V oblasti jamy Západ baritový vývoj siaha po 16. horizont, v strednej časti žily po 10. a vo východnej po 16. horizont. Kvalita žiloviny je BaSO_4 14 – 85 %, Fe 25 – 35 %.

123e. Severná žila sa nachádza cca 400 m na S od Zlatníckej žily, jej preskúmaný smerný rozsah je cca 3 km a priemerná hrúbka 4,5 m. Barit je tu iba v úzkom páse (cca 10 – 20 m) vo vrchnej časti žily tesne pod bázou permu. Obsah BaSO_4 je 14 – 90 %. Baritový vývoj na žilách **123d Matej-Jakub**, **123c Ján**, **123b Lendava**, **123a Miloš** je málo významný, ale predpokladá sa, že pri prechode žily do súvrstvia permu bude zaujímavý (Fabian, 1992).

126. Žila Zapálenica je cca 400 m na J od žily Droždiak, má smer V – Z, smernú dĺžku okolo 1 km a maximálnu hrúbku do 1 m. Do hĺbky rýchlo vyklinuje. Povrchové a podpovrchové partie cca 100 – 150 m pod povrchom sú s baritom. Vykonaným prepočtom zásoby baritu k roku 1994 sa vyčíslila voľná zásoba kategórie Z-2 v množstve 82 859 t a z hľadiska podmienok využiteľnosti sa zaradila do nebilančnej zásoby s priemerným obsahom baritu 66,79 %.

123e-1. Zlatnícka žila-nadložná odžilka so spekularitom je cca 300 m na J od Zlatníckej žily. Jej smerná dĺžka je cca 400 m a smer V – Z. Barit so spekularitom siaha cca 50 – 70 m pod povrch a potom sa mineralizácia rýchlo mení na siderit a ankerit. Hrúbka je 0,2 – 1,5 m a obsah BaSO₄ 64,6 % (75 kt kat. C₁ + C₂).

134. Žily Fajfeného hrubu. V rokoch 1988 – 1990 sa skúmali tri žily Fajfeného hrubu na JV od Rudnianskej žily s baritovo-sideritovým vývojom. Vrtným prieskumom sa overilo 807 kt P1 baritu (obsah BaSO₄ je 41,3 %, Fe 15,3 %) a 29,3 kt P1 Hg rudy žilnikovoimpregnačného typu s obsahom 0,15 % Hg. Žily sú v smere JZ – SV, miestami V – Z so sklonom 80 – 85° na J. Sú dlhé 700 až 1 500 m a ich priemerná hrúbka je 1,0 m. Baritová mineralizácia siaha do hĺbky 75 – 100 m, iba ojedinele do 150 m od povrchu.

132. Žila Svinský hrb. Na S od žil Fajfeného hrubu je baritovo-sideritová žila a východnejšie ešte dve ankeritové žily s malým podielom baritu – *Suchý vrch I (133)* a *Suchý vrch II (133a)*.

Oblasť Drnava – Krásnohorské Podhradie

Južná oblasť baritových žil je v katastri Krásnohorského Podhradja a Drnavy v území Malého vrchu. Všetky žily s prevahou baritu sú približne smeru S – J a vzhľadom na ostatné sideritové žily majú priečnu polohu. Žily majú od Z na V tieto názvy: Emília, Jozef (jediná má smer JZ – SV), Štefan, Vida a Piatkový potok. Všetky sú v psamitických horninách staršieho paleozoika, lokálne v ryolitoch a porfyroidoch.

Štúdiá baritových žil v oblasti Krásnohorského Podhradja – Drnavy zostavená v rokoch 1988 – 1989 zistovala, či sa ešte zachovali nevyťažené baritové časti žil. Ťažba žily Dionýz a Chrasť sa končila v rokoch 1964 – 1965, ale v oblasti Malého vrchu so žilou Jozef, Medená, Ignác, Anton, Štefan a Piatkový potok, ktoré boli prepojené šachtou Anton, sa končila postupne v rokoch 1970 – 1971 a na úrovni 10. horizontu žily Anton 30. 9. 1973 sa skončila aj banícka činnosť v tejto oblasti. Podľa tejto štúdie (Lörincz a Stupák, 1989) možno tu očakávať ešte 2 055 kt prognózných zdrojov baritu s obsahom 68 % BaSO₄.

381. Žila Jozef. Žilu tvorí sústava baritových šošoviek smeru SV až JZ so sklonom 75 až 90° na JV a SZ. Maximálna dĺžka šošoviek je 50 a hrúbka 0,5 – 1,2 m. Vo výplni prevláda barit a sukcesia minerálov ako pri ostatných výskytoch. Preskúmaná zásoba dosahovala iba niečo vyše 10 000 t a obsahovala BaSO₄ 83,86 %, Fe 6,45 % a SiO₂ 4,59 %. Hĺbkový dosah je 50 – 100 m pod povrch. Výskyt baritu sa neťažil.

730. Štefan. Žilník tvorí jedna limonitová žila (primárne sideritová) bez baritu a tri paralelné žily baritu. Žily majú smer S – J a sú od seba vzdialené niekoľko desiatok metrov. 1. žila má sklon 60° na V, hrúbku 2,5 m, smernú dĺžku 200 m a vyklinuje v hĺbke 120 m. 2. žila je zvislá, má hrúbku 1 m a smernú dĺžku 100 m. 3. žila nevychádza na povrch, nasadzuje v hĺbke 100 m a jej priemerná hrúbka je 0,5 m. Vyklinenie 2. a 3. žily sa nezistilo, ale je zrejmé, že žily nesiahajú viac ako 150 – 200 m pod povrch. Priemerný obsah baritovej žiloviny je BaSO₄ 87,4 %, Fe 4,4 %, SiO₂ 4,05 %. Ložisko sa ťažilo do roku 1957 a celá jeho ekonomicky využiteľná zásoba je vydolovaná.

732. Piatkový potok (Péntek-Patak). Ložiskový výskyt tvorí žila smeru S – J so sklonom 50 – 80° na Z, smernou dĺžkou 250 m, priemernou hrúbkou 1,4 a maximálnou 5 m. Horizontálne aj vertikálne má nepravidelný šošovkovitý vývoj. Hlavným minerálom je barit a siderit, ktoré sa prerastajú. Priemerný obsah žilnej výplne je: BaSO₄ 63,3 %, Fe 12,8 %, Mn 0,2 % a SiO₂ 4,3 %. Ložisko bolo preskúmané do hĺbky cca 150 m pod povrch. Obsah baritu v ňom postupne klesá z 80 na cca 30 %, obsah železa naopak stúpa zo 4 až na 20 % a podobne do hĺbky stúpa aj obsah kremeňa zo 4 až na 15 %. Ťažba sa skončila roku 1969, ale v hlbších častiach zostalo do 10 kt nevyťaženej suroviny.

729. a 731. Emil a Vida. Výskyty baritovej rudy sú malé a nemali priemyselný význam.

Ložiská spekularitu

Spekularit je sprievodným minerálom takmer vo všetkých hydrotermálnych žilných a v metasomatických ložiskách SGR. Napriek tomu, že sa vyskytuje často, využiteľné ložiskové akumulácie vytvára zriedka. Ťažil sa spolu so sideritom ako železná ruda. V rozmiestnení, geologickej pozícii a paragenetickej väzbe významnejších akumulácií spekularitu sú isté zákonitosti. Podľa paragenetickej väzby sa výskyty spekularitu rozčleňujú do troch typov: 1. baritovo-spekularitového, 2. karbonátovo-spekularitového a 3. kremeno-spekularitového. Paragenetické typy sa spravidla viažu na isté geologické prostredie. Najvýznamnejším je baritovo-spekularitový

typ. Reprezentujú ho vrchné časti rudných žíl sideritovej formácie s baritom (napr. Rudňany, Poráč, Baritová žila pri Krompachoch a i.). V južnej časti SGR ho reprezentuje žila Anton, žily medzi Drnavou a Kováčovou a menej významné žily pri Krásnohorskom Podhradí.

123e-1. Ložisko Zlatnícka žila-nadložná odžilka. Nachádza sa v sv. časti Poráča blízko Zlatníckej žily. Smerný rozsah ložiskového telesa je cca 400 m, generálny smer V – Z a sklon 65 – 85° na J. Hrúbka kolíše od 0,2 do 1,45 m a priemerná je 0,95 m. Sklonná hĺbka telesa nie je zistená, ale predpokladá sa cca 300 až 350 m. Rudnou výplňou vo vrchnej časti je barit so spekulitom. S narastajúcou hĺbkou sa mineralizácia mení, pribúda sideritu, ankeritu, zo sulfidov pyritu a vzácne aj chalkopyritu, kým množstvo spekulitu aj baritu klesá. Mineralizácia sa postupne mení až v hĺbke 50 až 70 m pod povrchom. Úžitkovou zložkou je barit a spekulit. Prepočtom stanovený obsah je Fe_2O_3 39,84 % a BaSO_4 44,03 %. SiO_2 a v žilnej výplni vystupuje vo forme voľného kremeňa alebo ako prímes v spekulite s priemerom 5,19 %. V roku 1998 malo ložisko cca 73 kt nebilančnej zásoby. V súčasnosti sa neťaží.

Ložiská azbestu

Ložiská a výskytu chryzotilového azbestu sa viažu na serpentinizované ultrabázické horniny vystupujúce v nemetamorfovaných alebo slabo metamorfovaných sedimentárnych horninách zaradovaných do spodného triasu. Spodnotriasové horniny sa pôvodne pokladali za súčasť severogemerického a juhogemerického mezozoika. Po vyčlenení meliatskej skupiny a silického príkrovu sa serpentinitové telesá južného pásma zaraďujú do meliatskej skupiny a telesá zo severného okraja pásma Volovca do galmusko-stratenského pásma. Ložiskové akumulácie chryzotilového azbestu boli až do 60. rokov 20. stor. známe len zo serpentinitového telesa v Dobšinej. Vyhľadávací prieskum zistil žilky chryzotilového azbestu v telesách serpentinitu lokality Jaklovce, Danková a Kobeliarovo (Zlocha, 1970; Zlocha a Hovorka, 1971; Zlocha et al., 1977).

29a. Ložisko Dobšiná. Telesá serpentinizovaných ultrabázických hornín s chryzotilovým azbestom sa nachádzajú na S od mesta. Najväčšie serpentinitové teleso s výskytom azbestových žiliek malo šupinovitý a mierne miskovitý tvar predĺžený v smere S – J. Jeho maximálna dĺžka bola 800 m a šírka sa v smere V – Z menila od 500 do 700 m. Maximálna hrúbka 45 m sa zistila v centrálnej časti ložiska a smerom k okrajom sa postupne zmenšovala až do vyklinenia. Styk s podložnými a nadložnými horninami je tektonický. Žilky chryzotilového azbestu v telese serpentinitu boli známe už koncom 18. stor., ale získavať sa začali až roku 1928, keď bola vybudovaná úpravňa na spracúvanie azbestonosného serpentinitu. Pri geologickom prieskume v rokoch 1954 – 1956 (Nerudný průzkum, n. p., Brno) sa serpentinitové teleso preskúmalo, pričom sa vyhľadávali a sledovali polohy so žilkami chryzotilu. Na ložisku bolo 2 215 kt bilančnej zásoby azbestonosného serpentinitu kategórie C₁ s priemerným obsahom azbestu 0,75 % a 4 430 kt nebilančnej zásoby. Po roku 1977 sa ukázalo, že polohy serpentinitových telies so žilkami chryzotilového azbestu sú z väčšej časti vyťažené, ale potvrdilo sa, že ostatné časti serpentinitu možno využívať na získavanie mikroazbestu. Najviac chryzotilového azbestu bolo v pevnom serpentinite a naopak v zbridlíčenom ho bolo najmenej.

Ložisko chryzotilového azbestu v serpentinitovom telese pri Dobšinej je podľa zásoby suroviny malým ložiskom s chudobným obsahom úžitkovej zložky. Úseky s väčším zastúpením azbestových žiliek sa vyťažili už do prvej polovice 60. rokov. Od roku 1951 sa technológia spracúvania suroviny postupne orientovala aj na získavanie mikroazbestu a serpentinitového drveného kameniva. V ostatných rokoch sa vláknitého chryzotilového azbestu získavalo veľmi málo, ale výrazne vzrástol podiel mikroazbestu (zmes jemných prachových častí serpentínu a krátkych vlákien chryzotilového azbestu). Na ložisku bolo vypočítaných 2 538 kt voľnej bilančnej zásoby a 857 kt voľnej nebilančnej zásoby. Podľa stavu k 1. 1. 2006 v ložisku je 3 711 kt voľnej bilančnej zásoby Z-2 s obsahom 74,1 % serpentinitu.

149d. a 149e. Jaklovce I a II. V katastrálnom území Jakloviec je sedem telies serpentinizovaných ultrabázik (Zlocha et al., 1977). Najvýznamnejšie je 1. teleso pri jv. okraji obce a odtiaľ prechádza ku kóte Švablica. Je dlhé 700, široké 100 – 250, hrubé od 50 do 170 m a sklonené na J až JV (20 až 85°). Podľa významu 2. teleso vystupuje na SZ od obce (od železničnej trate do údolia pod kótou Kurtavá skala). Jeho smerná dĺžka je 1 000, šírka 100 až 400, hrúbka 30 až 300 m a má sklon na J (15 – 85°). Ostatné telesá majú menší plošný rozsah, hrúbku telies a pretože sú v nich tenké azbestové žilky, technickými prácami sa podrobnejšie neskúmali. Telesá serpentinizovaných ultrabázických hornín vystupujú s rozličnými typmi slienitej bridlice spodného triasu galmusko-stratenského pásma. V bezprostrednom podloží aj nadloží telies serpentinitu sú najčastejšie slienité bridlice s vložkami piesčitého vápenca, dolomitického vápenca a pieskovca dm, zriedka až m rádu, bunkovitý dolomit, brekcia a zlepenec. Ohraničenie serpentinitových telies voči podložným aj nadložným horninám je tektonické. Serpentinizované ultrabáziky sú súčasťou tektonicky zošupinatých horninových komplexov. Všetky serpentinitové telesá v oblasti Jakloviec vznikli premenou pôvodných

ultrabázik, ktoré zložením zodpovedali lherzolitom a harzburgitom. Úžitkovú zložku tvorí chryzotilový azbest. Pri spracúvaní azbestonosného serpentinitu z prieskumných diel v modelovej úpravnickej linke sa zistilo, že zo suroviny možno získať najmä azbest triedy VI a V a v menšom množstve aj triedy IV a mikroazbest litrovej hmotnosti 550, 650 a 750 (Zlocha et al., 1977). Podľa výpočtu bolo v ložisku azbestu v Jaklovciach 1 252 kt azbestonosného serpentinitu s priemerným obsahom vláknitého azbestu 1,29 % kategórie C₁, 1 203 kt s priemerným obsahom 1,27 % kategórie C₂ a 610 kt nebilančnej zásoby s obsahom azbestu 0,41 %. Podľa stavu k 1. 1. 2006 má ložisko 2 070 kt nebilančnej zásoby s obsahom 1,06 % azbestu. V súčasnosti sa neťaží.

1g. Danková (Čuntava). Výskyty serpentinitových telies sú 5 km na Z od Dobšinej na svahu hrebeňa Danková. V jeho podloží sú spodnotriasové ílovité a slienité bridlice, v nadloží vystupuje stredotriasový vápenec „severogemerického“ galmusko-stratenského pásma. Najväčšie teleso je dlhé 1 200 m, široké 200 a hrubé max. 200 m a pod uhlom 5 – 20° sa skláňa na JZ (Zlocha, 1970). Územie so serpentinitovým telesom patrí medzi menej preskúmané. Prvé ojedinelé prieskumné diela sa tu urobili v rokoch 1955 – 1956 a neskôr sa v rámci úlohy Slovensko-azbest v rokoch 1967 – 1968 opäť vyhľadávali zóny s azbestovou mineralizáciou. Významnejšie akumulácie chryzotilu sa nenašli. Najviac je žiliek s vláknami dlhými desiatiny mm (tzv. vlásočnicový typ mineralizácie), ale žilky s vláknami dlhými 2 – 8 mm (ojedinele až 11 mm) možno vo forme lemu „jadier“ pevného serpentinitu nájsť iba ojedinele. Serpentinitové teleso bolo intenzívne tektonicky postihnuté. Styk s podložnými aj nadložnými horninami je tektonický. Zásoba serpentinitu s chryzotilovým azbestom nie je z tejto lokality vypočítaná.

217a. Výskyt Kobeliarovo. Serpentinitové teleso so žilkami chryzotilu vystupuje 200 m na Z od obce. Úložné pomery telesa a výskyt azbestových žiliek sa riešili v rámci prieskumnej úlohy Slovensko-azbest roku 1968. Teleso je dlhé 250, široké 140 a jeho hrúbka neprekračuje 27 m. Serpentinitové teleso je silne tektonizované a hornina má vzhľad brekcie (pevné jadrá cm a dm rozmerov v zbridličnatenom serpentinite). Azbestové žilky sú rozmiestnené nepravidelne, ale lokálne vytvárajú väčšie akumulácie s obsahom vláknien menším ako 1 %. Azbest v žilkách je orientovaný priečne a šikmo. V brekciovitých polohách sa vyskytujú zhluky a trsy vláknien. Dĺžka vláknien je od 2 do 4, výnimočne až 15 mm (Zlocha, 1970). Z výskytu nie je zásoba azbestonosného serpentinitu vypočítaná, lebo teleso je malé.

Podobné veľmi malé výskyty serpentinizovaných hornín s chryzotilovým azbestom sa zistili pri *Slavoške (239a)* a pravdepodobne aj pri *Krásnohorskom Podhradí (729a)*.

Sedimentárne ložiská a výskyty

Sadrovec a anhydrit

Sírany v horninách permu až spodného triasu sú v dvoch ložiskových pruhoch (gemerský a spišský) a reprezentuje ich najmä anhydrit a sadrovec. Hrúbka evaporitových akumulácií je v južnom pruhu gemerika (prevažne mimo mapy) niekoľkonásobne vyššia ako na S.

Gemerský ložiskový pruh

Evaporitové sedimenty vystupujú vo vrchnopermských až spodnotriasových horninách. Sprievodnou horninou síranov je ílovitá, ílovitopiesčitá a slienitá bridlica s vložkami jemnozrnného sludnatého pieskovca, zriedkavejšie vápenca a bunkovitého dolomitu.

729b. Sitárka. Na V od Rožňavy v okolí kóty Sitárka sa sadrovec zistil iba vo vrte G-5 v hĺbke od 168 do 188 m (Fusán, 1956). Najkvalitnejší vystupuje v strednej časti polohy, kde je obsah $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ až 81 %. Smerom do nadložia a podložia obsah klesá. Priemerný obsah celej polohy je cca 70 % $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ a obsah CaSO_4 (anhydrit) 7,5 – 8 %. Anhydritové polohy sú vo väčšej hĺbke a vrt ich už nezachytil.

628i. Výskyty Rudník a Poproč. Anhydrit a sadrovec zistili len ojedinelé prieskumné diela nezamerané na vyhľadávanie resp. overovanie ložísk síranov. Pri Rudníku sírany objavil vrt R-3 roku 1956 pri prieskume sideritového ložiska Rúfus. Poloha sadrovca s anhydritom má v hĺbke 58,4 – 65,3 m pod povrchom hrúbku 6,9 m a vystupuje v prostredí tmavosivej ílovitopiesčitej bridlice neistého stratigrafického začlenenia. Veľmi pravdepodobne ide o vrchný perm až spodný trias. Tá istá poloha resp. jej západné pokračovanie sa identifikovalo v banských dielach zo šachty Rúfus pri Poproči cca 2 km od predchádzajúceho výskytu. Ojedinelé výskyty sa neskôr zistili aj vo vrte ID-10 v hĺbke 84 – 130 m na S od Rudníka (Rozložník et al., 1965).

Menšie polohy síranov bez praktického významu sa zistili aj v okolí *Kobeliarova* a *Brdárky*, a to pri vrtoch v rámci prieskumu metasomatického sideritového zrudnenia. Sdrovec a anhydrit tu vystupujú v komplexe ílovitopiesčitej bridlice vrchného permu (?), resp. spodného triasu.

Spišský ložiskový pruh

V severnej časti SGR je evaporitová sedimentácia zastúpená v novoveskom súvrství severogemerikej synklinály. Celá oblasť má veľký rozsah, takže tvorí cca 5 km široký pruh oblúkovitého priebehu od Bielej Vody cez Novoveskú Hutu, Gretlu, Markušovskú dolinu (Slivníky), Rudňany, Poráč až do Kolinoviec pri Krompachoch na V v dĺžke cca 20 km. Geologická pozícia, základné črty geologickej stavby ložísk severného pruhu, ako aj akostná a technologická charakteristika síranov (anhydritu a sadrovca) sú v podstate rovnaké.

8b. Ložisko Mlynky-Biele Vody. Ložisko síranov – anhydritu a sadrovca – má tvar šošovky pretiahnutej v smere JZ – SV. Smerná dĺžka ložiska dosahuje 2 km, šírka do 300 m a hrúbka je od 90 – 120 m. Ložisko sa skláňa na JV pod uhlom 30 – 35°. Podstatnú časť ložiskovej výplne tvorí anhydrit. Sadrovec vystupuje v nadloží a v okrajových častiach ložiska často sprevádzal zvodnené tektonicky porušené pásma v ložisku. V ložisku sú sporadické polohy a vložky zelenej a fialovej ílovitopiesčitej bridlice hrubé 0,1 – 1 m (vzácne až 25 m) a dolomitu. V nadloží ložiska nevystupujú horniny kampilu, ale stredotriasový dolomitický vápenec. Styk s nadložným stredotriasovým vápencom a podložným zlepencom permu je tektonický. Mineralogicky je ložisková poloha jednotvárna. Ide prevažne o anhydrit a sadrovec so zrnami kremeňa, dolomitu a magnezitu. K 1. 1. 2006 tam bolo 13 476 kt voľnej bilančnej zásoby Z-2. Ložisko nie je otvorené.

60b. Ložisko Novoveská Huta-Tolstein. Rozsahom patrí medzi najväčšie a má smernú dĺžku až 5 km. Geologickoložiskové pomery sú veľmi zložité. Vystupuje v intenzívne zvrásnenom pásme úzkych stlačených vrás strmo postavených resp. prevrátených na S. Textúra síranov je všesmeme zrnitá, masívna, závalkovitá (brekciovitá), páskovaná a kryštalická. Anhydrit je najčastejšie sivý a modrastý, redšie zelenkastý a biely. Sadrovec je zväčša sivobiely a biely, lokálne ružovkastý a v okolí starších mineralizovaných tektonických porúch sa vzácne vyskytujú jeho číre tabulkovité kryštály. V síranoch vo forme vtúseniny býva kremeň, magnezit, epsomit, akcesoricky aj rutil a skoryl.

71c. Ložisko Gretla. Tvorí súvislý pruh v dĺžke asi 2 km a je prakticky južným pokračovaním ložiska Novoveská Huta. Ložisko je v podstate z anhydritu, pri nadloží a podloží čiastočne hydratovaného na sadrovec. Pomer zastúpenia anhydritu k sadrovcu je cca 3 : 1. Anhydrit je sivý a svetlosivý s modrým, fialovým a zeleným odtieňom. Má najčastejšie celistvú jemnokryštalickú a závalkovitobrekciovitú, zriedkavejšie páskovanú a hrubokryštalickú textúru. V brekciovitom a závalkovitom type sú závalky a útržky ílovitej bridlice. Sadrovec je zvyčajne sivobiely a biely a zriedkavejšie má ružovkastý odtieň. Spravidla je jemnozrný až celistvý a často so závalkami sivej, zelenej a fialovej ílovitej bridlice. Z ložiskového pruhu Gretla sa prieskumom v oblasti Novej štôlne vyčlenila jeho jedna časť a pomenovala sa ako *ložisko Spišská Nová Ves I-Nová štôlňa*. Geologické pomery sú zhodné s ložiskom Gretla. Dĺžka ložiska je 370 m, šírka 300 m s predpokladom pokračovania do okolia. Ložisko leží na báze zlepencovej polohy, ale aj v nej sú tenšie polohy anhydritu a sadrovca. Sadrovec sa nachádza aj v tmeli zlepenca a má v ňom obsah až 60 % (anhydritu v tmeli je iba niekoľko %). Na ložisku sa vypočítalo 1 977 kt C₂ suroviny s obsahom 77,01 % anhydritu, 12,15 % sadrovca a prepočtom 1 182 kt Z-3 s obsahom ako pri kategórii zásoby C₂. Hydratovaná zóna evaporitu sa nachádza v spodnej časti hlavnej polohy, kde je obsah anhydritu 87,25 % a sadrovca 1,53 % (Michalko, 1994). K 1. 1. 2006 malo ložisko 1 039 kt voľnej bilančnej zásoby Z-2. Ložisko sa ťaží.

Ostatné výskyty sadrovca a anhydritu v území Markušovská dolina (Slivníky) – Rudňany – Poráč sa zistili pri prieskume rúd v mnohých vrtoch. V *Poráčskej doline (133b)* majú sírany malé plošné rozšírenie a hrúbka polôh je nevelká a veľmi variabilná (od 0,5 do 10 m). Sú znečistené závalkami a vrstvičkami ílovitej bridlice. Podobné výskyty sú aj pri *Markušovskej doline-Slivníky (71d)* v oblasti Zlatníka a na južnom a západnom okraji mezozoika Galmusa. Plošné rozšírenie v oblasti Poráčskej doliny aj Zlatníka je malé a výskyty nemajú praktický význam.

Vápenec na výrobu cementu, vápna a kameniva

Karbonátové suroviny sa vyskytujú v triase na severe gemerika (Slovenský raj, Galmus, Folkmarská skala) a na J gemerika a pod. V rámci regiónu sú ložiská zastúpené iba v severnej a východnej časti SGR.

Ložiská na území Novoveská Huta – Rudňany

70a. Ložisko Spišská Nová Ves-Gretla-Tisovec. Z karbonátov reprezentujúcich túto oblasť sa ťaží ložisko Gretla-Tisovec 2 km na JV od Novoveskej Huty. Tvorí ho morfológicky výrazný vrch Hrnčiarka (Tisovec, 790 m n. m.). Podloží ložiskového súvrstvia je spodnotriasové bridličnato-pieskovcové súvrstvie. Na báze ložiskového telesa leží tmavosivý dolomit hrubý 40 – 50 m a v jeho nadloží komplex prevažne sivých a tmavosivých karbonátových hornín v hrúbke 10 – 60 m s varirujúcim obsahom CaO a MgO. Vápenec,

dolomitický vápenec, vápny dolomit a dolomit sa vyčlenili na základe chemizmu. Najvrchnejšiu časť ložiska, miestami hrubú až 100 m, tvorí svetlosivý masívny vápenec s nepravidelnými žilkami a zhlukmi kryštalického kalcitu. Maximálna hrúbka ložiska je do 200 m a priemerná hrúbka preskúmanej časti 100 m. Generálny sklon vrstiev je 15 – 35° na SSZ. Nadloží ložiska je kvartérna sutina, zvetranina a humusovitá hlina, ktoré v priemere nepresahujú 1,0 m. Skryvkový pomer je 1 : 64.

Veľký plošný výskyt karbonátových hornín v severnom pruhu, ich dobré fyzikálno-mechanické vlastnosti, veľmi dobré ťažobné podmienky, jednoduché hydrogeologické pomery atď. sú dobrým predpokladom na overenie ložísk a ich ekonomickú ťažbu. Na strane druhej rozsiahle časti karbonátových komplexov v severnom pruhu sú často v chránenej krajinskej oblasti, v ktorej sa stretávajú protichodné záujmy súvisiace s ochranou prírody.

Ložiská na území Jaklovce – Margecany – Veľký Folkmar

149c. Ložisko Jaklovce-Kurtavá skala. Ložisko je z vápenca bielej až svetlosivej farby a podloží je svetlý dolomit. Smerná dĺžka na povrchu je cca 1 km a šírka 0,1 až 0,3 km. V jeho sz. časti vápenec obsahuje červené ílovité vrstvičky prechádzajúce do červeného doskovitého vápenca. Overené ložisko sa tektonicky člení na samostatné kryhy so sklonom na J. Voľne bilančná zásoba k 1. 1. 2006 bola Z-1 4 453 kt, Z-2 5 851 kt, Z-3 21 250 kt. Ložisko sa ťaží.

Margecany-starý lom. Tvorí ho izolovaná kryha svetlého vápenca na JZ od Margecian. Vo vápenci sú miestami vložky červeného doskovitého vápenca. Podloží je masívny dolomit spodného triasu. Ložisko je z niekoľkých krýh, ktoré sú oproti sebe vertikálne aj horizontálne posunuté. Má generálny sklon 5 – 20° na J, smernú dĺžku 0,25 km, po sklone 0,7 km, hrúbku podľa morfológie 0 – 120 m a smer ložiskového bloku JZ – SV. Ložisko je už vyťažené.

576-1. Ložisko Veľký Folkmar-Folkmarská skala tvorí plocho uložená izolovaná kryha – elipsa s dlhšou osou v smere V – Z sklonená na SZ a členená dislokáciami smeru S – J. Je zo svetlosivého vápenca, ktorý má vo vyšších polohách lokálne vyšší obsah MgO. V tomto vápenci sú väčšie aj menšie vložky tmavšie sivého vápenca, miestami brekciovitého. Podloží je závalkový vápenec (s rohovcami) a s polohami kremitého vápenca a slabopiesčitého dolomitu. Ložisko bolo preskúmané na úrovni vyhľadávacieho prieskumu roku 1959. Voľná bilančná Z-3 zásoba k 1. 1. 2006 bola 152 916 kt. Ložisko nebolo otvorené a doteraz sa nevyužíva.

Ílovité tehliarske suroviny

Centrálna časť SGR je z hľadiska vhodných tehliarskych surovín chudobná a neperspektívna. Na výrobu tehál sa samostatne alebo v kombinácii využívali pelitické sedimenty neogénu a kvartéru z okrajovej časti, kde sú výplňou súvrství kotlín a panví. V Moldavskej kotline bola najvýznamnejším ložiskom tehliarskych surovín lokalita Jasov.

575a. Výskyt Jasov je reprezentantom pliocénneho poltárskeho súvrstvia. Nachádza sa na S od obce a tehliarsky závod bol od hliniska vzdialený cca 800 m. Najvrchnejšiu časť ložiska tvorí kvartérna hlina s úlomkami alebo obliakmi priemernej veľkosti od 0,5 do 5 cm. Pliocénne sedimenty v podloží kvartéru sa overili do hĺbky 10 – 12 m a tvorí ich prevažne íl s úlomkami a obliakmi hornín rozmanitého granulometrického zloženia. Sú nepravidelne rozložené v horizontálnom aj vo vertikálnom smere. V detritickej zložke prevažuje kremeň nad bridlicou, kremencom a vápencom. Z ílovitých minerálov lokálne prevažuje illit nad montmorillonitom, niekde kaolín nad montmorillonitom – illitom. Polohy s obsahom štrkopieskovej frakcie zhoršujú technologické vlastnosti suroviny. Výraznou škodlivinou sú 20 – 30 cm veľké balvany hornín. Podloží ložiska sú paleozoické horniny. Ložisko skončilo ťažbu.

Ojedinelý neťažený výskyt tehliarskych surovín v Moldavskej kotline je aj pri *Malej Ide (628ch)*. Severná časť tejto kotliny (pliocénna formácia) nie je na overenie zásoby kvalitnejšej tehliarskej suroviny perspektívna.

Keramický íl

Moldavská kotlina je z hľadiska výskytu keramického ílu pomerne chudobná. Po vyhľadávacom prieskume na keramické suroviny (Dobra et al., 1970) sa ukázalo, že polohy ílu, ktoré sú súčasťou neogénnych súvrství, majú pestré zloženie. Tvorí ich kaolinit, illit, montmorillonit, hallozyt, chlorit a kremeň. Zastúpenie zložiek sa mení už v rámci jednotlivých lokalít. Na lokalite Jasov, Rudník a Hodkovce v pelitickej frakcii prevláda kaolinit, na lokalite Malá Ida, Lorinčík, Baška illit a v Šemši má dominantné zastúpenie montmorillonit s metahalloyzitom. Polohy ílu majú zvyčajne tvar nepravidelných telies a šošoviek premenlivej hrúbky (od 1 do 12 m) a na vzdialenosť niekoľko desiatok m vyklinujú. V minulosti skúmané surovinové typy boli na keramickú výrobu problematické. Plavený kaolín z Jasova a Rudníka bol vhodný na výrobu svetlej kameniny.

Kaolinitický íl s malou prímiesou montmorillonitu a illitu sa pre vyšší obsah Fe_2O_3 a TiO_2 môže využívať iba obmedzene. Malé množstvo kaolínického ílu z malého výskytu na V od Rudníka sa ťažilo a používalo na výrobu kachličiek v Jasove. Prognózne zdroje keramického ílu vhodného na fasádové a menej náročné kameninové výrobky boli vypočítané z lokality Šemša (628h) a Malá Ida (628g).

Turmalínovce – technicky použiteľné kryštály nerastov

Turmalínovce sa v Spišsko-gemerskom rudohorí skúmali pre ich schopnosť v zmesi s inými surovinami brániť šíreniu neutrónov v jadrovej energetike a v zdravotníctve. Prospekčné práce koncom 80. rokov 20. stor. v oblasti betliarskeho a popročského granitu neboli úspešné. Nádejná sa ukázala oblasť Zlatej Idky, kde sa v prostredí granitoidných hornín a metamorfítov zistili rulovité horniny s bohatým obsahom turmalínu (Grecula et al., 1977, 1979). Návesňák et al. (1994) túto lokalitu orientačne preskúmali a zistili, že vzorka turmalínovcov obsahuje 42,8 % idiomorfné obmedzených ihličiek turmalínu (veľkých do 0,4 mm). Magnetickou a gravitačnou úpravou sa vyrobil koncentrát s obsahom 82,8 % turmalínu pri výťažnosti 63,13 % a z neho zhotovilo polymérové tieniace teleso s 80 % podielom turmalínu. Skúškami sa preukázalo, že je účinné na tienenie neutrónového žiarenia. Neskôr sa výskyt skúmal v rámci vyhľadávacieho prieskumu (Kobulský et al., 2000) a overilo sa v Slovenskej republike prvé ložisko turmalínovcov – technicky použiteľných kryštálov nerastov.

465b. Ložisko Zlatá Idka. Ložisko turmalínovcov resp. žilnikovoimpregnačnej turmalínovej mineralizácie v Zlatej Idke je v horninách staršieho paleozoika gemerika a vyvinulo sa predovšetkým v kvarcitoch resp. metapsamitoch vystupujúcich v nadloží očkatých kremenno-živcových rúl. Žilnikovoimpregnačná mineralizácia turmalínu tvorí strmo uložené zóny smeru ZSZ – VJV so sklonom na JJZ v hrúbke od 0,6 po 4,0 m. Ložisko zriedka zasahuje až do podložných očkatých živcovo-kremenných rúl. Najbohatšie partie sú v kvarcitoch, metapsamitoch a kvarcitických fylitoch s vložkami chloriticko-sericitických fylitov. V kvarcitoch až metapsamitoch je turmalín v impregnačnej forme a žilniková forma sa vyvinula v laminovanejších horninách. Ložisko je rozblokové najmä zlomami prevažne poklesového charakteru smeru SZ – JV, SV – JZ a S – J s amplitúdou skokov 3 – 10 m. Ako celok tvorí blok dlhý 1 200 – 1 300 a široký 160 – 200 m.

Laboratórno-technologickými a potom aplikačnými prácami sa overili pozitívne tieniace vlastnosti suroviny voči koherentnému žiareniu. Tieniace schopnosti drobného kameniva do betónov a omietkoviny zrnitosti 0,2 – 2,0 mm a 0,2 – 4,0 mm sa testovali v ÚJV Rež a tieniace schopnosti bóru v turmalíne v poli neutrónov sa potvrdili. Na gamažiarie má rozhodujúci vplyv Ba a Fe, čo potvrdili aj výsledky meraní. Turmalínový produkt zrnitosti pod 0,2 mm sa po zapracovaní do plastu spolu s polyetylénom (70 – 80 % objemových turmalínového produktu) testoval v Ústave preventívnej a klinickej medicíny v Bratislave. Meraním sa zistilo, že materiál PeTu (polyetylén + turmalín) má o štvrtinu lepšie tieniace schopnosti v poli neutrónov a vykazuje aj nepatrne lepšie tieniace schopnosti z hľadiska tlmenia gamažiarie ako komerčne vyrábaný materiál Neutrostop, ktorého obsah bóru je 3,5 %. Výsledkom je overenie použiteľnosti suroviny ako drobného kameniva do betónov pre jadrovú energetiku a ako plniva do plastov pre zdravotníctvo. V území sa v štyroch blokoch overilo 1 782 kt voľnej nebilančnej zásoby kat. Z-3 žilnikovoimpregnačnej turmalínovej mineralizácie s priemerným obsahom turmalínu 16,06 %. Ložisko sa neťaží.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Spišsko-gemerské rudohorie s prilehlými územiami má zložitý geologický a tektonický vývoj a ten sa premietol do pestrého litologického zloženia hornín a litostratigrafických jednotiek. Z veľkého počtu zaujímavých lomov, odkryvov a súvislých profilov vyberáme iba tie, ktoré sú ľahko prístupné a doteraz neboli často navštevované (obr. 40). Ostatné lokality už často uvádzali a uvádzajú exkurzní sprievodcovia (Maheľ, 1956; Mello, 1975; Mock, 1980; Varga, edit., et al., 1985; Vozárová a Vozár, 1995; Žec et al., 2005, a i.) alebo sa exkurzné lokality uvádzali na okrajových častiach mapy vo Vysvetlivkách k regionálnym mapám (Mello et al., 1997, 2000). Lokality opisujeme v abecednom poradí.

1. Dobšiná-opustený lom Včelinec – karbonáty hámorského súvrstvia, karbón

Podľa Mella et al. (2000) lokalita je zvyškom po rovnomennom starom rudnom sideritovom poli Biengarten, ktorý sa v minulosti úplne vyťažil. Možno tam ešte nájsť zvyšky plytkomorského príbrežného karbonátového horizontu veľmi bohatého na fosílie. Našli sa tu vedúce formy trilobitov, a to *Cyrtoproetus dobsinensis* (ILLES, 1902), *Griphitides (Bollandia) rozloszniki* RAKUSZ, 1932, *Cummingella* sp. aff. *balladoolensis* RED., 1942, *Paladin* sp. Aff. *eichwaldi* (FISCHER, 1825), podľa ktorých Rakusz (1932) a Bouček a Příbyl (1960) určili vek vrstiev na vestfál B – C. Fosiliférne vrstvy obsahujú aj hojné fosílie lastúrníkov, machoviek, krinoidov, rugóznych koralov, ortokónických nautiloidov a paleoflóru. Na jej základe Nemějc (1947) zaradil vrstvy do vestfálu A – B. Na vestfál A poukazuje aj konodont *Idiognathoides sinuatus* (Kozur a Mock, 1977).

2. Dobšiná-lom – lizarditovo-chryzotilový serpentinit

Pôvodnou horninou je spinelový peridotit s fáciami harzburgitu, lherzolitu až dunitu. Relikty primárnych minerálov (Olv, Opx, Cpx) sú pre pokročilý stupeň serpentinizácie odlišiteľné len lokálne. Nízkotepelné metamorfnohydratačné minerály – serpentín (lizardit, antigorit, chryzotil), granát (andratit) – sa považujú za produkty alpínskej metamorfózy utrabázik nekompletného ofiolitového komplexu meliatika. Žltozelený až trávovozelený granát – (andradit) vystupuje a) ako izolovaný kryštál, b) v žilkách spolu s chryzotilom, c) ako monominerálna výplň puklín. Granát je zonálny. Cr-Mg kompozícia charakterizuje jadro, Ca-Fe okraj granátu.

3. Dobšiná-Hámor – hámorské súvrstvie

Podľa Vozárovej a Vozára (1995) a Mella et al. (2000) sú v opustenom kameňolome na Z od Dobšinej odkryté cyklické sekvencie hámorského súvrstvia. Sú z cyklicky sa striedajúcich polôh jemnozrnného, v menšej miere strednozrnného zlepenca, pieskovca, piesčitej a sludnatej sivej a čiernej bridlice. Cykly dosahujú hrúbku 10 a viac metrov a niektoré v najvyššej časti obsahujú antracitovú sečku. Celkovo sú sedimenty bohaté na kremeň a klastickú sludu. Z ostatných klastických úlomkov možno uviesť rozličné typy fylitov, metakvarcitov, zriedka granitoidov, lydítov, bázických a kyslých vulkanitov.

4. Dobšiná-údolie Dobšinského potoka – alpínske metamorfity a mylonity

V závere údolia Dobšinského potoka sú početné odkryvy nízkotepelných až strednotepelných alpínskych mylonitov porfyrických granitov veporského plutónu, ktoré sú v kontakte s nízkometamorfovaným mezozoickým obalom v stykovej zóne veporika a gemerika. Sú tu bridličnaté metaarkózy (perm) a metakvarcity (spodný trias) s obsahom Qtz, Phe, Kfs, Tur, \pm Chl. Metagranity veporského plutónu (305 – 290 mil. r., U-Pb na Zr) resp. veporického kryštalinika majú charakter očkatobridličnatých mylonitov Qtz, Bt1 (reliktné lupene magmat. Bt, s vyšším obsahom TiO₂), Bt2 (jemnozrnný metamorfný alpínsky, nízko-Ti), Ms-Phe, Kfs (albitizované, \pm metamorfné novotvary na okraji porfyroklastov), Plg (makroskopické relikty, albitizovaný), Grt (Alm-Gros), Ep-Clz, Chl, Ab, Tur, \pm Cal. Asymetria mezoštruktúr a mikroštruktúr, ako aj modely c osí kremeňa a kalcitu indikujú extenzný tektonický transport na VJV.

Vek fengitov veporika je 105 – 85 mil. rokov. Phe-barometer indikuje P až 8 – 9 kbar pri T_{max} cca 500 °C, t. j. hĺbku kolízneho ponorenia cca 25 – 27 km pri geotermickom gradiente do 20 °C/km. Metamorfóza veporika sa udiala v ranej kriede pri jeho súčasnom tektonickom prekrytí príkrovom gemerika hrubým niekoľko km.

Segmenty veporika a gemerika predstavujú kolízne skrútený pasívny okraj stredotriasovo-spodnojurského meliatsko-halštatského oceána.

5. Gelnica-ústie Perlovej doliny – rakovecká skupina, sykavský bazaltový (fylitovo-diabázový) komplex, profil folkmarských a belianskych vrstiev rakoveckého príkrovu

Od ústia Perlovej doliny je séria prerušovaných odkryvov hornín rakoveckej skupiny v dĺžke cca 2 400 m. Zastúpené sú horniny sykavského bazaltového komplexu (hnilecké súvrstvie), fylity folkmarských a zlatníckodolinských vrstiev (smolnícke súvrstvie) a fylity belianskych vrstiev (betliarske súvrstvie).

Pri ústí Perlovej doliny sú jemnozrnné diabázové metapyroklastiká, pri ďalšom odkryve (cca 100 – 200 m od cesty Jaklovce – Gelnica) folkmarské fylity s vložkou žltosivozelenkavých zlatníckodolinských fylitov. V cca 200 m profile je charakteristický vývoj folkmarských fylitov. V južnej časti odkryvového defilé sú častejšie vložky diabázových metapyroklastík s laminami tmavozelených silicítov. Výrazné polohy metapyroklastík sú cca 1 000 m od ústia na východnom svahu doliny a zlatníckodolinské vrstvy cca 3 500 m na JV od ústia Perlovej doliny v okolí kóty Záhumienky (693 m n. m.) smerom na Kojšov.

Belianske vrstvy reprezentuje hrubolaminovaný vývoj čiernych fylitov. V záreze cesty cca 1,7 km od cesty Jaklovce – Gelnica sú vo fylitoch laminy psamitickej a pelitickej zložky hrubé 3 až 10 mm, pri laminovaných metapsamitoch sú psamitické vrstvičky hrubé až 1 – 3 cm, ale laminy čiernych fylitov a siltovcov sú hrubé iba 15 mm. Obidve zložky sú približne v pomere 1 : 1, ale lokálne silne prevláda psamitická zložka. Pelitické laminované fylity sú často budinované, a preto má hornina šošovkovitý až prúžkovaný vzhľad. Keďže horniny sú lokálne silnejšie metamorfované, často sa vyskytuje kremeň a grafit tvorí väčšie šupinky (do 1 mm), a to je zdroj trblietavého lesku hornín s grafitom (vyššiemetamorfované typy rulovitého vzhľadu sú najlepšie vyvinuté v Lacemberskej doline – pozri mapu). Okrem uvedených litologických typov sú na tejto lokalite v belianskych fylitoch aj polohy doskovitého sivohnedého jemnozrnného metapieskovca s náznakmi gradačného zvrstvenia. Najvrchnejšia časť súvrstvia (iba vo výmoloch po daždi) je o niečo pelitickejšia a obsahuje tenké vložky čiernych kremenitých fylitov, ktoré sú ekvivalentom lyditového horizontu. Zriedka sú zastúpené aj keratofýrové pyroklastiká.

6. Gelnica-Perlová dolina – gelnická skupina, smolnícke súvrstvie, prakovské vrstvy kojšovského príkrovu – pokračovanie predchádzajúcej lokality

Prakovské vrstvy sú reprezentované olivovozelenými jemne laminovanými pelitickými fylitmi v smolníckom súvrství, ktoré sú hlavným predstaviteľom fylitických súborov a charakteristickým členom kojšovského príkrovu. V zárezoch cesty po obidvoch stranách Perlovej doliny sú fylity často zvráskovatené po plochách s_2 . V spodnej časti na prechode do súvrstvia čiernych fylitov sa obidva typy striedajú po laminách aj v polohách. Obsahujú vložky aj polohy (dm) sivozelenkavého a žltozelenkavého siltovca, ktorý je miestami prevládajúcim typom laminovaných fylitov, a v spodnej časti aj jemne popolové diabázové metapyroklastiká, ktoré zvyčajne tvoria len prúžky a doštičkovité vložky. S nimi sa lokálne vyskytujú aj polohy fialových fylitov a vložky jaspilitov. Prímes pyroklastického bázičného materiálu je v celom komplexe značná, ale vo forme veľmi jemného popola, čo je príčina aj olivovozeleného sfarbenia fylitov. Jemnú lamináciu (0,5 – 2 mm) olivovozelených fylitov lokálne nahrádzajú laminované typy peliticko-siltovcových fylitov s hrúbkou lamín a vrstvičiek 2 – 6 mm. V týchto typoch sú početnejšie vložky kyslých aj bázičných pyroklastík. Hrúbka prakovských vrstiev je 300 – 600 m. Ich vrchná aj spodná hranica je pozvoľná a predstavuje striedanie hraničných litologických typov.

7. Gemerská Poloma-Dlhá dolina – greizeny a vzácno-prvkové granity gemerika

Na lokalite Dlhá dolina vystupuje malý tektonický útržok muskoviticko-kremenného greizenu v prostredí vyššiemetamorfovaných medzevských vrstiev. Hornina obsahuje miestami až 10 – 15 % kasiteritu (SnO_2) s hojnými mikroskopickými inklúziami ferocolumbitu – $(\text{Fe,Mn})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$. Greizen vznikol v závere magmatickej kryštalizácie granitu v jeho kupolovej časti za výraznej účasti fluidnej fázy obohatenej o vzácne prvky. Nález tohto osamoteného telesa greizenu podnietil intenzívny vrtný geologický prieskum na overenie ložiska Sn a ďalších vzácných prvkov, ktorý potvrdil existenciu vzácno-prvkového granitu v hĺbke cca 450 až 670 m od povrchu. Hlbšie pokračuje granit s nižším obsahom vzácných prvkov. Vo vrtoch sa zistili ďalšie výskyty greizenov, a najmä albitové granity s cinvalditom, topásom (až niekoľko %), kasiteritom, Nb-Ta rutilom, volfrámovým ixiolitom – $(\text{Nb,Ta,W,Fe,Sn})_4\text{O}_8$, minerálmi skupiny kolumbitu – tantalitu, pyrochlóru – najmä mikrolit – $(\text{Ca,Na})_{2-x}(\text{Ta,Nb,Ti})_2\text{O}_6(\text{O,OH,F})$ a série volframitu, najmä ferberit $(\text{Fe,Mn})\text{WO}_4$. Napriek výskytu uvedených minerálov a zvýšenému obsahu Sn, Nb, Ta, W, Li a Rb je ložiskový výskyt Dlhá dolina v súčasnosti ekonomicky nerentabilný.

8. Helcmanovce-zárez cesty od kaštiela východným smerom po horáreň (700 m profil) – litologická náplň mníšskeho príkrovu

Na lokalite od potoka Hniliec (pri mostíku) v ústí starej štôlne spodnú časť mníšskeho príkrovu reprezentujú tektonicky silne stlačené a redukované čierne fylity holeckých vrstiev betliarskeho súvrstvia (pozdĺž Hnilca nad hladinou v zárezoch a na svahu sú zriedkavo tenké vložky lydítov a čiernych fylitov s početnými lapilami). Nad čiernymi fylitmi na cestičke od štôlne smerom na lesnú cestu je tiež silne redukovaná poloha zelených fylitov Jalovičieho vrchu smolníckeho súvrstvia. Vyššie sú jemnozrnné diabázové metatufity (vrchný pestrý vulkanický komplex), ktoré sú mohutne vyvinuté pozdĺž celej cesty od kaštiela až po malé zlomy smeru SZ až JV blízko horárne (zlomy zvyrazňuje prameň nad asfaltovou cestou).

9. Helcmanovce-dolina Veľkého Hutného potoka – vrstvy Jalovičieho vrchu, gelnický porfyroidový komplex s helcmanovskými ryolitmi

Gelnický porfyroidový komplex v oblasti Helcmanoviec a Mníška nad Hnilcom sa začína v nadloží pestrého vrchného vulkanického komplexu zelenými, sivozelenými až tmavozelenými hrubozrnnými metapyroklastikami (porfyroidmi) intermediárnej povahy, v ktorých sú okrem porfyroblastov kremeňa a živcov lokálne aj amfiboly. Zelenkavé bázickejšie porfyroidy sú prevládajúcim reprezentantom porfyroidov v mníšskom príkrove podobne ako v severnejšom kojšovskom. Sivé a bielosivé hrubozrnné porfyroidy sú v podloží ryolitov. Zriedka je v oblasti Mníška nad Hnilcom (štôlna Pavol) uprostred porfyroidov aj tenká poloha hematitovo-magnetitových silicítov (jaspilitov) a silicifikovaných tufitických psamitov.

Najvyššie časti hnileckého súvrstvia tvoria výlevy kyslých efuzív – helcmanovské ryolity. Jednotlivé prúdy sú oddelené hrubozrnným až aglomerátovým tuфом ignimbritovej povahy alebo polohou popolového tufu. Okrem mohutných výlevov kyslých hornín (alkalický ryolit, ryolit) sú zriedkavejšie dacity (pri rieke Hniliec), ktoré tvoria prechodné členy k intermediárnym vulkanitom. Hrúbka ryolitov je miestami až 300 – 400 m a hrúbka podložných kyslých a bázických porfyroidov veľmi premenlivá (desiatky až prvé stovky m).

V zárezoch severnej časti cesty v Hutnej doline sú horniny gelnického porfyroidového komplexu a typické zelené laminované fylity Jalovičieho vrchu aj s polohami zelených metapsamitov. Od rozdelenia doliny (cca 500 m n. m.) pozdĺž lesnej cesty od výšky 550 m n. m. po výšku 600 m n. m. sú fylity Jalovičieho vrchu, vyššie mníšske rudonosné fylity, horniny keratofýrového vulkanizmu a helcmanovské ryolity. Vo výške cca 700 m n. m. je halda štôlne HP-1, na ktorej sú rudonosné fylity mníšskej šošovky. Záver doliny od výšky cca 800 m n. m. po kótu Jalovičí vrch (942,5 m n. m.) tvorí profil betliarskeho súvrstvia s holeckými vrstvami a lydítovým horizontom, ďalej smolníckeho a hnileckého súvrstvia v rámci synklinály Jalovičieho vrchu.

10. Helcmanovce-štôlna Pavol (2 500 m JZ od kaštiela) – litologická náplň smolníckeho a hnileckého súvrstvia mníšskeho príkrovu

Na SV od štôlne Pavol (nadmorská výška 700 m n. m.) je na hrebene pod lesnou cestou súvislý geologický profil (1 000 m overený ryhami RMP-15 až RMP-29 a vrtom VMP-5) od smolníckeho súvrstvia (vrstvy Jalovičieho vrchu) cez mníšske rudonosné fylity (kremenité fylity, silicity, fylity so zriedkavou sulfidickou mineralizáciou), bazaltové metatufy, metatufity s polohami hrubozrnných doleritov a s polohami keratofýrového vulkanizmu (vrchný pestrý vulkanický komplex). Najvyššiu časť tvoria svetlé metapyroklastiká acidného vulkanizmu a helcmanovské ryolity. Pri ústí štôlne je rudná a hlušínová halda.

11. Hnilčík-lom – rakovecká skupina, hnilecké súvrstvie, sykavský bazaltový komplex

Pri štátnej ceste Novoveská Huta – Nálepko je malý opustený lom vulkanického hnileckého súvrstvia rakoveckej skupiny. Jeho litologický profil opísalo viac autorov (L. Kamenický, 1955; Bajaník et al., 1984, a i.). Odspodu nahor vyčlenili takýto litologický sled: spilitizované metabazalty, kremenité sericiticko-chloritické fylity (hrúbka asi 1 m) s prechodom do nadložných bazaltových metatufitov (1,5 m). V nadloží sú afanitické metabazalty (30 cm), potom nasledujú zvrstvené bazaltové metatufity (2,5 m), karbonatické bazaltové metatufity (2 m), afanitický metabazalt (80 cm) a profil sa končí v karbonatických bazaltových metatufitoch.

12. Jaklovce-zárez cesty – jaklovská sekvencia, meliatikum

Asi 150 m na V od kostola v Jaklovciach v záreze cesty opísal Spišiak a Biroň (in Faryad et al., 1999) meliatiky vývoj vo folkmarskej sutúre, ktorú reprezentuje jurská melanž s blokmi stredotriasových serpentinitov, spilitizovaných bazaltov, fuchsitovo-kremenných karbonátových hornín (listvenity) a vápenca.

Charakteristickou horninou je aniský červený pelagický vápenec (Kozur a Mock, 1995). Ladin reprezentujú červené rádiolarity a bridlice (Mock et al., 1998). Medzi typickú oceánsku sekvenciu meliatika patria polohy vrchnotriasového rohovcového vápenca, a najmä zriedkavé strednojurské hlbokovodné vápencové brekcie s belemniti, zelenkavé až tmavosivé bridlice a slienité bridlice. Zastúpený je aj slabo rekryštalizovaný vápenec spodného anisu. Na inom mieste, asi 150 m V od reštaurácie v Jaklovciach je tektonicky intenzívne prepracovaná bazaltová vankúšová láva (*pillow lava*). Vek vulkanických hornín možno odvodiť od ladinských rádiolaritov, ktoré spomenuté bazalty prekrývajú resp. sa s nimi striedajú.

13. Jaklovce-zárez železnice – bazalty a rádiolarity jaklovskej sekvencie, meliatikum

Odkryv je v záreze železnice vedúcej od vápenky v Jaklovciach na Z do karbonátového lomu nad štátnou cestou. Tvoria ho tmavozelené až čiernozelené bazalty v asociácii s červenofialovými rádiolaritmi ladinského veku. Sú blokovo rozpadavé a pukliny miestami vyplňa aj chryzotilový azbest. Metamorfná bridličnatosť je $328^{\circ}/48^{\circ}$ a minerálne zloženie tvorí plagioklas, klinopyroxén (augit), magnetit a ilmenit. Červené rádiolarity často obsahujú puklinky vyhojené spekularitom. Odrýv sa nachádza v oblasti križovania strižných zón (transgemickej a košicko-margecianskej).

14. Kotlinec – holecké vrstvy gelnickej skupiny

Lavostrannou lesnou odbočkou z cesty Smolník – Úhorná cca po 1 200 m od štátnej cesty pri rozdzielení dolín sú na východnej strane svahu pri kúrdle zvierat veľké odkryvy lavicovitých lyditov v prostredí čiernych fylitov. Sporomorfy z tejto lokality indikujú vrchnosilúrsky až spodnodevónsky vek (Papšíková a Grecula, 1983; Papšíková, Grecula a Kobulský, 1988). Početné odkryvy holeckých vrstiev s mohutným vývojom lyditov sú ľahko prístupné aj v Tichovodskej a Starovodskej doline, kde pruh holeckých vrstiev s lyditmi spomínané doliny presekáva. V tejto oblasti sa v čiernych fylitoch našli početné sporomorfy a v lyditoch rádioláriá, foraminiféry, juvenilné článkonožce a i. (Ivanička, Snopko a Snopková, 1989; Soták, Vozárová a Ivanička, 1999, 2000). V karbonátoch v oblasti Henclovej lštvan zistil aj ojedinelé konodonty (ústna informácia, 1985).

15. Kropachy – novoveské a petrovohorské súvrstvie, perm

Z kóty Benkovo uhliisko (691,9 m n. m.) na Z do doliny Rina a v celej jej dĺžke z J na S až po východný okraj Kropach sa začína profil v spodnej časti novoveského súvrstvia a ďalej prebieha (od nadložia do podložia) cez celé petrovohorské súvrstvie v častých odkryvoch.

16. Nižný Klátov-lom – rakovecká skupina, klátovský amfibolitový komplex

Aktívny lom na ťažbu amfibolitov sa nachádza na SSZ od obce a je prístupný poľnou cestou cez roľnícke družstvo. Amfibolity, ktoré sú v lome a tvoria hlavnú masu amfibolitového pruhu, sú lokálne sprevádzané serpentinitmi (možno ich vidieť po pravej strane cesty Bukovec – Klátov a v úlomkoch aj v oblasti Vyšného Klátova), ojedinele silicitmi a karbonátmi (západná časť lomu). Amfibolity tejto lokality prví opísali Dianiška a Grecula (1979) ako súčasť ofiolitovej suity. Obsahujú obyčajný amfibol (40 – 70 %), plagioklas (30 – 40 %), pyroxén (8 %) a sekundárne minerály – epidot, albit, aktinolit, chlorit, kremeň, apatit, titanit a rudné minerály. Niektoré časti amfibolitov sú silnejšie retrográdne postihnuté s významnejším obsahom epidotu a chloritu a majú nižšiu zrnitosť.

17a. a 17b. Nižná Slaná a Kobeliarovo-haldy – holecké vrstvy, siderit

Najväčším sideritovo-ankeritovým ložiskom SGR je Mano (v Nižnej Slanej). Je otvorené šachtou Mano a Gabriela. Sideritové a ankeritové rudné telesá sú v staropaleozoických holeckých vrstvách (betliarske súvrstvie). Ložisko Mano sa pravidelne podzemne dobýva od druhej polovice 19. stor. Jeho smerná dĺžka je asi 2 300 a hrúbka súvrstvia až 450 m. Najväčšiu hrúbku má siderit v centrálnej časti v smernej dĺžke cca 800 a v sklonnej 350 m. Hrúbka jednotlivých sideritových telies je 30 až 70 m. Siderit je dvojakého typu: 1. jemnozrnný tmavosivý metasomatický (základný) siderit (tvorí hlavnú masu ložiska) a 2. hrubozrnný svetlohnedý žilný siderit. Nižnoslanský siderit je vysokoželeznatý a má aj zvýšený obsah MnO. Priemerný obsah Fe v rude je 33,5 a Mn 2,18 %.

Rozsahom menšie, ale tiež s bilančnou zásobou sideritu je ložisko Kobeliarovo. Zistili sa v ňom dve polohy karbonátov. Menšiu, spodnú ložiskovú polohu reprezentujú tri nepravidelné telesá metasomatického sideritu, ktorých hrúbka neprekračuje 10 m. Plošný rozsah polohy sa overil v smernej dĺžke cca 400 a po sklone

v rozsahu 150 m. Vo vrchnej karbonátovej polohe je najväčšia hrúbka sideritu a rudné teleso je overené v smernej dĺžke 500 a po sklone 250 m. Nepravá hrúbka rudného telesa dosahuje 60 m.

18. Novoveská Huta – petrovohorské súvrstvie, perm

Profil pri Novoveskej Hute je na jz. svahu kóty Malý Muráň (961,0 m n. m.). Prebieha od JZ na SV po novej lesnej ceste na vrstevnici približne 925 m. Začína sa v knolskom súvrství, pokračuje cez celé petrovohorské súvrstvie do novoveského (Malý Muráň) a je na ňom veľa odkryvov.

19. Novoveská Huta-ťažobný závod a okolie – sadrovec a anhydrit

Podľa Karoliho a Derca (in Sasvári, 2003) evapority severného gemerika sú výrazným geologickým markerom, ktorý kontinuálne prechádza z najvyššej časti vrchného permu do bazálnej časti spodného triasu a litostratigraficky reprezentujú novoveské súvrstvie krompašskej skupiny. Najznámejšie výskyty sa viažu na širšie okolie Spišskej Novej Vsi, kde je v súčasnosti v prevádzke jediná baňa na ťažbu anhydritu a sadrovca na Slovensku (Novoveská Huta) a povrchový lom Šafárka. Evapority sú na tomto ložisku zastúpené len síranmi (sadrovec a anhydrit). Redepozícia pôvodných primárnych síranov, ktoré sa zrážali v podmienkach plytkého šelfu, je dominantným sedimentologickým znakom evaporitových hornín severného gemerika. V týchto podmienkach sa zrážali sadrovce, ktoré boli erodované spolu s karbonátmi a neevaporitovými sedimentmi a deponované najmä v prostredí vonkajšieho šelfu a svahu bazéna z gravitačných úlomkových prúdov. Tak vznikali sedimenty, ktoré sa často označujú ako evaporitová či sadrovcová brekcia, kde je síranový matrix uzatvárajúci klasty bridlíc, karbonátov a v malom množstve aj paleozoických vulkanoklastík.

20. Ochtiná-magnezitový lom – ochtinská skupina, karbón

V starom magnezitovom lome vystupuje bridličnato-karbonátový súbor hornín lubeníckeho súvrstvia typický pre ochtinskú skupinu alebo pre tzv. magnezitový karbón gemerika. Lokalita patrí medzi najstaršie známe a v minulosti ťažené magnezitové lokality SGR. Karbonáty sú reprezentované hlavne zvrstvenými dolomitmi, lokálne silicifikovanými a premenenými na magnezit, a striedajú sa s polohami čiernej bridlice, slieňa a pieskovca. V dolomite sa zachovali sparitové textúry so zachovanými intraklastmi s mikritovou textúrou a s bioklastmi s faunou echinodermát, krinoidov, lamelibranchiát, foraminifér, ostrakód a iných úlomkov. Faunu z lomu opísal už Ahlburg (1913), neskôr Bouček a Přibyl (1960) a jej vek stanovili ako namúr B – C a novšie Kozur et al. (1976) podľa nálezu konodontov určili vek súvrstvia v lome ako najvrchnejší visén až spodný namúr (serpuchovian). Na základe litológie a faunistickej asociácie autori charakterizovali sedimentačné prostredie ako lagunárno-šelfové s otvorenou cirkuláciou vody.

Velkokopý profil magnezitového karbónu črmeľskej skupiny vo východnej časti SGR poskytuje lom *Košice-Bankov*, ale tam je vstup obmedzený a treba naň mať povolenie od majiteľov.

21. Slavoška-lom – ochtinská skupina, hrádocké súvrstvie, karbón

Lokalita sa nachádza asi 1 500 m na JJZ od južného okraja Slavošky na západnej strane Hankovského potoka. V spodnej časti je sivý a žltkavý dolomit a rauvaky, potom biely mramor s vložkami bázických vulkanoklastík a vyššie horizont metabazaltov a bazaltových metapyroklastík s vložkami metapelitov a metasiltovcov.

22. Slovinky-Poráčska dolina – rakovecká skupina, metabáziká sykavského bazaltového komplexu

Lokalita je cca 1 800 m od západného okraja Sloviniek na južnom okraji potoka. V odkryve sú silno rekryštalizované metabáziká tmavozelenej až čiernozelennej farby s výraznou blokovitou odlučnosťou po plochách 0°/20° až 350°/20°. Vystupujú v tesnom kontakte, pravdepodobne v tektonickom nadloží silno mylonitizovaných grafiticko-sericitických fylitov betliarskeho súvrstvia. Metabáziká miestami silno vyvetrávajú dohnedu v závislosti od množstva Fe karbonátov. V okolí sa vyskytujú aj vložky keratofýrových metapyroklastík.

23. Slovinky-lom – folkmarské vrstvy, rakovecká skupina

Lom sa nachádza na severnom okraji Sloviniek na západnej strane Slovinského potoka. Je opustený a tvoria ho laminované zelenožlté až fialovozelené fylity folkmarských vrstiev smolníckeho súvrstvia rakoveckej skupiny s polohami bazaltových metapyroklastík metrovej hrúbky. Fylity sú krehkodužné mylonitizované

v plochách $156^{\circ}/60^{\circ}$ a presekávané systémom puklín riedlového charakteru smeru SZ – JV až S – J. Často ich vyplňajú kremenné žilky.

24. Smolník – dolerity, spodný pestrý vulkanický komplex, gelnická skupina

Odkryv hrubozrnitých tmavozelených doleritov a bazaltových metapyroklastík je 400 m na SV od roľníckeho družstva. Vystupuje v tesnom nadloží čiernych fylitov s vložkami psamitov a lydítov holeckých vrstiev betliarskeho súvrstvia. Dolerity sú súčasťou spodného pestrého vulkanického komplexu. Minerálnu paragenézu doleritov tvorí chlorit, aktinolit, kalcit, epidot, zoisit, albit a ojedinele pyroxén. Pozorovateľný je iba puklinový systém smeru S – J so sklonom na obidve strany. V tesnom podloží bázických hornín sa v čiernych fylitoch vyvinula bridličnatosť $156^{\circ}/56^{\circ}$ s *b* osou izoklinálnej vrásky $254^{\circ}/24^{\circ}$. Odkryv je v smolníckej strižnej zóne, paralelnej s transgemerickou.

25. Smolník-Mária Snežná – gelnická skupina, smolnícke súvrstvie; profil fylitov Ostrého vrchu (kojšovské vrstvy), jedľovecký príkrov

Podľa Greculu (1982) a Greculu et al. (1992) a i. je fyliticko-psamitický komplex Ostrého vrchu prechodným členom kojšovských vrstiev medzi flyšovým hrubozrnným vývojom a laminovanými fylitmi medzevských vrstiev. Fylity majú povahu distálneho flyšu. Sú to farebne nevýrazné a striedajúce sa hrubolaminované kremenité fylity, doštičkovité metasiltovce až jemnozrnné metapsamity zelenkavej a žltozelenkavej farby. Siltovce sú v prevahe nad psamitmi. Miestami je pozorovateľné ich gradačné a zriedka aj šikmé zvrstvenie. Rovnoplochá štiepatelnosť je podľa plôch s_2 (s hustotou foliácie 2 – 5 mm), na ktorých vznikla aj sekundárna (falošná) laminácia. Hrúbka fylitov Ostrého vrchu je 200 – 600 m a prechod do okolitých litostratigrafických členov je pozvoľný.

V odkryve pri ceste (zárez cesty pri kaplnke 600 m na J od Smolníckeho potoka) sa striedajú zelené laminované fylity, kremenité fylity a siltovce. Južnejšie a severnejšie od odkryvu sú aj polohy bazaltových popolových metapyroklastík, ktoré sa začleňujú do spodného pestrého vulkanického komplexu, a tenké vztýčené polohy čiernych fylitov betliarskeho súvrstvia. Východným smerom pozdĺž cesty sú vyvinuté fylity a metasiltovce s vložkami metapieskovca medzevských vrstiev.

26. Súľová-odkryvy pozdĺž štátnej cesty – laminované metapelity, gelnická skupina, kojšovský príkrov

Litologické defilé spodných komplexov staršieho paleozoika (betliarske súvrstvie, belianske vrstvy) skladajúce sa z početných odkryvov sa začína od ostrej zákruty v oblasti Podsúľovej smerom na Súľovú. Je to stovky metrov hrubé súvrstvie hrubolaminovaných tmavosivých až čiernych fylitov s mnohými vložkami laminovaných jemnozrnných metapsamitov, ktoré miestami s doskovitým až lavicovitým vývojom prevládajú nad pelitmi. Na iných miestach sa vyskytujú iba skryto laminované metapelity, ktoré naznačujú prechodný horizont do nadložných holeckých vrstiev (najvrchnejšia časť betliarskeho súvrstvia). V rámci rytmov možno pozorovať gradačné a šikmé zvrstvenie s typickým zjemňovaním zrnitosti smerom nahor. Vierohodné paleontologické údaje nie sú, ale na základe superpozície sa predpokladá vek vrchný ordovik – spodný silúr.

27. Súľová-zárez štátnej cesty – gemerický granit

Lokalita je pri ostrej zákrute v záreze štátnej cesty Súľová – Hnilec. Granit sa na tejto lokalite nachádza v horninách gelnickej skupiny kojšovského príkrovu. Do tejto horninovej sekvencie intrudovali granity spišsko-gemerského typu. Spišsko-gemerské granity sa od ostatných typov západokarpatských granitoidov výrazne odlišujú. Patria medzi vysoko diferencované intrúzie typu S so zvýšeným obsahom B, Sn, F a vzácnych prvkov, najmä Li, Rb, Cs, Nb, Ta, W. Spišsko-gemerské granity vystupujú v niekoľkých drobných výskytoch v západnej aj východnej časti Slovenského rudohoria (napr. Zlatá Idka, Hnilec, Betliar), avšak v hĺbke vytvárajú väčšie telesá. Petrograficky ich tvoria relatívne jemnozrnné leukokratné biotiticko-muskovitické granity (základný typ), ktoré vo vrchných kupolových častiach intrúzií lokálne prechádzajú do vysoko diferencovaných variet granitu (albitovo-cinvalditovo-topásové granity, muskoviticko-kremenné greizeny). Osobitnou subvulkanickou fáciou sú žilné granitové porfýry s turmalínom pri Betliari. Vysoký iniciálny izotopový pomer stroncia ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} > 0,710$), ako aj vysoký obsah Si, Al, Na, K, P, Ga a už spomenutých stopových prvkov a naopak nízka koncentrácia Mg, Ca, Cr, Ni, Zr, REE (prvkov vzácnych zemín) jasne indikujú kôrový pôvod spišsko-gemerských granitov z geochemicky dobre zrelého zdroja s prevahou sedimentov. O veku týchto granitových telies sa dlho diskutovalo. Novšie údaje poukazujú na ich neskorovariský, permský vek (cca 280 – 250 mil. rokov).

28. Šafárka-lom – evapority novoveského súvrstvia, perm

Horizont evaporitov bielovodských vrstiev krompašskej skupiny v otvorenom lome Šafárka (Sasvári, 2004) je charakteristický striedaním hruboulomkovitých aluviálnych uloženín s lagunárno-sabchovitými sedimentmi. Evaporitové sedimenty sa vyskytujú spolu s polohami sivých, sivozelených bridlíc a pieskovca. Súčasťou evaporitovej litofácie sú polohy intraformačných brekcií s karbonátovou, anhydritovou alebo sadrovcovou základnou hmotou (Derco a Karoli in Sasvári, 2003). Tieto brekcie sa striedajú s polohami laminovaných evaporitových a úlomkovitých sedimentov. Polohy sulfátového pieskovca dosahujú v lome hrúbku až 20 m a obsahujú prímies pelitu, alebo jemnozrnného karbonátu – dolomitu. Sulfátové (evaporitové) brekcie majú síranový, sadrovcovo-anhydritový matrix, ktorý uzatvára klasty ílovitých, siliciklastických a karbonátových sedimentov. Sulfátové brekcie sú produktom gravitačných prúdov a zistili sa v severnej a sz. stene otvoreného lomu. Intraformačné brekcie obsahujú opracované obliaky veľké až 30 cm. Vypĺňajú erózne kanály so silicitovým a karbonátovým klastickým materiálom, ktorý je diskordantne uložený voči nadložnému súvrstviu dolomitového zlepenca, bunkovitého vápenca, ílovitých a ílovitovápnných sedimentov hnedej, svetložltej a hrzdavožltej farby.

Štruktúrno-tektonický výskum (Sasvári, 2004) v oblasti povrchového otvoreného lomu Šafárka ukázal, že bázu spodnotriasového (skýt) súvrstvia tvorí súvrstvie nerovnako hrubých a nepravidelných polôh bunkovitých karbonátov – rauvakov, fialových, sivofialových, sivozelených a hrzdavožltých aleuritických, miestami piesčitých bridlíc s nepravidelnými vložkami svetlého a sivého dolomitu v tvare tektonických brekcií hrubé 40 – 50 m. Rauvaky obsahujú závalky zelených, zriedka červených aleuritických bridlíc veľkých do 1 cm. Vo vyššej litostratigrafickej polohe sú zastúpené polohy zelenej a fialovej bridlice a pieskovca so zriedkavými vložkami pieskovca, nad ktorými sú trosky telies strednotriasového dolomitu a vápenca (kóta Rysovec).

29. Štós – fylity štóskej skupiny, mladšie paleozoikum

Štóske fylity definoval Grecula (1982) ako svojrázny lokálny vývoj smolníckeho súvrstvia, alebo ako mladopaleozoický horninový komplex. V tejto práci a na mape sa prezentuje druhý názor. Sú to jemne laminované pelitické a aleuritické bridlice, prevažne zelené s farebne kontrastnými laminami (zelené až tmavozelené, žltozelené a bielosivé a zelenosivé), husto presekávané a posúvané plochami s_2 , čo spôsobuje ich drobnoúlomkovitý a trieskovitý rozpad. Bridlice sa vyznačujú striedaním lamín, vložiek a polôh čiernych, sivých, zelenosivých a miestami aj fialových pelitov. Iba zriedka sa vyskytujú peliticko-siltovcové hrubolaminované bridlice, ktoré sú prechodnou fáciou k psamitickému vývoju s lokálnymi vložkami drobnoobliakového zlepenca.

V odkryve pri ceste (zárez cesty cca 400 m na V od centra obce) je striedanie zelenosivých a sivých laminovaných fylitov a metasiltovcov s tenkými laminami bielosivej a zelenosivej farby s typickým trieskovitým rozpadom.

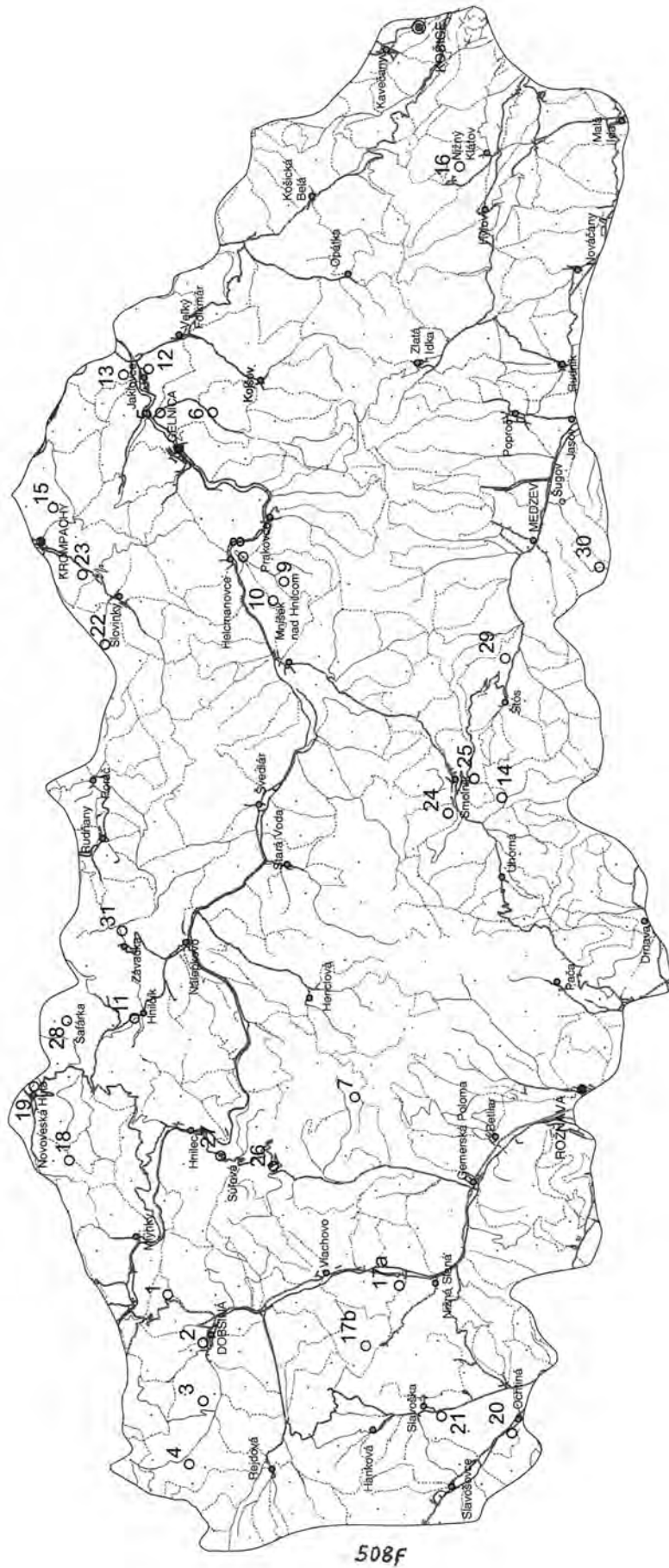
30. Šugovská dolina-opustený lom v závere doliny – karbonáty, glaukofanity, bôrčanský príkrov

Lom tvoria polohy hrubokryštalického sivobieleho až hnedastobieleho vápenca. Často vystupujú spolu s metabázikami (glaukofanitmi) a čiernymi bridlicami, ktoré sa začleňujú do bôrčanského príkrovu. Karbonáty sú presekávané systémom penetračných plôch a puklín: $130^\circ/80^\circ$ so striáciami $85^\circ/70^\circ$ a $40^\circ/76^\circ$ so striáciami $8^\circ/70^\circ$ a $300^\circ/70^\circ$. Často sú tieto plochy vyhojené kalcitovými žilkami.

31. Závadka-zárez štátnej cesty – rudnianske zlepenca (karbón) a permské zlepenca

V záreze štátnej cesty Nálepko – Závadka je malý opustený lom v rudnianskych zlepencoch dobšinskej skupiny (karbón). Sú to polohy hrubozrnného polymiktného zlepenca s veľmi pestrým obliakovým materiálom (34 litotypov). Okrem hornín podložného staršieho paleozoika sú v obliakovom materiáli aj granatické ruly, plagioaplity a amfibolity. Tmel zlepencov je psamitický, zelený, so znakmi vysokotlakovej metamorfózy (Radvanec, 1998). Zlepenkové vrstvy na tejto lokalite majú pozíciu bazálneho súvrstvia karbónu a inde sú aj v nadloží čiernych karbónskych bridlíc. Pri sledovaní tohto pruhu východným smerom sa možno dostať k ich mohutnému a veľmi pestrému vývoju s vložkami zelenej bridlice a pieskovca.

Na vrchole kopca asi 50 m od zákruty sú smerom na V odkryvy polymiktného pestrého permského zlepenca (bazálne knolské súvrstvie) ležiace na karbónskom zlatníckom súvrství dobšinskej skupiny. Zlepenkové obliaky tvoria horniny podložného karbónu a staršieho paleozoika.



Obr. 40. Situačný náčrt exkurzných lokalít. 1 – Dobšiná-opustený lom Včelítec, 2 – Dobšiná-lom, 3 – Dobšiná-údolie Dobšinského potoka, 4 – Dobšiná-ústie Perlovej doliny, 5 – Gelnica-ústie Perlovej doliny, 6 – Gelnica-Perlová dolina, 7 – Gemerská Poloma-Dihá dolina, 8 – Helcmanovce-zárez cesty, 9 – Helcmanovce-dolina Veľkého Hutného potoka, 10 – Helcmanovce-štolňa Pavol, 11 – Hničák-lom, 12 – Jaklovec-zárez cesty, 13 – Jaklovec-zárez železnice, 14 – Katiš, 15 – Krompachy, 16 – Nižný Klátov-lom, 17a a 17b – Nižná Slaná a Kobeliarovo-haldy, 18 – Novoveská Huta-ťažobný závod, 19 – Novoveská Huta-lom, 20 – Ochtiná-magnezitový lom, 21 – Slavoška-lom, 22 – Slovíčky-Foráčska dolina, 23 – Slovíčky-lom, 24 – Smolník, 25 – Smolník-Mária Snežná, 26 a 27 – Súľová, 28 – Šatárka-lom, 29 – Štós, 30 – Sugovská dolina, 31 – Závadka-zárez štátnej cesty.

ZÁVER

Predložená regionálna mapa Spišsko-gemerského rudohoria okrem hlavnej časti gemerika zobrazuje aj rad tektonických jednotiek, ako je veporikum, meliatikum, silicikum a mladšie pokryvné geologické útvary od terciéru až po kvartér.

Podľa legendy ku geologickej mape (pomerne detailne vymedzených členov v litostratigrafických jednotkách – skupinách, súvrstviach, vrstvách, ako aj podľa tektonických jednotiek) by mohol vzniknúť dojem, že ide o veľmi zložitý región, ktorý si vyžaduje oveľa väčšiu redukciu a zlučovanie litotypov v rámci súvrství a vrstiev, ale vytvorená geologická mapa je už zjednodušenou verziou pôvodnej geologickej mapy zostavenej po listoch v mierke 1 : 25 000.

Na geologickej mape sú s tektonickou schémou, schémou zostaviteľov mapy a s prehľadom mapovania aj geologické rezy v mierke 1 : 50 000 zostavené pozdĺž vybraných priečnych geofyzikálno-geochemických profilov, na ktorých podrobné údaje z komplexných geofyzikálnych metód, gravimetrie, seizmiky a litogeochemie takmer dvadsiatich chemických prvkov umožnili veľmi presne interpretovať jednotlivé litologické členy, súvrstvia a mnohé charakteristické geologické súbory s ich veľmi pravdepodobným sklonom hlboko pod zemský povrch.

Súčastou vysvetliviek sú – po dvadsiatich piatich rokoch – geologickej verejnosti opäť prístupné nielen podrobné geologické, litostratigrafické, biostratigrafické a iné dáta, ale aj nové pohľady a názory na tektonickú interpretáciu, geologický a tektonický vývoj gemerika, jeho vzťah k veporiku a k iným tektonickým jednotkám a geologickým útvarom.

Dôležité údaje pre súčasnosť a budúcnosť sú aj v kapitolách o geofyzikálnej preskúmanosti, o hydrogeologických pomeroch a geologických faktoroch životného prostredia, ktoré v strategicky dôležitom regióne s bohatou baníckou tradíciou poskytujú základné informácie o súčasnom stave preskúmanosti, výsledkoch posledného monitoringu, ako aj o možnej zraniteľnosti územia. Prvý raz sa zo Spišsko-gemerského rudohoria sprístupňuje aj dlho očakávaná mapa ložísk a výskytov nerastných surovín, ktorá veľmi vhodne dopĺňa a spresňuje predtým publikované monografie, a to Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 1 (Grecula et al., 1995) a Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 2 (Slavkay et al., 2004).

Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria s vysvetlivkami je zhrnutím 25-ročného geologického výskumu a geologickej aktivity v gemeriku, ktoré v tejto oblasti vykonával rad geologických organizácií. Odzrkadľuje dosiahnuté výsledky v čase, keď sa geologické práce vykonávali, odráža stav poznatkov a poznania tejto geologickej veľmi komplikovanej tektonickej jednotky, ako aj súčasnú úroveň geológie ako vedy a s ňou aj priamo alebo sprostredkovane spätého laboratórneho výskumu.

V texte sme na mnohých miestach naznačili úlohy a problémy, ktoré sa v príslušnom období nedali vyriešiť alebo doriešiť, a preto sme ich pomenovali alebo aspoň naznačili.

Medzi najvýznamnejšie nesporne patria litografické výsledky. Napriek tomu, že sa v nich nesporne dosiahol významný pokrok, na rad otázok a problémov z tejto oblasti bude nevyhnutné hľadať odpoveď v budúcnosti. Ide napr. o nasledujúce oblasti.

- Bude treba zdokonaľovať súčasné a hľadať nové metódy na získavanie korektných paleontologických a geochronologických údajov na presnejšie stratigrafické zaradovanie paleozoických a mezozoických súvrství, konfrontovať ich so súčasne získanými novými geochronologickými a geologickými údajmi, dopĺňať ich a spresňovať. Osobitne sa bude treba zamerať na betliarske súvrstvie (holecké vrstvy), v ktorom je veľmi vhodný materiál najmä na geochronologickú konfrontáciu s paleontologickými výsledkami.

- Sedimentologický výskum hornín staršieho paleozoika naznačil možnosť získať spoľahlivé údaje na rekonštrukciu sedimentačného prostredia, a teda aj o geotektonickom vývoji oblasti. Na to sú vhodné psamitické a peliticko-psamitické fácie prakovského, mníšskeho a jedloveckého príkrovu. Pokračovať treba aj vo výskume metamorfózy, ktorej produkty viacerých geotektonických udalostí od devónu až po kriedu sa zachovali v tektonických jednotkách s veľmi intenzívnou deštruktívnou hornín. Patria medzi ne napr. očkaté metapelite resp. očkaté metaklastiká. Výsledky takéhoto výskumu budú mať zásadný vplyv na riešenie problematiky porfyroidov vulkanického pôvodu a tzv. porfyroidov vzniknúcich vyššiestupňovou metamorfózou pelitov alebo klastických sedimentov. Geochronologickým výskumom sa bude treba pokúsiť o priradenie metamorfných udalostí ku geotektonickým udalostiam, a to aj v spätosti s magmatogénnymi procesmi v neskorovariskom a ranoalpínskom období (ultrabaziká a gabrá).

- Sedimentologický výskum karbónskych súvrství vrátane zelených pieskovcov (tzv. bahniakov) po celom obvode gemerika, teda aj v hraničných oblastiach s veporikom by pomohol pri riešení priestorového rozloženia

fácií karbónu resp. mladopaleozoických súvrství, pri ich stratifikácii a korelácii. Nevyhnutne bude treba skúmať priestorové a superpozičné vzťahy ochtinskej skupiny a obalových súvrství veporika, a teda aj rovnaké vzťahy rimavických a slatvinských horninových sekvencií navzájom a ich časovú a priestorovú pozíciu ku gemerickým mladopaleozoickým súvrstviam. Tak by sa zároveň objasnil aj tektonický vzťah gemerika a veporika najmä vo variskom orogéne. S tým súvisí aj otázka postavenia föderatskej skupiny a meliatika, ich tektonický charakter (obalový, tektonický, príkrovový), pozícia voči veporiku a gemeriku resp. ich vzťah k stratenskému mezozoiku a podložným mladopaleozoickým súvrstviam.

Vytvorená geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria je základom pri zoznamovaní sa so súčasným stavom poznania geologického výskumu územia a zároveň jedným z východísk a stimulov moderného petrologického, petrotektonického, mineralogického, geochemického, biostratigrafického a sedimentologického výskumu hornín v staršom a mladšom paleozoiku, ako aj v mezozoiku a terciéri.

S pokrokom petrologického a s ním úzko spätým petrotektonickým výskumom sa budú opätovne hodnotiť a prehodnocovať viaceré interpretácie, a preto súčasným, ale najmä moderným metódam bude treba venovať mimoriadnu pozornosť a pomocou nich skúmať iba vybrané otázky, úlohy a problémy, ktoré možno časovo, personálne, metodicky a laboratórne zvládnuť. Výber tém bude závisieť práve od spomenutých atribútov.

LITERATÚRA

A

- ABONYI, A., 1958: ZS-VZ Rožňavské Bystré-okolie Fe. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ABONYI, A., 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 3, 319 – 342.
- ABONYI, A., 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnického zlomu. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 339 – 348.
- ABONYI, A., & ABONYIOVÁ, M., 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. *Miner. Slov., Monogr. 1. Bratislava, Alfa*, 98 s.
- ADÁMEK, P., et al., 1965: Výskum efusivně sedimentárního souvrství permských sedimentů severogemeridní synklinály, jeho stratigrafické členění a mineralogicko-geochemická charakteristika uranodních horizontů. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres*, 178 s.
- AHLBURG, J., 1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst.*, 20, 7, 377 – 408.
- ALONSO, R. N., JORDAN, T. E., TABBUTT, K. T., & VANDERVOON, D., 1991: Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology*, 19, 401 – 404.
- ANDRUSOV, D., 1953a: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 4, 1 – 2, 111 – 136.
- ANDRUSOV, D., 1958: Geológia československých Karpát. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied*, 1, 1 – 304.
- ANDRUSOV, D., 1975: Aperçu bref du bati des Carpathes occidentales. In: *General proc. 10th Congr. CBGA, GÚDŠ*, 95 – 108.
- ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J., & FUSÁN, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. *Guide-book for geological excursion, X. Congress CBGA, Bratislava*, 1 – 44.
- ANTAL, B., 1986: Štruktúrne-paragenetický výskum Gelnickej žily. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*, 52 s.
- ANTAŠ, J., & HUDÁČEK, J., 1964: Slovinky-ZS Cu, Fe k 31. 12. 1964. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- Atlas krajiny SR. 1. vyd. Bratislava, 2002: Ministerstvo životného prostredia SR; Banská Bystrica, Slovenská agentúra životného prostredia, 344 s.
- ### B
- BAČOVÁ, N., KOMOŇ, J., UJPÁL, Z., KROTKÝ, A., KOBULSKÝ, J., & KAROLI, S., 1998: Banské vody v oblasti Medzev – Poproč – Nováčany, ich využitie na pitné účely. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR*, 132 s.
- BADÁR, J. & AFANASJEV, G. V., 1982: Metalogenéza uránu československých Západných Karpát. *Bratislava, Alfa, Miner. Slov., Monogr.*, 1, 63 – 87.
- BACHŇÁK, M., 1993a: Rožňavský rudný rajón. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- BACHŇÁK, M., 1993b: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov 1 : 50 000 a ich registrácia v okrese Rožňava. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- BAJANÍK, Š., 1961: Paragenetické pomery na ložisku Hummel. *Geol. Práce, Zpr.*, 21, 133 – 146.
- BAJANÍK, Š., 1962: Einige Bemerkungen zur Stratigraphie, Magmatismus und Tektonik der Rakovecer-Serie. *Geol. Práce, Zoš.*, 61, 235 – 250.
- BAJANÍK, Š., 1962: Niekoľko poznámok o stratigrafii, magmatizme a tektonike rakoveckej série medzi Čiernou horou a Hnilcom. *Geol. Práce, Zoš.*, 61, 235 – 249.
- BAJANÍK, Š., 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož.*, 3, 75 – 94.
- BAJANÍK, Š., 1978: Niektoré textúrne znaky vulkanických a vulkanoklastických hornín v staršom paleozoiku Západných Karpát a ich význam pre paleogeografickú analýzu. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 259 – 267.
- BAJANÍK, Š., & VOZÁROVÁ, A., 1979: Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian. *Geol. Práce, Spr.*, 73, 39 – 49.
- BAJANÍK, Š., 1981: Ku genéze staropaleozoických bázičkových vulkanitov gemeríd. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 59 – 66.
- BAJANÍK, Š., 1981: Devón Západných Karpát. In: *Geológia a surovinové zdroje kryštalinika. Geológia a suroviny Spišsko-gemerského rudohoria. Slov. geol. úrad – Dom techniky*, 148 – 149.
- BAJANÍK, Š., VOZÁROVÁ, A., & REICHWALDER, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 27 – 56.
- BAJANÍK, Š., VOZÁROVÁ, A. (red.), HANZEL, V., IVANIČKA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPOKO, L., & VOZÁR, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*, 223 s.
- BAJANÍK, Š., et al., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria-východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- BAJANÍK, Š., & PLANDEROVÁ, E., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 67 – 76.
- BAJTOŠ, P., 1993: Novoveská Huta – Rudňany, banské vody. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- BARKÁČ, Z., KUŠNIEROVÁ, M., ADÁSEK, S., et al., 1971: ZS a VZ, Kurtavá skala, PP-vápenec pre výrobu chemického vápna, porobetónu a špeciálne účely. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 92 s.
- BARKÁČ, Z., VARGA, I., HALEČKA, J., & VALKO, P., 1980: ZS-VZ, Košice-VP, magnezit, stav k 1. 7. 1979. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 267 s.
- BARKÁČ, Z., HRINKO, V., & PACINDOVÁ, N., 1992: ZS úlohy Jaklovce-Kurtavá skala, vysokopercentný vápenec, PP. Stav k 14. 11. 1990. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BARTALSKÝ, J., et al., 1975: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BARTALSKÝ, J., ILAVSKÝ, J., BARTALSKÝ, B., ČIŠKO, V., GREČULA, P., HOCK, M., KELLNER, J., KLADIVÍK, V., MAGULA, R., NÁVESŇÁK, D., POPREŇÁK, J., RADVANEČ, M., SZABÓ, R., & ŽIFČÁK, F., 1992: Smolník – mesto medenorudných baní. Geológia ložiska polymetalických rúd, ich využívanie a vplyv na mesto a okolie. *Miner. Slov. (Bratislava), Monogr.*, 368 s.
- BÁRTA, R., 1960: Geofyzikálny prieskum na lokalite Kobeliarovo. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BÁRTA, R., 1960: Geofyzikálne meranie na lokalite Hačava – Medzev. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BÁRTA, R., 1965: ZS o geofyzikálnom meraní na lokalite Hačava – Medzev. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BÁRTA, R., FILO, M., & ŠEFARA, J., 1969: ZS Geofyzikálny výskum Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BEDNAŘ, J., CHUDAČEK, S., KRS, M., & ŠALANSKÝ, K., 1961: Geofyzikální měření v oblasti Spišsko-gemerského rudohorí,

1960. Vyročná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 158 s.*
- BEGAN, A., & SNOPOKO, L., 1963: Geologické výskumy paleozoika a mezozoika v okolí Lúčka – Bôrka. Spr. geol. výsk. Bratislava, *GÚDŠ, 50 – 51.*
- BENDER, E., 1921: Správa a odhad železoruďného baníctva Hornosliezskej úc. spol. pre železnú potrebu, Roztoky – Greta. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BEŇKA, J., 1970: Mineralogický výskum v oblasti Brdárka – Slavoška. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BEŇO, J., 1963: Výsledky geologického prieskumu v oblasti Brdárky. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BERNARD, J. H., 1954: Geochemický výskum rudných ložísek v okolí Rudňan. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BERNARD, J. H., 1958: Chemizmus a veľkosť mřížkových konstant Spišsko-gemerských tetradritů. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 68, 14, 1 – 74.*
- BERNARD, J. H., 1961: Gersdorfit z Gelnické Huty na Slovensku. *Čas. Mineral. Geol., 6, 1, 101 – 103.*
- BERNARD, J. H., 1961: Mineralogicko-geochemický výskum rudných žíl SGR. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*
- BEZÁK, V., 1990: Problematika variských tektonických procesov v kryštaliniku tatrika a veporika. *Miner. Slov. (Bratislava), 22, 87 – 88.*
- BEZÁK, V., 1991: Present knowledge of tectonogenesis of Veporicum (West Carpathians). *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 381 – 383.*
- BEZÁK, V., JACKO, S., JANÁK, M., LEDRU, P., PETRIK, I., & VOZÁROVÁ, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. In: *Grecula, P., Hovorka, D., & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 261 – 268.*
- BEZÁK, V., JACKO, S., LEDRU, P., & SIMAN, P., 1998: Hercynian development of the Western Carpathians. In: *Rakús, M. (ed.), et al., 1998: Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava. GS SR, Vyd. D. Štúra, 27 – 34.*
- BEZÁK, V. (ed.), HRAŠKO, L., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., SIMAN, P., PRISTAŠ, J., DUBLAN, L., KONEČNÝ, V., PLAŠIENKA, D., VOZÁROVÁ, A., KUBEŠ, P., ŠVASTA, J., SLAVKAY, M., & LIŠČÁK, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. *Bratislava. GS SR, Vyd. D. Štúra, 178 s.*
- BEZÁK, V., KOVÁČ, M., LEXA, J., & PLAŠIENKA, D., 2002: Polystage tectonic evolution on the Western Carpathian crust. *Krystalinikum (Praha), 28, 189 – 196.*
- BEZÁK, V., et al., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria (západná časť) 1 : 50 000. *Bratislava. Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- BEZÁK, V., ELEČKO, M., FORDINÁL, K., IVANIČKA, J., KALIČIAK, M., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M. (Košice), MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., POLÁK, M., POTFAJ, M., BIELY, A., BÓNA, J., BROSKA, I., BUČEK, S., FILO, I., GAZDAČKO, L., GRECULA, P., GROSS, P., HAVRILA, M., HÓK, J., HRAŠKO, L., JACKO, S., ml., JACKO, S., st., JANOČKO, J., KOBULSKÝ, J., KOHÚT, M., KOVÁČIK, M. (Bratislava), LEXA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., OLŠAVSKÝ, M., PLAŠIENKA, D., PRISTAŠ, J., RAKÚS, M., SALAJ, J., SIMAN, P., ŠIMON, L., TEŤÁK, F., VASS, D., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., & ŽEC, B., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. Editor: V. Bezák. *Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.*
- BEZÁK, V., BIELY, A., BROSKA, I., BÓNA, J., BUČEK, S., ELEČKO, M., FILO, I., FORDINÁL, K., GAZDAČKO, L., GRECULA, P., HRAŠKO, L., IVANIČKA, J., JACKO, S., st., JACKO, S., ml., JANOČKO, J., KALIČIAK, M., KOBULSKÝ, J., KOHÚT, M., KONEČNÝ, V., KOVÁČIK, M. (Bratislava), KOVÁČIK, M. (Košice), LEXA, J., MADARÁS, J., MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., NÉMETH, Z., OLŠAVSKÝ, M., PLAŠIENKA, D., POLÁK, M., POTFAJ, M., PRISTAŠ, J., SIMAN, P., ŠIMON, L., TEŤÁK, F., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., & ŽEC, B., 2009: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Editor: Vladimír Bezák. *Bratislava, ŠGÚDŠ, 534 s.*
- BĚHOUNEK, R., 1951: Zpráva o geofyzikálním výzkumu Fe-rud v Rudňanech na Slovensku. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BIELY, A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. *Geol. Práce, Zpr., 5, 37 – 61.*
- BOLES, J. R., 1982: Active albitization of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. *Amer. J. Sci., 282, 165 – 180.*
- BÓNOVÁ, K., 2006: Geochemicko-petrograficko-mineralogická charakteristika granitoidov Braniska a Čiernej hory a ich petrologická a geotektonická interpretácia. *Manuskript. Košice, archív Ústav geovied, Technická univerzita, 131 s.*
- BÓNOVÁ, K., BROSKA, I., LIPKA, J., & TÓTH, I., 2006: Composition of Biotites from Čierna hora Granitoids (Western Carpathians) as an Indicator of the Granite Tectonic Setting. *Geolines, 20, 20 p.*
- BÓNOVÁ, K., BROSKA, I., & PETRIK, I., 2010: Biotite from Čierna hora Mountains granitoids (Western Carpathians, Slovakia) and estimation of water contents in granitoid melts. *Geol. Carpath., 61, 1, 3 – 17.*
- BOUČEK, B., & ULRICH, F., 1931: Výskyt skamenelin v magnezitové zóně Slovenského rudohorí. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 7 s.*
- BOUČEK, B., & PŘIBYL, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slovakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Zpr., 20, 5 – 50.*
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier (Amsterdam), 168 p.*
- BÖCKH, H., 1905: Die geologische Verhältnisse des Vashegy und Hrádek. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., 14, 86 p.*
- BURCHART, J., CAMEL, B., & KRÁL, J., 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 131 – 170.*
- BURKE, K. C., & DEWEY, J. F., 1973: Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol. (Chicago), 81, 406 – 433.*
- BURKE, K. C., & WILSON, J. T., 1976: Hot spots on the earth's surface. *Sci. Amer., 235, 2, 46 – 57.*
- BUSBY, C. J., & INGERSOLL, R. V., 1995: Tectonics of Sedimentary Basins. *Blackwell Science Inc. (USA), 579 p.*
- BYSTRICKÝ, J., 1959: Príspevok ku stratigrafii Slovenského krasu. *Geol. Práce, Zpr., 15, 19 – 27.*
- BYSTRICKÝ, J., 1962: Strelnica – Bohúňovo. Záverečná správa. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- BYSTRICKÝ, J., & FUSÁN, O., 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítnika. *Věst. Ústf. Úst. geol., 30, 28 – 29.*
- BYSTRICKÝ, J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dacycladaceae mezozoika Slovenského krasu. *Bratislava, GÚDŠ, 7 – 199.*

C

- CABALOVÁ, K., 1976: Posúdenie vplyvu banskej činnosti na stratu podzemnej vody v obci Nižná Slaná, HGP. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- CAMEL, B., ŠCERBAK, N. P., KAMENICKÝ, L., BARTNICKIJ, E. N., & VESELSKÝ, J., 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristallinikuma Zapadnyh Karpat na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. *Geol. Sbor. Geol. carpath., 243 – 259.*
- CAMEL, B., BAGDASARJAN, G. P., VESELSKÝ, J., & GUKASJAN, R. Ch., 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 1 – 3, 27 – 48.*
- CAMEL, B., JARKOVSKÝ, J., et al., 1985: Rudňianske rudné pole. *Bratislava, Veda, 363 s.*
- CAMEL, B., BAGDASARYAN, G. P., GUKASYAN, R. C., & VESELSKÝ, J., 1989: Rb-Sr geochronology of leucocratic granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and Veporicum. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 40, 323 – 332.*
- CAMEL, B., KRÁL, J., & BURCHART, J., 1990: Izotopová geochemia kryštalinika Západných Karpát s katalogom údajov. *Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.*
- CANGÁR, P., & SZABOVÁ, A., 1990: Galmus – hydrogeologický rajón MG-117, vyhladávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- CICMANOVÁ, S., & BAJTOS, P., 2000: Hydrogeologické a hydro-geochemické aspekty zatápania baňe Mária v Rožňave. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŽELBA, a. s.*
- CICMANOVÁ, S., & RAPANT, S., 2002: Zhodnotenie potenciálneho vplyvu geochemického prostredia na zdravotný stav obyvateľstva v oblasti SGR – lokalita Zlatá Idka. Čiastková záverečná správa úlohy č. 2598 (Rapant et al., 2003). *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

CSITNEKI, E., 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite Košice-Kavečany. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*

Č

- ČAPO, J., 1990: ZS Dobšiná – Vlachovo; Cu, Au, Ag rudy. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ČAPO, J., 1994: ZS-VZ Dúbravský masív-220, PP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ČAPO, J., 1994a: ZS-VZ Miková-220, PP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ČAPLOVIČ (Csaplovits), J., 1819: Aranyidka bányász tekintetben. *Tud. gyűjt. V. 5. köt., 45 p.*
- ČEKALOVÁ, V., 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. *Geol. Práce, Zpr., 1, 48 – 160.*
- ČORNÁ, O., 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spišsko-gemerskije rudnyje gory), Slovákija, nižnyj paleozoj. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 2, 379 – 382.*
- ČORNÁ, O., 1974: Kratkoje obobščeniye palynologi Českich issledovanij nemych tolišč v Zapadnyh Karpatach. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 25, 177 – 182.*

D

- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., & PUTIŠ, M., 1993: ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. In: Pitoňák, P., & Spišiak, J. (eds.): *Pre-Alpine events in the Western Carpathians realm. Bratislava, GÚ SAV, 11 – 20.*
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F., HANDLER, R., FRITZ, H., MÜLLER, W., PANA, D., & PUTIŠ, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from ⁴⁰Ar-³⁹Ar mineral and whole-rock data. *Ecolgae geol. Helv., 89, 1, 203 – 227.*
- DALLMEYER, R. D., NÉMETH, Z., & PUTIŠ, M., 2005: Regional tectonothermal events in Gemicum and adjacent units (Western Carpathians, Slovakia): Contribution by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 2 p.*
- DANIEL, J., LUČIVJANSKÝ, L., & STERCZ, M., 1996: Geochemický atlas Slovenska, časť IV. Prírodná rádioaktivita hornín. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.*
- DANIEL, J., et al., 2001: Účinnosť revitalizácie po uránovej činnosti na území Slovenska. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- DĚDÁČEK, K., GNOJEK, I., & OBSTOVÁ, V., 1981: Štatistický rozbor leteckých geofyzikálnych dát v oblasti SGR. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- DIANIŠKA, I., 1977: Amfibolity v oblasti Košická Belá – Nižný Klátov. In: *Grecula, P., et al. (ed.): Záverečná správa SGR-východ. Manuskript. Bratislava, archív Geologický prieskum.*
- DIANIŠKA, I., & HURNÝ, J., 1977: Serpentinity pri Vyšnom Klátove a Bukovci. In: *Grecula, P. (ed.): Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. Záverečná správa z úlohy SGR-východ. Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- DIANIŠKA, I., & GRECU, P., 1979: Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity rakoveckého príkrovu. *Miner. Slov. (Bratislava), 11, 405 – 425.*
- DIANIŠKA, I., 1983: Produkty metasomatickej premeny granitov a hornín plášťa v JV časti SGR. In: *Malachovský, P., et al. (ed.): ZS SGR – vysokotermálna mineralizácia, Sn, W, Mo rudy, VP. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum, 44 s.*
- DIANIŠKA, I., MALACHOVSKÝ, P., & KOZÁČ, J., 1985: Nové poznatky o živcových surovinách Spišsko-gemerského rudohoria a možnostiach ich využitia. *Miner. Slov. (Bratislava), 17, 517 – 526.*
- DICKINSON, W. R., 1995: Forearc Basins. In: *Busby, C. J. & Ingersoll, R. V. (eds.): Tectonics of sedimentary basins. Blackwell Science, 221 – 262.*
- DOBIAŠ, V., 1958: Hydrogeologie – Rožňava, baňa Mária. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŽELBA, a. s.*
- DOBRA, E., et al., 1970: ZS-VZ Košická kotlina-VP keramické suroviny. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- DONÁTH, A., MIHAL, F., & NOVOTNÝ, L., 2000: Geologickoprieskumné

- práce na Au v staršom paleozoiku SGR. Záverečná správa. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres, 208 s.*
- DRNZÍK, E., 1985: Ložiskové hodnotenie oblasti Hnilec-juh. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- DRNZÍK, E., & HUDÁČEK, J., 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a werfenu a kladenie hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. *Geol. Práce, Zpr., 30, 47 – 54.*
- DRNZÍK, E., et al., 1982: ZS-VZ Hnilec-Medvedí potok-VP, Sn-W-Mo rudy, I.–II. časť, stav k 30. 6. 1982. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- DRNZÍKOVÁ, L., 1959: Správa o mineralogickom štúdiu žíl „Rozabella“ a Margita na lokalite Spišská baňa. ZS-VZ z ložiska Helcmanovce, Sb, W-okolie. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- DRNZÍKOVÁ, L., 1964: Mineralógia kremeň-ankerit-sulfidickej žiloviny na Haniskovej. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- DRNZÍKOVÁ, L., 1972: Mineralogy, parageneses and geochemistry in the western wing of the Rudňany ore zone. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 115 p.*
- DRNZÍKOVÁ, L., 1977: Mineralogický výskum SGR – prehľad. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- DUB, O., & NĚMEC, J., et al., 1969: Hydrologie. *Praha, SNTL, 379 s.*

Ď

- ĎUĎA, R., 1967: Rudné výskyty vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. [Diplomová práca.] *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ĎUĎA, R., 1970: Rudné výskyty v oblasti Košické Hámre – Košická Belá – Hýľov – Košice. *Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. D. Štúra.*
- ĎUĎA, R., 1977: Nové poznatky o sekundárnej Cu-mineralizácii magnezitového ložiska Bankov (Košice). *Košice, Zbor. Východoslov. múz., 18, sér. AB, 7 – 17.*
- ĎURATNÝ, S., 1957: Správa o výsledkoch geofyzikálneho prieskumu na lokalite Dobšiná-Gápeľ za rok 1957. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ĎURATNÝ, S., 1957: Geofyzikálny prieskum na lokalite Dobšiná-Hirskohlung. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*

E

- ELEČKO, M., et al., 2004: Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

F

- FABIAN, M., 1992: Geologický prieskum nových žíl v severnej časti rudnianskeho rudného pola. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- FABIK, M., 1956: Průzkum vápenců na východním Slovensku – 1956, Margecany. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum, 28 s.*
- FABIK, M., & ŘEZNIČEK, V., 1958: Průzkum vápenců 1957 – 1958, Folkmarská Skala. *Geol. průzkum, n. p., Brno. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum, 15 s.*
- FARHOUDI, G., & KARIG, D. E., 1977: Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology, 5, 664 – 668.*
- FARYAD, S. W., 1986: Metamorphic evolution of paragneisses of Klátov region (Lower Paleozoic of Gemicum). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 37, 729 – 746.*
- FARYAD, S. W., 1988: Glaucophanized amphibolites and gneisses near Rudník (Slovenské rudohorie Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath., 39, 747 – 763.*
- FARYAD, S. W., 1990: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 22, 303 – 318.*
- FARYAD, S. W., 1991: Metamorfóza bázických hornín gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 109 – 122.*
- FARYAD, S. W., 1991a: Metamorfóza sedimentov staršieho paleozoika gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 315 – 324.*
- FARYAD, S. W., 1991b: Pre-alpine metamorphic events in Gemicum. *Miner. Slov. (Bratislava), 23, 395 – 402.*

- FARYAD, S. W., 1991c: Metamorfná zonálnosť gemerika. In: *Grecula, P., et al. (ed.): ZS z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- FARYAD, S. W., 1992: Thermal overprint in the Early Paleozoic sequences of Gemericum, Western Carpathians. Special Vol. of the IGCP Project No. 276. *Bratislava, GÚDŠ, 49 – 56.*
- FARYAD, S. W., 1995: Stanovenie P-T podmienok metamorfózy horninových komplexov Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. Slov. (Bratislava), 27, 9 – 19.*
- FARYAD, S. W., & HENJES-KUNST, F., 1996: Petrologic and geochronologic constraints on the tectonometamorphic evolution of the Meliata unit blueschists, Western Carpathians (Slovakia). In: *Grecula, P., Hovorka, D., & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 145 – 154.*
- FARYAD, S. W., IVAN, P., JACKO, S., JANÁK, M., LUPTÁK, B., SPIŠIAK, J., PLAŠIENKA, D., & VOZÁROVÁ, A., 1999: Popis exkurzných lokalít – Meliatska jednotka, Gemerikum, Veporikum, Čierna hora a Branisko, Zemplínska jednotka. *Acta Montan. Slov., 4, 170 – 183.*
- FEDOR, J., & TOMKO, I., 1968: Slovensko – azbest, dielčia a situačná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu, stav k 1. 1. 1968. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- FERENC, P., POSPÍŠIL, L., & SPEVÁKOVÁ, M., 1974: Dielčia správa z overovacích geofyzikálnych meraní pre akciu Delava – Peklisko – Majzlová, Sn-W. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- FERENC, P., BLÁHA, V., & POSPÍŠIL, L., 1978: Delava – Peklisko – Majzlová. ZS z geofyzikálnych meraní. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum, 69 s.*
- FERENC, P., BODNÁR, J., & MUŠKA, P., 1980: Rudňany – Matejovce. ZS z geofyzikálnych meraní. Geofyzika Brno, závod Bratislava.
- FERENC, P., et al., 1985: Čučma-Bystrý potok. ZS z geofyzikálnych prác za r. 1982 – 1984. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- FERENC, S. & DEMKO, R., 2010: Doplňujúci mineralogický a petrografický výskum na ložisku Košice I. – Kurišková, etapa 2010. *Manuskript, ŠGÚDŠ, 136 s.*
- FIGNA, E., 1962: Hg výskyt v oblasti Nižnej Slanej. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- FILÓ, M., 1969: Geomagnetický prieskum ultrabázických hornín mladšieho paleozoika a mezozoika gemeríd. Výr. zpr. *Ústav užité geofyziky, Brno, 54 – 59.*
- FILÓ, M., KUBEŠ, P., OBERNAUER, D., & STRÁNSKA, M., 1981: Rochovce a Chyžné. Prehodnotenie výsledkov geofyzikálneho výskumu. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- FILÓ, M., ARDOVÁ, M., & KURKIN, M., 1984: Geofyzikálny výskum južného okraja Slovenského rudohoria. ČZS za roky 1982 – 1984. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- FILÓ, M., ARDOVÁ, M., KURKIN, M., & STRÁNSKA, M., 1988: Geofyzikálny výskum metalogenetickej zóny Rochovce – Chyžné. ZS, etapa 1985 – 1988. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- FILÓ, I., & SIRÁŇOVÁ, Z., 2000: Podtatranská skupina. In: *Mello, J., et al. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusy a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. D. Štúra, 132 – 161.*
- FINGER, F., & BROSKA, I., 1999: The gemeric S-type granites in southeastern Slovakia: Late Paleozoic or Alpine intrusions? Evidence from electron microprobe dating of monazite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 79, 439 – 443.*
- FINGER, F., BROSKA, I., HAUNSHMID, B., HRAŠKO, L., KOHÚT, M., PETRIK, I., RIEGEL, G., & UHER, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazite from Western Carpathians basement granitoid: plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci., 92, 86 – 98.*
- FÖLDEVÁRY, A., 1939: Die Geologische Verhältnisse des Gebietes NW-lich Kassa. *Rel. annuae Inst. geol. publ. hung. (Budapest).*
- FRANKO, O., REMŠÍK, A., & FENDEK, M., 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. *Bratislava, GÚDŠ, 164 s.*
- FURIEL, T., 1957: Ročná správa o geologickoprieskumných prácach, Drnava – Fe. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- FURIEL, T., & KOTRAS, J., 1957: ZS-VZ ložiska Drnava-Ignác – siderit – baryt so stavom k 1. 1. 1957. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- FURIEL, T., 1960: Správa o geologickom mapovaní územia medzi obcami Brdárka, Kobeliarovo. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- FURIEL, T., & DUBOVSKÝ, L., 1959: ZS-VZ na probléme Čučma-Sb-Karolína. Stav k 1. 1. 1959. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- FUSÁN, O., 1954: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zpr., 1, 38 – 40.*
- FUSÁN, O., 1957: Paleozoikum gemeríd. *Geol. Práce, Zoš., 46, 17 – 37.*
- FUSÁN, O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. *Geol. Práce, Zoš., 55, 171 – 180.*
- FUSÁN, O., MÁŠKA, M., & ZOUBEK, V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. *Geol. Práce, Zpr., 2, 3 – 15.*
- FUSÁN, O., & MÁŠKA, M., 1956: K stratigrafii gotlandu (?) v gemerídách. *Geol. Práce, Zpr., 7, 65 – 74.*
- G**
- GAÁL, L., 1984: Správa z výskumu mezozoika v okolí Jakloviec. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ, 37 s.*
- GARGULÁK, M., & VÁCLAV, J., 1985: Charakteristika antimonitových žíl južne a juhovýchodne od masívu Zlatého stola v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr., 82, 157 – 173.*
- GARGULÁK, M., CHMELÍK, J., & BÖHMER, L., 1985a: Zhodnotenie prognóz Sb rúd v oblasti Zlatý stól – Bystrý potok. ČZS za r. 1983 – 1985. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- GARGULÁK, M., & VÁCLAV, J., 1985b: Charakteristika antimonitových žíl južne a juhovýchodne od masívu Zlatého stola v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr., 82, 157 – 173.*
- GAZDA, S., 1974: Chemizmus podzemných vôd Západných Karpát a jeho genetická klasifikácia. Mater. z III. celoslov. geol. konfer., II. časť. *Bratislava, Slov. geol. úrad – GÚDŠ, 43 – 50.*
- GAZDAČKO, L., 1994: Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika. *Miner. Slov. (Bratislava), 26, 387 – 398.*
- GAZDAČKO, L., 2005: Litologická náplň a vzťah bôrcanského príkrovu v okolí Markušky a Kobeliarova k ultrabázikám. *Miner. Slov. (Bratislava), 37, 214 – 217.*
- GAVORA, S., 1953: Úprava Fe-rúd Bradlo. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- GERHARTOVÁ, I., HRINKO, V., VALKO, P., VARGA, I., & VARGA, M., 1988: ZS a VZ Košice magnezit, VP, stav k 1. 7. 1988. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 121 s.*
- GÉCZY, J., 1989: Medzev – IBV – Nižný tanier – Geofyzika r. 1989.
- GNOJEK, I., DĚDÁČEK, K., & OBSTOVÁ, V., 1978: Technická správa o geofyzikálnom prieskume v SGR v rokoch 1977 – 1978. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- GONDA, S. & NOVOTNÝ, L., 2009: Interný odhad zásob U a Mo na ložisku Spišská Nová Ves – Novoveská Huta. *Manuskript. Spišská Nová Ves, Ludovika Energy, s. r. o.*
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., & SMITH, A. G., et al., 2004: A Geological Time Scale 2004.
- GRECULA, P., 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k zrudneniu. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- GRECULA, P., 1965a: O existencii smolnickej fázy a o vrásovom prešmyku Jedlovca. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1964, Časť 2, 32 – 33.*
- GRECULA, P., 1965b: Správa o geologickom mapovaní medzi Mníškom nad Hnilcom a Lacemborskou dolinou. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1964, Časť 2, 37 – 38.*
- GRECULA, P., 1969: Žilné ložisko kremeňa v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Miner. Slov. (Bratislava), 2, 102 – 118.*
- GRECULA, P., 1970a: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. Slov. (Bratislava), 2, 181 – 190.*
- GRECULA, P., 1970b: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. Slov. (Bratislava), 2, 191 – 216.*
- GRECULA, P., 1971: Žilné ložiská kremeňa na Slovensku. *Miner. Slov. (Bratislava), 3, 349 – 370.*
- GRECULA, P., 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. *Miner. Slov. (Bratislava), 5, 221 – 245.*

- GRECULA, P., 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. ZS-SGR-východ a Doplnok č. 1. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 390 s.
- GRECULA, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetydy. *Miner. Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- GRECULA, P., 1985: Is the West Carpathian Lower Paleozoic sequenc product of the riftogeneous basin? *Proceeding reports of the XIIIth Congress of KBGA, Kraków*, 40 – 41.
- GRECULA, P., 1987: Variscan nappes in the tectonic framework of the Gemeric unit, Western Carpathians. In: Flügel, H., Sassi, F. P., & Grecula, P. (eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Bratislava, Miner. Slov., Monograph.*, 237 – 250.
- GRECULA, P., 1992: Teran, akrečný teran, teranový koncept. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 24, 329 – 331.
- GRECULA, P., 1994: The Paleozoic sequences of the Central Zone of the Western Carpathians. In: Grecula, P., & Németh, Z. (eds.): *Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. Stará Lesná*, 43 – 52.
- GRECULA, P., 1994a: Mladšie paleozoikum hraničnej zóny gemerika a veporika – sekvencie iniciálneho štádia meliat-skeho vývoja. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 427 – 432.
- GRECULA, P., 1994b: Litofaciálny vývoj mladšieho paleozoika hraničnej oblasti gemerika a veporika – problémy a námety. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 411 – 426.
- GRECULA, M., 1998: Carboniferous of Črmelicum terrane, Western Carpathians: relict of a fore-arc basin within Alpid Variscides. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 30, 109 – 136.
- GRECULA, P., & GROSS, J., 1968: ZS-VZ Fichtenhübel, Cu Fe, VP so stavom k 31. 12. 1968. Cu rudy. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 147 s.
- GRECULA, P., & NOVYSEDLÁK, J., 1968: ZS-VZ Mníšek nad Hnilcom, kremeň. VP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- GRECULA, P., & ROTH, Z., 1978: Kinematický model Západných Karpát v souborném rezu. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 32, 49 – 73.
- GRECULA, P., & KUCHARSKI, R., 1979: ZS Komplexné geologicko-geofyzikálne zhodnotenie územia Poproč – Zlatá Idka. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 113 s.
- GRECULA, P., & KOBULSKÝ, J., 1980: Magnezit v staršom paleozoiku pri Mníšku nad Hnilcom. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 12, 287 – 288.
- GRECULA, P., & KUCHARSKI, R., 1982: Metodika geofyzikálnych prác v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- GRECULA, P., & KUCHARIČ, L., 1986, 1987, 1988: Ročná správa z úlohy SGR-geofyzika. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- GRECULA, P., & KUCHARIČ, L. (hl. rieš.), 1992: ČZS SGR-geofyzika, stykové zóny západ, východ a juh. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- GRECULA, P., & KOBULSKÝ, J., 2003: Litologická charakteristika staropaleozoických súvrství gemerika, ich paleogeografické a geotektonické pozadie a náčrt paleogeografického vývoja mladšieho paleozoika. Čiastková záverečná správa úlohy. In: Kováčik, M., Ivanička, J., Grecula, P., Vozárová, A., & Elečko, M. (eds.): *Tektogenéza paleozoických panví Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 55 s.
- GRECULA, P., & KOBULSKÝ, J., 2004: Litologická charakteristika paleozoických súvrství gemerika, ich faciálne a geotektonické pozadie. Čiastková záverečná správa úlohy. In: Kováčik, M., Ivanička, J., Grecula, P., Vozárová, A., & Elečko, M., 2004: *Tektogenéza paleozoických panví Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 135 s.
- GRECULA, P., & RADVANEC, M., 2005: Geotektonický model vývoja gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 37, 193 – 198.
- GRECULA, P., DIANIŠKA, I., ĎUĎA, R., HURNÝ, J., KOBULSKÝ, J., KUSÁK, B., MALACHOVSKÝ, P., MATULA, I., & ROZLOŽNÍK, O., 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa úlohy SGR-východ, Cu – rudy a komplexné zhodnotenie, VP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 390 s.
- GRECULA, P., KUCHARSKI, R., DIANIŠKA, I., FABIÁN, M., HODERMARSKÝ, J., KOBULSKÝ, J., MALACHOVSKÝ, P., RADVANEC, M., BACHNACKI, S., GRODNICKI, J., & MARGUL, H., 1981: Záverečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie východnej časti SGR. ZS úlohy SGR-geofyzika, VP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 301 s.
- GRECULA, P., & KUCHARIČ, L. (hl. rieš.), RADVANEC, M., STEINER, A., BARTALSKÝ, B., MIKUŠKA, J., HODERMARSKÝ, J., HOJNOŠ, M., GÉCZY, J., KANDRIK, M., FARYAD, S. W., HUSÁK, L., & MUŠKA, P., 1985: ČZS z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie centrálnej časti SGR. SGR-geofyzika, rudy a nerudy, VP. Stav k 30. 6. 1985. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 292 s.
- GRECULA, P., & KUCHARIČ, L. (hl. rieš.), RADVANEC, M., HOJNOŠ, M., BARTALSKÝ, B., MIKUŠKA, J., NÁVESNÁK, D., STEINER, A., ŠESTÁK, P., MAAR, S., PETEREC, D., LOPATNÍK, J., ČECHOVSKÝ, L., MUŠKA, P., GAZDAČKO, L., HUSÁK, L., IŠTVÁN, J., PAVLIK, I., NÉMETH, Z., & VRBATOVIČ, P., 1989: ČZS z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie západnej časti SGR. SGR-geofyzika, rudy a nerudy, VP. Stav k 31. 12. 1988. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 223 s.
- GRECULA, P., NÁVESNÁK, D., BARTALSKÝ, B., GAZDAČKO, L., NÉMETH, Z., IŠTVÁN, J., & VRBATOVIČ, P., 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 22, 97 – 110.
- GRECULA, P., & KUCHARIČ, L. (hl. rieš.), RADVANEC, M., HOJNOŠ, M., BARTALSKÝ, B., MIKUŠKA, J., NÁVESNÁK, D., HUSÁK, L., ŠESTÁK, P., DANIEL, S., GAZDAČKO, L., GRANT, T., IŠTVÁN, J., VRÚBEL, I., NÉMETH, Z., & VRBATOVIČ, P., 1991: ČZS z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie severnej časti SGR. SGR-geofyzika, rudy a nerudy, VP. Stav k 31. 12. 1990. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 199 s.
- GRECULA, P., & KUCHARIČ, L. (hl. rieš.), BARTALSKÝ, B., GAZDAČKO, L., HOJNOŠ, M., NÁVESNÁK, D., NÉMETH, Z., RADVANEC, M., STEINER, A., & SYČEV, V., 1992a: ZS SGR-geofyzika. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 371 s.
- GRECULA, P., ABONYI, A., ABONYIOVÁ, M., ANTAŠ, J., BARTALSKÝ, J., BARTALSKÝ, B., DIANIŠKA, I., DRNÍK, E., ĎUĎA, R., GARGULÁK, M., GAZDAČKO, L., HUDÁČEK, J., KOBULSKÝ, J., LŐRINCZ, L., MACKO, J., NÁVESNÁK, D., NÉMETH, Z., NOVOTNÝ, L., RADVANEC, M., ROJKOVIČ, I., ROZLOŽNÍK, M., ROZLOŽNÍK, O., VARČEK, C., & ZLOCHA, J., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Bratislava, Miner. Slov., Monogr.*, 829 s.
- GRECULA, P., (red.), GAZDAČKO, L., KOBULSKÝ, J., KOVÁČIK, M., MIHÁL, F., & NÉMETH, Z., 2001: Geologická mapa Slovenského rudohoria-východ (Spišsko-gemerské rudohorie) 1 : 25 000. In: *Kobulský, J., et al. (ed.): Záverečná správa úlohy Atlas geomáp SGR. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.
- GRECULA, P., KOBULSKÝ, J. (red.), GAZDAČKO, L., NÉMETH, Z., HRAŠKO, L., NOVOTNÝ, L., MAGLAY, J., PRAMUKA, S., RADVANEC, M., KUCHARIČ, L., BAJTOŠ, P., & ZÁHOROVÁ, L., 2006: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 556 s.
- GREGOROVIC, J., 1979: Správa o výsledkoch petrografického štúdia niektorých hornín ložiskovej oblasti Novoveská Huta. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres*, 42 s.
- GREGOROVIC, J., 1981: Petrografia a premeny vulkanických hornín v ložiskovom poli Novoveskej Huty. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 13, 554 s.
- GREGOROVIC, J., & NOVOTNÝ, L., 1982: Bázičné vulkanity v západnej časti severogemeridného permu. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 14, 365 – 370.
- GRUNTORÁD, J., 1954: Zpráva o pokusných geofyzikálnych méréniach v Slovinkách. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- GRZYVACZ, J., & MARGUL, H., 1980: Správa z gravimetrických meraní v r. 1977 – 1979, oblasť Košice – Medzev – Prakovce. SGR-geofyzika. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 83 s.
- GUBAČ, J., & KLINEC, A., 1959: Nové výskytty gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti gemerid. *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 127 – 143.

H

- HAK, J., & KUPKA, F., 1958: Identifikace kobelitu z Hummelu v SGR. *Čas. Mineral. Geol.*, 3, 16 – 20.
- HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ, G., 1958: O mineralógii a paragenéze rudných žíl v Dobšinej. *Spríevodca X. sjazdu Čs. spol. min. geol.*
- HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ, G., 1959: Mineralogické a paragenetické štúdium ložísk v okolí Dobšinej. *Manuskript. Bratislava, archív S-VVÜGG, PriF UK*.

- HALAHYJOVÁ-ANDRUSOVÁ, G., 1964: O genéze dobšinských rudných žíl. *Geol. Práce, Spr.*, 33, 53 – 69.
- HALEČKA, J., 1984: Hydrogeologický posudok o vplyve ťažby sadrovca-Novoveská Huta na pramene v Tisoveckej doline. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- HANZEL, V., et al., 1996: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape SR 1 : 200 000, list 27, Poprad. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 165 s.*
- HANZEL, V., et al., 1998: Geologický slovník. Hydrogeológia. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. Dionýza Štúra, 301 s.*
- HATÁR, J., HRAŠKO, L., & VÁCLAV, J., 1989: Hidden granite intrusion near Rochovec with Mo(-W) stockwork mineralization (first object of its kind in the West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 621 – 654.
- HAVRILA, M., & OŽVOLDOVÁ, L., 1996: Meliaticum in the Stratenská hornatina Hills. *Slov. Geol. Mag. (Bratislava)*, 3 – 4, 335 – 339.
- HÁBER, M., 1970: Mineralogicko-paragenetický a geochemický vývoj žíl v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.*
- HÁBER, M., 1971: Mineralogicko-geochemický a paragenetický výskum hydrotermálnych žíl v oblasti medzi Prakovcami a Kojšovom. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 370 s.*
- HÁBER, M., 1977: Mineralogicko-geochemické a paragenetické pomery na Fe-dolomit-chalkopyritovom ložisku Novoveská Huta. In: *Ložiskotvorné procesy Západné Karpaty. Bratislava, PriF UK, 116 – 120.*
- HÁBER, M., 1980: Mineralogisch-geochemische und paragenetische Erforschung hydrothormaler Gänge im Gebiet zwischen Prakovec und Kojšov (Spišsko-gemerské rudohorie). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 7, 7 – 131.
- HÁBER, M., SÍTÁR, V., & NOVOTNÝ, L., 1986: Nález organických zvyškov vo vrstvách vrchného permu v oblasti Novoveskej Huty. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 18, 73 – 78.
- HELMHOLD, K. P., 1985: Provenance of feldspathic sandstones – the effect of diagenesis on provenance interpretations: A review. In: *Zuffa, G. G. (ed.): Provenance of arenites. NATO Advanced Scientific Institute, Dordrecht, Holand, 139 – 163.*
- HENSEL, J., 1951: Balneografia Slovenska. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.*
- HERCOG, F., 1957: Hydrogeologie Košice-magnesity. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- HERCOG, F., 1958: Závěrečná zpráva Hydrogeologie Košice-magnesity. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- HERITSCH, F., 1934: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslovakischen Karpathen. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 10, 138 – 154.
- HLADÍK, S., 1957: ZS-VZ Prakovec-Grellenseifen (siderit). Stav k 1. 1. 1957. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Železorzudné bane.*
- HOJNOŠ, M., HUSÁK, L., KUCHARIČ, L., & MIKUŠKA, J., 1984: SGR-geofyzika II. etapová správa z geofyzikálnych prieskumných prác za rok 1984. Oblasť Hnilec – Rožňava. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HOJNOŠ, M., & KUCHARIČ, L., 1985: SGR-geofyzika II. etapová správa z geofyzikálnych prác za rok 1983. Komplexné metódy. Oblasť Nálepko – Krásnohorské Podhradie. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HOJNOŠ, M., & KANDRIK, M., 2001: Geofyzikálna správa – komplexné metódy. In: *Kobulský, J., et al. (ed.): Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 21 s.*
- HORAL, K., 1954 (1955): Ohodnotenie niektorých žilných ložísk SGR. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HORAL, A., 1965: Vyskyt Lesnícka lúka, stratiformné polymetalické rudy. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HORSKÝ, S., HRINKO, V., & PETERCOVÁ, A., 1991: ZS-VZ Košice-hĺbka – magnezit, VP. Stav k 1. 1. 1991. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 99 s.*
- HOVORKA, D., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 258 s.*
- HOVORKA, D., MIHALOV, J., & ONDREJKOVIČ, K., 1979: Metamorphyt amphibolitovej fácie z oblasti Rudnianska. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 11, 481 – 504.
- HOVORKA, D., DUBÍKOVÁ, K., GERTHOFFEROVÁ, H., ŠAMAJOVÁ, E., & TURAN, J., 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultramafics. I – Bodies of the Gemeric Mesozoic. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 12, 481 – 505.
- HOVORKA, D., & IVAN, P., 1981: Serpentin v paleozoiku pri Dobšinej. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 67 – 80.*
- HOVORKA, D., & SPIŠIAK, J., 1981a: Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudňany area (the Paleozoic, the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 13, 6, 509 – 525.
- HOVORKA, D., & SPIŠIAK, J., 1981b: Petrografická a petrochemická charakteristika hornín ložiskovej oblasti Rudňany. In: *Hurný, J., et al. (ed.): ZS Rudňany-špeciálne práce, VP. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HOVORKA, D., IVAN, P., & SPIŠIAK, Z., 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians and its position. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 16, 1, 73 – 86.
- HOVORKA, D., IVAN, P., JILEMNICKÁ, L., & SPIŠIAK, J., 1988: Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric unit, inner Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 395 – 425.
- HÓK, J., KOVÁČ, P., & MADARÁS, J., 1993: Extenzná tektonika západného úseku styčnej zóny gemerika a veporika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 23, 172 – 176.
- HÓK, J., BIELIK, M., KOVÁČ, P., & ŠUJAN, M., 2000: Neotektonický charakter Slovenska. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 32, 459 – 471.
- HRADICKÁ, A. & HUSÁR, M., 1991: Mineralogický výskum rudných žíl v oblasti Gelnice. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HRAŠKO, L., 2005: Vývoj a charakteristika granitoidného magmatizmu v kohútiskom pásme veporika a jeho styku s gemerikom (hercynska a alpínska etapa). [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 121 s.*
- HRAŠKO, L., BEZÁK, V., & MOLÁK, B., 1997: Postorogénne peraluminózne dvojsludné granity a granit-porfýry v kohútiskej zóne veporika (oblasť Klenovec – Zlatno). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 29, 113 – 135.
- HRAŠKO, L., BROSKA, I., & FINGER, F., 2002: Permian granitic magmatism and disintegration of the Lower Paleozoic basement in the SW Veporicum near Klenovec (Western Carpathians). *Proc. XVII Congress of CBGA. Geol. Carpath.*, 53, 185 – 187.
- HRAŠKO, L., & KRÁL, J., 2005: Permian granites in the Southern Veporicum Unit (Slovak Ore Mountains). In: *Svojítka et al. (ed.): Abstracts from Proc. 3-rd meet. Cenr. Eur. Tect. Stud. Group. 10-th meet. Czech Tec. Stud. Group., Felsőtárkány, Hungary, Apr. 14 – 17. Geolines*, 19, 48 p.
- HRAŠKO, L., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., KOVÁČIK, M., SIMAN, P., DEMKO, R., KRÁL, J., MAGLAY, J., ŠIMON, L., NAGY, A., VOZÁROVÁ, A., RADVANEC, M., & PUTIS, M., 2005: Hodnotenie geologicko-surovinového potenciálu Slovenské rudohorie-západ a možnosti jeho využitia pre rozvoj regiónu. Časť: 1 – Geologická časť. Čiastková správa k záverečnej správe geologickej úlohy č. 2 898 a geologická mapa Slovenské rudohorie, západná časť 1 : 50 000 (Hraško, Madarás, Németh et al.). *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 404 s.*
- HRICKO, J., 1962: Komplexný geofyzikálny prieskum na lokalite Fichtenhübel-západ. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HRICKO, J., 1965: Geofyzikálny prieskum Klippberg-východ VP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HRUŠOVSKÝ, S., 1993: ZS Rudňany-Matejovce II. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HRUŠOVSKÝ, S., et al., 1985: ZS-VZ Zlatník-Podložná žila, VP, komplexné (Fe, Cu) rudy, stav k 1. 6. 1985. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HRUŠOVSKÝ, S., FABIAN, M., & KOTULÁK, P., 1998: Zhodnotenie režimového sledovania prameňa Kropachy – Plejsy. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HUDÁČEK, J., 1970: ZS-VZ Zlatník PP (Fe, BaSO₄). Stav k 1. 2. 1970. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HUDÁČEK, J., 1978: ZS SGR-sever, komplexné rudy. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- HUDÁČEK, J., 1988: Výsledky geologickoprieskumnej činnosti v rudnianskom rudnom poli a jeho koncepcia do roku 2000. *Geol. Průzk.*, 30, 100 – 102.
- HUDÁČEK, J., BAJTOŠ, P., & ŠESTÁK, P., 1997: Komplexné geologické zhodnotenie útlmového ložiska Rudňany. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*

- HURAI, V., URBAN, M., KONEČNÝ, P., THOMAS, R., LEXA, O., SCHULMANN, K., & CHOVAN, M., 2006: Kriedový vek kremenno-antimonitových žíl pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 38, 131 – 140.
- HUSÁR, M., et al., 1993: Hornádska kotlina a východná časť Slovenského rudohoria – súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia v mierke 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

CH

- CHRT, J., 1949: Geologicko-montanistické pomery železozrudných ložísek v okolí Luciabane a Poproča na Slovensku. [Diplomová práca.] *Manuskript. Praha, archív Karlova Univerzita*, 121 s.
- CHUDÁČEK, S., 1961: Geoelektrická měření. In: *Bednař, J., et al., 1961: Geofyzikální měření v oblasti Spišsko-gemerského rudohoří, 1960. Výročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 9 s.

I

- ILAVSKÁ, Ž., 1965: K otázke veku meliatskej série. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1964, časť 2*, 31 – 32.
- ILAVSKÝ, J., 1956: Metalogenetická mapa Spišsko-gemerského rudohoria, 1 : 25 000. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ILAVSKÝ, J., 1956: Ortuťové ložiská v Nižnej Slanej. *Geol. Práce*, 8, 146 – 150.
- ILAVSKÝ, J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 51 – 95.
- ILAVSKÝ, J., 1957a: Synklinála mladšieho paleozoika pri Košických Hámroch. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 135 – 137.
- ILAVSKÝ, J., 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ILAVSKÝ, J., 1964: Exhalačnosť sedimentárne polymetamorfné ložisko kýzov v Smolníku. *Geol. Sbor.*, 16 s.
- ILAVSKÝ, J., 1964a: Smolník-gisement stratiforme polymetamorphisé de minerais sulphurés. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 15, 299 – 310.
- ILAVSKÝ, J., & BEŇO, J., 1958: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov Pb-Zn rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Zpr.*, 14, 24 – 40.
- ILAVSKÝ, J., & ĎUĎA, R., 1971: Zrudnenie Plichtov diel, žily. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ILAVSKÝ, J., KUPČO, G., & CUBINEK, J., 1981: Zonálnosť stopových prvkov v hlavných rudných mineráloch stratiformného ložiska pyritovo-mednatých rúd v Smolníku a ich porovnanie so stopovými prvkami v obdobných ložiskách. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 9, 13 – 82.
- ILAVSKÝ, J., & POUBA, Z., 1986: Czechoslovakia. *Mineral Deposit of Europe, III. London*, 117 – 173.
- IŠTVÁN, J., 1984: Geologické pomery oblasti Margecian, Jakloviec a Krompách. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*, 51 s.
- IVAN, P., 1992: Geodynamic implication of geochemical data for Early Paleozoic metavolcanics from the Gemeric unit (Inner West Carpathians). *Abstracts, 6. Congr. Geol. Soc. Greece, Geology of the Aegean, Athens*, 17 p.
- IVAN, P., HOVORKA, D., & MÉRES, Š., 1993: Geodynamická pozícia staršieho paleozoika gemerika – aplikácia geochemických údajov z metabazaltov. In: *Rakús, M., & Vozár, J. (eds.): Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 35 – 43.
- IVAN, P., MÉRES, Š., & HOVORKA, D., 1993a: Relikty materiálu kóry oceánskeho typu v západokarpatskom orogéne – pokus o genetickú klasifikáciu. In: *Rakús, M., & Vozár, J. (eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 29 – 33.
- IVAN, P., & KRONOME, B., 1996: Predmetamorfny charakter a geodynamické prostredie vzniku vysokotlakovo metamorfovaných bazitov meliatskej jednotky na lokalitách Radzim, Bórka, Hačava a Rudník. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 28, 26 – 37.
- IVANIČKA, J., et al., 1978: Záverečná správa, komplexné vyhodnotenie štruktúrneho vrtu SV-1 (Stará Voda). *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*
- IVANIČKA, J., SNOPKO, L., & SNOPKOVÁ, P., 1986: Geologicko-litologické a palinologické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. Spr. Výsk. GÚDŠ. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 51 – 54.
- IVANIČKA, J., SNOPKO, L., SNOPKOVÁ, P., & VOZÁROVÁ, A., 1989: Gelnica Group – lower unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Carpath.*, 40, 483 – 501.
- IVANOV, M., 1981: Ni-Co zrudnenie likvačno-magmatického typu v amfibolických gabrách styčnej zóny gemerika a veporika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 13, 193 – 208.
- IVANOV, M., 1983: Bázické intruzívne horniny v oblasti Rochovce-Chyžné a ich niklonosnosť. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 15, 437 – 447.

J

- JACKO, S., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 3, 59 – 80.
- JACKO, S., 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: *Mahel, M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Vyd. GÚDŠ*, 185 – 192.
- JACKO, S., 1984: Štruktúrno-metalogenetická štúdia Braniska a Čiernej hory. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR*, 295 s.
- JACKO, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 127 – 133.
- JACKO, S., 1992: Some problems of the pre-Alpine structure of the West Carpathians. In: *Vozár, J. (ed.): Paleozoic geodynamic domains of the Western Carpathians, E. Alps and Dinarides. IGCP Project No. 276. Bratislava, Konf., symp., sem., Vyd. D. Štúra*, 67 – 77.
- JACKO, S., & PETRIK, I., 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. Granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 5, 515 – 544.
- JACKO, S., & SASVÁRI, T., 1990: Some remark to an placement mechanism of the Westcarpathian paleo-Alpine mapes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 3, 179 – 197.
- JACKO, S., KORIKOVSKIJ, S. P., & BORONICHIN, V. A., 1990: Rovnovážne asociácie rúd a amfibolitolov komplexu Bujanovej (Čierna hora). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 22, 3, 231 – 239.
- JACKO, S., & BALÁŽ, B., 1993: Nové poznatky o metalogenéze Čiernej hory. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 25, 5, 323 – 326.
- JACKO, S., & ZACHAROV, M., 1997: Lodinský komplex. In: *Polák, M., et al. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra*, 31 – 40.
- JANÁK, M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement, Tatra Mts., Central Western Carpathians: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe dating of biotite and P-T-t paths. *Geol. Carpath.*, 45, 293 – 300.
- JANÁK, J., & KADLEC, J., 1969: Štatistické spracovanie parametrov v SGR. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- JANÁK, M., HOVORKA, D., HURAI, V., LUPTÁK, B., MÉRES, Š., PITOŇÁK, P., & SPIŠIAK, J., 1997: High-pressure relics in the metabasites of the Western Carpathians pre-Alpine basement: In: *Grečula, P., Hovorka, D., & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., Geocomplex*, 301 – 308.
- JANČURA, M., 1988: Diapirizmus ako prejav tektonickej selekcie v rudnianskom rudnom poli. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 20, 537 – 549.
- JANIČ, S., 1960: Geofyzikálny prieskum na lokalite Medzev-okolie. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- JANOČKO, J., et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 37-421 a 37-423. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR.*
- JAŠKO, V., CICHMANOVÁ, S., BAJTOŠ, P., GAJDOŠ, V., & LINTNEROVÁ, O., 1996: Smolník – komplexné hydrogeologické a hydrochemické posúdenie ložiska Cu-Fe rúd, štúdia. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- JELENSKÝ, M., 1962: Komplexný geofyzikálny výskum na lokalite Mníšek nad Hnilcom (Stirkenberk). *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 55 s.
- JELEŇ, M., 1993: Kobeliarovo-Dopravný prekop – dokumentácia. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*

- JEREMENKO, D., 1955: Podrobný prieskum vápencového ložiska Margecany I. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 19 s.
- JETEL, J., 1982: Určovanie hydraulických parametrov hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 58, 248 s.
- JETEL, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. *Metod. příruč. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 1, 147 s.
- JETEL, J., 1990: Praktické dôsledky priestorovej neuniformity prietochnosti príporochovej zóny v hydrogeologickom masíve. *Geol. Průzk.*, 32, 2, 42 – 46.
- JETEL, J., 1995: Utilizing data on specific capacities of wells and water-injection rates in regional assessment of permeability and transmissivity. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 1, 1, 7 – 18.
- ## K
- KADLEC, E., 1968: Geologická stavba v oblasti Margecany – Kojšov – Košické Hámy, petrografická a hustotná charakteristika základných typů hornin. *Manuskript. Brno, archív PriF UJEP*.
- KALDROVITŠ, J., & KUTHAN, M., 1951: Velká Poloma-detailné meranie na pyrity. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- KALDROVITŠ, J., 1952: Správa o geofyzikálnom prieskume pyritovo-ankeritového ložiska v oblasti Velká Poloma. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- KALIČIAK, M., BAŇACKÝ, V., BODNÁR, J., DUBÉCIOVÁ, A., JACKO, S., JANOČKO, J., JETEL, J., KAROLI, S., PETRO, L., SPIŠÁK, Z., SYČEV, V., ZLINSKÁ, A., & ŽEC, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny-južná časť 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ, Vyd. D. Štúra*, 212 s.
- KAMENICKÝ, J., 1950a: Bázické eruptíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 1, 44 – 46.
- KAMENICKÝ, J., 1951: O hadci pri Dankovej. *Geol. Sbor.*, 2, 3 – 30.
- KAMENICKÝ, J., 1951: Správa o ankeritovom pásme medzi Hankovou a Gočovom. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- KAMENICKÝ, J., 1952: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch okolia Veľkého Folkmara. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 18 s.
- KAMENICKÝ, J., 1957: Kremité porfýry porfýroidovej série gemeríd v okolí Helcmanoviec. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 136 – 140.
- KAMENICKÝ, J., 1957a: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 45, 5 – 111.
- KAMENICKÝ, J., 1957b: Serpentinity a diabázové horniny triasu okolia Jakloviec. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 137 – 138.
- KAMENICKÝ, J., & KAMENICKÝ, L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.*, 41, 3 – 76.
- KANDA, J., et al., 1987: Helcmanovce Sb. Geofyzika. *Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex*.
- KANTOR, J., 1950: Geologicko-montanistické pomery oblasti Štós – Hačava – Nižný Medzev. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- KANTOR, J., 1952: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej bani, JZ od Mníška nad Hnilcom. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- KANTOR, J., 1953: Mn ložisko na Heckerovej (Bystrý potok) Z od Smolníka. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- KANTOR, J., 1953a: Mn ložisko pri Čučme. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- KANTOR, J., 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemeric from Klátov – Košická Belá. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 451 – 456.
- KANTOR, J., & RYBÁR, M., 1970: Sulphur isotopes at the Smolník and Mníšek nad Hnilcom sulphide deposits of the Cambro-Silurian series, Spiš-Gemer Ore Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 21, 3 – 41.
- KANTOR, J., & RYBÁR, M., 1979: Radiometrické veki granitov zo Spišsko-gemerského rudohoria a príľahlej časti veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 73, 213 – 235.
- KANTOR, J., & ILAVSKÝ, J., 1980: Sulphur isotopes from several antimony ore deposits of Western Carpathians. In: *Antimónové rudy československa. Bratislava, GÚDŠ*, 53 – 57.
- KANTOR, J., BAJANÍK, Š., & HURNÝ, J., 1981: Radiometric dating of metamorphites of amphibolite facies from the Rudhany deposit, Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 335 – 344.
- KARIG, D. E., 1971: Structural history of the Mariana Island Arc system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 323 – 344.
- KAROLI, S., KALIČIAK, M., ŽEC, B., DUBÉCIOVÁ, A., & ZLINSKÁ, A., 1996: Neogén. In: *Kaličiak, M., et al. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny-južná časť 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra*, 31 – 95.
- KAY, G. M., 1945: North American geosynclines: their classification (abstract). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56, 1 172.
- KEAREY, P., & VINE, J. F., 1996: Global Tectonics. *Blackwell Science*, 333 p.
- KILÍK, J., 1994: Gemerská Poloma – mastenec. Informačná správa. *Manuskript. Rožňava, archív Geoenvex*.
- KILÍK, J., & TOMAŠÍKOVÁ, Z., 1992: ZS a VZ Markuška – dekoračný kameň. VP, stav k 31. 12. 1991. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 85 s.
- KLINEC, A., 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 75 – 126.
- KLINEC, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nizkych Tatier (Slovenské rudohorie-stred, Nizke Tatry-východ), 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ*.
- KLINEC, A., et al., 1979: Čiastková záverečná správa za rok 1979. Komplexné vyhodnotenie štruktúrneho vrhu KV-3, Rochovce. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- KOBR, M., 1962: Komplexný geofyzikálny výskum na lokalite Fichtenhübel-západ. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 60 s.
- KOBULSKÝ, J., 1982: Prognózne zhodnotenie ložísk sírnikovej formácie v oblasti Mníšek nad Hnilcom – Kojšov. *Manuskript. Praha, archív PriF UK*, 56 s.
- KOBULSKÝ, J., & NÁVESNÁK, D., 1987: Stratiformná polymetalická mineralizácia gemerika – jej hodnotenie na základe poznatkov z oblasti Mníšek nad Hnilcom. In: *Grecula, P., et al. (red.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Bratislava, archív Geofond*, 121 – 128.
- KOBULSKÝ, J., NÁVESNÁK, D., GERHART, S., GRECULA, P., DERCO, J., FARYAD, S. W., HODERMARSKÝ, J., LAJČÁK, Š., MROSKO, J., PAPŠÍKOVÁ, M., PETERCOVÁ, A., RADVANEK, M., SASÁK, L., VALKO, P., VARGA, M., VOZÁR, J., TURAN, J., & TURANOVÁ, L., 1988: ZS-VZ Mníšek – Prakovce, polymetalické stratiformné rudy, VP, stav k 30. 6. 1988. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 165 s.
- KOBULSKÝ, J., HRINKO, V., MOLČÁNYI, M., PIKULA, D., PETERCOVÁ, A., SELIGA, J., & VARGA, I., 1991a: ZS-VZ Košice-Banisko, magnezit, 5. horizont JV PoP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 98 s.
- KOBULSKÝ, J., HRINKO, V., MOLČÁNYI, M., PIKULA, D., PETERCOVÁ, A., SELIGA, J., & VARGA, I., 1991b: ZS-VZ Košice-Medvedza, magnezit, 5. horizont JV PoP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 92 s.
- KOBULSKÝ, J., KOVANIČOVÁ, L., REPČIAK, M., GAZDAČKO, L., & BAČOVÁ, N., 2000: Turmalínovce – VP, stav k 31. 12. 2000. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR*, 97 s.
- KOBULSKÝ, J., GAZDAČKO, L., GRECULA, P., HOJNOŠ, M., KANDRÍK, M., KOVÁČIK, M., NÉMETH, Z., PRAMUKA, S., RADVANEK, M., SZALAIOVÁ, V., & TRÉGER, M., 2001: Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 634 s.
- KOBULSKÝ, J., & GRECULA, P., 2004: Litologická a litostratigrafická charakteristika mezozoických súvrství gemerika v území Kojšova, Opátky a Košickej Belej. ČZS. In: *Elečko, M., et al. (ed.): Tektogenéza sedimentárnych panví Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 27 s.
- KOBULSKÝ, J., GRECULA, P., GAZDAČKO, L., NÉMETH, Z., HRAŠKO, L., NOVOTNÝ, L., MAGLAY, J., PRAMUKA, S., RADVANEK, M., KUCHARIČ, L., BAJTOŠ, P., ZÁHOROVÁ, L., & KONEČNÝ, P., 2006: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 78 s.

- KODĚRA, P., & RADVANEC, M., 2002: Comparative mineralogical and fluid inclusion study of Hnúšťa-Mútnik talc-magnesite and Miková-Jedľovec magnesite deposit (Western Carpathians, Slovakia). *Bol. paranaense Geociênc.*, 50, 131 – 150.
- KODYM, O., 1951: Zpráva o výsledcích geologického výzkumu mezi Klatovem a Košickou Belou. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archiv Geologický prieskum.*
- KOHÚT, M., KOVACH, V. P., KOTOV, A. B., SALNIKOVÁ, E. B., & SAVATENKOV, V. M., 1999: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians – Implications for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpath.*, 50, 6, 477 – 487.
- KOLBENHEYER, T., 1951: Geofyzikálny prieskum na lokalite Podrečany. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archiv Geologický prieskum.*
- KOLBENHEYER, T., 1952: Teoretický rozbor otázky použiteľnosti geofyzikálnych metód pri prieskume ložísk Rudňany. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archiv Geologický prieskum.*
- KORDIUK, B., 1941: Über das Alter der Slowakischen Serpentine. *Zbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B., Stuttgart*, 56 – 63.
- KORIKOVSKIJ, S. P., DUPEJ, J., BORONIKHIN, V. A., & ZINOVIEVA, N. G., 1990: Zoned garnet and their equilibria in mice schists and gneisses of Kohút crystalline complex, Hnúšťa region, Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 2, 99 – 124.
- KORIKOVSKIJ, S. P., GREČULA, P., BORONICHIN, V. A., & UNANOVA, O. T., 1992: Chloritoid-pyrophyllite-muscovite schist in the Western Gemeric: mineral equilibria and protoliths. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 24, 29 – 37.
- KORPEL, P., et al., 1963: ZS-VZ Košice-magnezit, stav k 1. 7. 1962. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archiv Geologický prieskum.*
- KORPEL, P., 1980: ZS Stará Voda-Boromeus, VP-Cu rudy, stav k 31. 12. 1979. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archiv Geologický prieskum.*
- KORPEL, P., & VALKO, P., 1980: VZ Gelnica-Križová Cu, stav k 1. 1. 1980. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archiv Geologický prieskum.*
- KOŠECKÝ, E., 1957: Geofyzikálny prieskum v Nižnej Slanej na ložisku Mano a Trojica. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1957: Správa o geofyzikálnom prieskume na ložisku Stirkenberg. VP – Mníšek nad Hnilcom. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1958: Správa o geofyzikálnom prieskume územia Slovinky. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite Slovinky. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite Rudňany-západ. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1959: Geofyzikálny prieskum na lokalite Rudňany-východ. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1960: Geofyzikálny prieskum ložiska Kornélia, Nižný Medzev. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archiv Geologický prieskum.*
- KOŠECKÝ, E., 1961: Geofyzikálny prieskum na lokalite Fichtenhübel, VP. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1961: Správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Bindt. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1962: Záverečná správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Rudňany-západ. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1962a: Záverečná správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Bindt. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., 1965: Záverečná správa o geofyzikálnych meraniach na lokalite Slovinky-Klippberg-západ. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOŠECKÝ, E., & ŽEMBA, B., 1957: Správa o geofyzikálnom prieskume magnezitu v Ochtinej. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KOVÁČ, M., KRÁL, J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D., & UHER, P., 1994: Alpine uplift history of the central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45, 83 – 96.
- KOVÁČIK, M. (Košice), 2003: Basin-floor fan environments of the Early Paleozoic Gelnica Group, Gemericum, Slovakia. In: *Vlahovic, I. (ed.): 22nd IAS Meeting of Sedimentology-Opatija 2003, Abstract Book*, 101 p.
- KOVÁČIK, M. (Košice), 2004: Sedimentologická a litostratigrafická charakteristika staropaleozoických súvrství vo východnej časti gelnickej skupiny gemerika. In: *Kováčik, M. (Bratislava), (ed.): Tektogenéza paleozoických sedimentárnych panví Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archiv Geofond*, 54 s.
- KOVÁČIK, M. (Košice), 2005: Deep-water sedimentary facies and depositional environments in the eastern part of the Lower Paleozoic Gelnica Group (Gemericum, Inner Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 11, 2 – 3, 165 – 183.
- KOVÁČIK, M., KRÁL, J., & MALUSKI, H., 1996: Alpínsky metamorfny a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfítov. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 28, 185 – 202.
- KOVÁČIK, M., IVANIČKA, J., GREČULA, P., VOZÁROVÁ, A., & ELEČKO, M., 2004: Tektogenéza paleozoických panví Západných Karpát. Čiastková záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond*, 49 s.
- KOVÁČ, Ā., SVINGOR, E., & GREČULA, P., 1979: Nové údaje o gemeridných granitoch. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 11, 71 – 77.
- KOVÁČ, Ā., SVINGOR, E., & GREČULA, P., 1981: Isotopic age relationships of the granitoid rocks in the Spiš-Gemer metalliferous Mts., Eastern Slovakia. *Abstracts, XI. Congres CBGA, Bucurest*, 600 – 601.
- KOVÁČ, Ā., SVINGOR, E., & GREČULA, P., 1986: Rb/Sr isotopic ages of granitoid rocks from the Spiš-Gemer metalliferous Mts., West Carpathians, Eastern Slovakia. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 18, 1 – 14.
- KOZUR, H., & MOCK, R., 1973a: Die Bedeutung der Trias Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den West Karpaten. *Geol. Paläont. Mitt.*, 3, 2, 1 – 14.
- KOZUR, H., & MOCK, R., 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 365 – 374.
- KOZUR, H., MOCK, R., & MOSTLER, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakie) in das oberste Vise Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.*, 6, 1, 1 – 29.
- KOZUR, H., & MOCK, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. *Čas. Mineral. Geol.*, 22, 299 – 305.
- KOZUR, H., & MOCK, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar suture zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 27, 5, 301 – 307.
- KRAHULEC, P., REBRO, A., UHLIARIK, J., & ZEMAN, J., 1978: Minerálne vody Slovenska. Balneografia a krenografia. *Martin, Osveta*, 1 018 s.
- KRÁL, J., FRANK, W., & BEZÁK, V., 1996: ⁴⁰Ar/³⁹Ar spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 28, 501 – 513.
- KRÁSŇ, J., 1986: Klasifikace transmisivity a její použití. *Geol. Průzk.*, 6, 177 – 179.
- KRŠÁK, J., 1956: Správa o geomagnetickom výskume na lokalite Švedlár. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KŘESTAN, J., 1962: Komplexní geofyzikální výzkum v oblasti Medzev/Zlatá dolina – Strážny vrch. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond*, 181 s.
- KUCHARIČ, L., 1994: Nižná Slaná – Dobšiná. Správa z geofyzikálnych prác, oblasť Petrovo. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KUCHARIČ, L., 2004: Wherefore a new Fe carbonate body have not been discovered within the Nižná Slaná region – reasons and consequences for geological structure interpretation. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 10, 3, 215 – 226.
- KUCHARIČ, L., GECZY, J., & KANDRIK, M., 1982: SGR-geofyzika II. Etapová správa z geofyzikálnych prác za r. 1981. Komplexné metódy. Oblasť Mníšek n/Hnilcom – Medzev. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*
- KUCHARIČ, L., HOJNOŠ, M., HUSÁK, L., LOPATNÍK, J., & MUŠKA, P., 1986: SGR-geofyzika II. Etapová správa z geofyzikálnych prác za rok 1984. Oblasť Hnilec – Rožňava. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond*, 38 s.
- KUCHARIČ, L., et al., 1986: SGR-geofyzika II. Etapová správa z geofyzikálnych prác za rok 1985. Oblasť Rožňavské Bystré – Nižná Slaná – Havrania dolina. Profilové gravimetrické merania za rok 1986. *Manuskript. Bratislava, archiv Geofond.*

- KUCHARIČ, L., et al., 1988: SGR-geofyzika II. Etapová správa z komplexných metód za rok 1986. Oblasť Havrania dolina – Rudňany. Profilové gravimetrické merania za rok 1987. Oblasť Poráč – Krompachy. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- KUCHARIČ, L., HOJNOŠ, M., MIKUŠKA, J., HITKA, S., ZÍMA, L., POKORNÝ, A., & KRČMÁŘ, B., 1990: SGR-geofyzika II. Etapová správa z komplexných metód za rok 1988. Oblasť 1: Slovinky – Helcmanovce – Jaklovce. Oblasť 2: Dobšiná – Rejdová. Profilové gravimetrické merania za rok 1989. Oblasť Roštár – Kobeliarovo – Vyšná Slaná. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 30 s.*
- KUCHARIČ, L., HOJNOŠ, M., MIKUŠKA, J., & HITKA, S., 1991: SGR-geofyzika II. Etapová správa z komplexných metód za rok 1989 a z profilových gravimetrických prác za r. 1990. Oblasť Danková – Rejdová – Rochovce. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 24 s.*
- KUCHARIČ, L., et al., 1991: SGR-geofyzika II. Etapová správa z komplexných metód za rok 1990 – 1991. Oblasť Košice – Margecany. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- KUCHARIČ, L., GRAND, T., SYČEV, V., DANIEL, S., & KRČMÁŘ, B., 1993: Gemerská Poloma – mastenec. Správa z geofyzikálnych prác, VP, rudy, nerudy, stav k 30. 6. 1993. *Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex, a. s.*
- KUCHARIČ, L., GÉCZY, J., GRAND, T., & ŠEFARA, J., 1995: Nižná Slaná-okolie – Fe karbonáty VP. Záverečná správa z geofyzikálnych prác. Oblasť Henckovce. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- KUCHARIČ, L., GÉCZY, J., & GRAND, T., 1997: Nižná Slaná okolie – Fe karbonáty VP. Záverečná správa z geofyzikálnych prác. Oblasť Ignác – Gampel a Brdárka. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- KUSÁK, B., 1970: Správa o geologickom mapovaní v oblasti Kojšov – Kojšovská hola. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- KUTHAN, M., 1942: Hg-ložiská Slovenska I. *Práce Štát. geol. Úst. (Bratislava), 2, 1 – 45.*
- KUTHAN, M., 1950: Staršie paleozoikum gemeríd. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 1, 8 – 9.*
- KVĚTOŇ, P., et al., 1951: Zpráva o ložiskách Fe rúd závodu Rožnava-baňa. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŽELBA, a. s.*

L

- LÁZAR, V., 1959: Rešeršná správa Hanková-Volovec. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- LÁZAR, V., 1960: Správa o montanisticko-archívno-výskumnom úkole „Bindt-okolie“. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- LÁZAR, V., 1962: Mníšek – Švedlár, Stará Voda, Tichá Voda. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- LEHOTSKÝ, I., 1959: ZS o vyhladávacom prieskume v okolí Sloviniek s geologickou mapou 1 : 10 000. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- LEŠKO, B., & VARGA, I., 1980: Alpine elements in West Carpathian structure and their significance. *Miner. Slov. (Bratislava), 12, 2, 97 – 130.*
- LEXA, O., & BEZÁK, V., 1996: Porphyric granitoids in the western part of Slovenské rudohorie Mts.: Emplacement and deformation in shear zones. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3 – 4, 189 – 197.*
- LEXA, O., SCHULMANN, K., & JEŽEK, J., 2003: Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modelling. *Tectonics, 22, 6, 1 066 p.*
- LITAVEC, J., 1963: Správa o ložiskách záujmovej oblasti Železorných baní. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív ŽELBA, a. s.*
- LITAVEC, J., & FURIEL, T., 1956: ZS-VZ Rožnava-okolie Fe (lož. Samueli, Ludmila, Magashegy, stav k 1. 1. 1956). *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- LÖRINCZ, L., BACHŇÁK, M., COMPEL, M., JELEŇ, M., MIHALÍK, F., PALČO, A., RADVANEC, M., STUPÁK, J., & ŠVANTNEROVÁ, E., 1993: ZS a VZ Ochtiná – Rochovce, Mo-W, VP. Stav k 30. 9. 1993. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 225 s.*
- LÖRINCZ, L., & STUPÁK, J., 1989: ZS Rožnava-okolie, barit, štúdia VP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- MACKO, J., 1964: Správa a výpočet zásob Novoveská Huta-Hanisková so stavom k 1. 10. 1964. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- MADARÁS, J., HÓK, J., KOVÁČ, P., MELLO, J., IVANIČKA, J., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., HRAŠKO, L., LEXA, O., KUCHARIČ, L., GRAND, T., & ŠEFARA, J., 1995: Geologicko-štruktúrne zhodnotenie kontaktnej zóny gemerika a veporika v oblasti Rochovce – Dobšiná. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR, 101 s.*
- MADERSPACH, L., 1880: Magyarország vasérczfekhelyei. Budapest, 111 s.
- MADAR, D., 1990: Geofyzika pre vodu obec Slavošovce. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MAHEL, M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 221 – 254.*
- MAHEL, M., 1953a: Niekoľko stratigrafických-tektonických úvah o gemeridách. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 255 – 268.*
- MAHEL, M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 5, 146 – 183.*
- MAHEL, M., 1954a: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 4, 255 – 268.*
- MAHEL, M., 1956: Paleozoikum a rudy SGR. X. jubilejný zjazd Geol. spoloč. 8. – 11. 9. 1956 v Košiciach. 125 – 128.
- MAHEL, M., 1956a: K stratigrafii Stratenskej hornatiny. *Geol. Práce, Zpr., 7, 25 – 64.*
- MAHEL, M., 1975: Postavenie gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 7, 33 – 52.*
- MAHEL, M., 1978: Model vývoja Západných Karpát. *Miner. Slov. (Bratislava), 10, 1 – 16.*
- MAHEL, M., 1981: Magmatity – ukazovateľ typu kóry v paleozoiku Západných Karpát. In: Bajanič, Š., & Hovorka, D. (eds.): *Paleovulkanizmus Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, 19 – 26.*
- MAHEL, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Zv. 1. Bratislava, Vyd. Veda, 503 s.
- MAHEL, M., KAMENICKÝ, J., FUSÁN, O., & MATĚJKA, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. *Západní Karpaty. Sv. 1. Praha, 496 s.*
- MAHEL, M., & VOZÁR, J., 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. *Geol. Práce, Spr., 56, 47 – 66.*
- MALACHOVSKÝ, P., FABIAN, M., HODERMARSKÝ, J., KOBULSKÝ, J., KOZÁČ, J., MIHALÍČ, A., NOVOVESKÝ, M., RADVANEC, M., SELIGA, J., ŠČERBÁKOVÁ, A., VLASÁK, M., DIANIŠKA, I., KAMENICKÝ, J., & MATULA, I., 1983: Spišsko-gemerské rudohorie – vysoko-termálna mineralizácia, Sn, W, Mo rudy, VP. Záverečná správa. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum, 248 s.*
- MALACHOVSKÝ, P., VARGA, I., GERHARTOVÁ, I., HORSKÝ, S., PRAMUKA, S., GURINOVÁ, E., HRINKO, V., & SELIGA, J., 1992: ZS Hniliec okolie. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 95 s.*
- MALACHOVSKÝ, P., et al., 1993: ZS-VZ Spišsko-gemerské rudohorie – keramické suroviny, VP. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MALÍK, P., VRANA, K., & IVANIČKA, J., 1990: Hydrogeologické pomery Volovských vrchov v povodí Hnilca. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MALUSKI, H., RAJLICH, P., & MATTE, P., 1993: ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics, 223, 313 – 337.*
- MANDÁK, I., et al., 1989: ZS Švedlár-Štofova dolina, kremeň pre čire kremenné sklo, VP. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- MANDÁKOVÁ, K., DRNZÍKOVÁ, L., & HUDÁČEK, J., 1971: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. *Miner. Slov. (Bratislava), 3, 215 – 229.*
- MAŠÍN, J., JELEN, M., MATOLIN, M., & HRACH, S., 1960: Zpráva o leteckem geofyzikálním měření 1 : 200 000 v roce 1959. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MATĚJKA, A., & ANDRUSOV, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occid. de la Slovaquie centrale et des rég. avoisinantes. *Knih. Stát. geol. Úst. Čs. Republ., 13A, 19 – 177.*
- MATULA, M., HOLZER, R., HRAŠNA, M., HYÁNKOVÁ, A., LETKO, V., ONDRAŠÍK, R., VLČKO, J., & WAGNER, P., 1985: Atlas

- inžinierskogeologických máp SSR 1 : 200 000. Bratislava, Vyd. KIG PriF UK a SGÚ.
- MATULA, M., & ONDRÁŠIK, R., 1990: Inžinierska geológia v ochrane a tvorbe životného prostredia. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 22, 385 – 392.
- MAZZOLI, C., SASSI, R., & VOZÁROVÁ, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czecho-Slovakia). The Paleozoic geodynamic domains. *Konf., Symp., Sem. Bratislava, GÚDŠ*, 109 – 118.
- MAZÚR, E., & LUKNIŠ, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky (mapa). Bratislava, Veda.
- MÁŠKA, M., 1956: O gelnické, fylit-diabázové a pipitské série v rámci stavby SGR. *Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.*
- MÁŠKA, M., 1957: Poznámky k predterciérni metalogenesi Západných Karpát, zvlášť Spišsko-gemerského rudohorí. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 96 – 106.
- MÁŠKA, M., 1957a: Zpráva o nálezú území nadějněho na přítomnost slepých ložisek sideritu. Prostředný Hámor severovýchodně od Dobšíně. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- MÁŠKA, M., 1957b: Zpráva o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria (I. perm). *Zpr. geol. Výzk. v Roku 1956*, 113 – 120.
- MÁŠKA, M., 1957c: Sideritová žila navrtaná vrtom G-21 (Neznáma). *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MÁŠKA, M., 1958: Správa o výskume paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (karbón). *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Želba, š. p.*
- MÁŠKA, M., 1959: Správa o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (III. karbón). *Zpr. geol. Výzk. v Roku 1958*, 136 – 146.
- MÁŠKA, M., & PTÁK, J., 1958a: Roční správa o stavu vyhľadávání nových ložisek sideritu a o perspektívách slepých sideritových ložisek v celém SGR. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MÁŠKA, M., & PTÁK, J., 1958b: VZ nového ložiska Fe (siderit) Rožňava baňa – Rudná – Rakovnica. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- MELLO, J., 1975: Pelagic and Reef Sediments Relations in the Silica nappe Middle Triassic and Transitional Strata Nature (the Slovak Karst, West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 26, 2, 237 – 252.
- MELLO, J., 1975a: Triassische Biohermenkalke im östlichen Teil des Slovakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 26, 21 – 46.
- MELLO, J., 1975b: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a prilahlej časti Čiernej hory. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 7, 4, 29 – 63.
- MELLO, J., 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Západné Karpaty). *Geol. Práce, Spr.*, 72, 61 – 76.
- MELLO, J., 1979a: Sú tzv. vyššie subatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Miner. Slov. (Bratislava)*, 11, 279 – 281.
- MELLO, J., 1993: Geologická stavba Slovenského krasu. In: *Rozložník, M., et al.: Chránená krajinná oblasť – biosférická rezervácia Slovenský kras. Brzotín*, 12 – 22.
- MELLO, J., 1997: Meliatikum, turnaikum, silicikum. In: *Mello, J., et al. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. D. Štúra*, 50 – 104.
- MELLO, J., MOCK, R., PLANDEROVÁ, E., & GAÁL, L., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 263 – 266.
- MELLO, J., ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPO, L., VASS, D., VOZÁROVÁ, A., GAÁL, L., HANZEL, V., HÓK, J., KOVÁČ, P., SLAVKAY, M., & STEINER, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 256 s.
- MELLO, J., FILO, I., HAVRILA, M., IVAN, P., IVANIČKA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., LIŠČÁK, P., KUBEŠ, P., SCHERER, S., SIRAŇOVÁ, Z., SZALAIOVÁ, V., & ŽÁKOVÁ, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, ŠGÚDŠ, Vyd. Dionýza Štúra, 304 s.
- MELLO, J. (ed.), FILO, I., HAVRILA, M., IVANIČKA, J., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J., KOŠA, E., JACKO, S., jun., 2000a: Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, ŠGÚDŠ.
- MELLO, J. (ed.), BEZÁK, V., BIELY, A., ELEČKO, M., GRECU, P., GAZDAČKO, L., HAVRILA, M., HRAŠKO, L., IVANIČKA, J., JACKO, S., st., JANOČKO, J., KOBULSKÝ, J., KOVÁČIK, M., MADARÁS, J., NÉMETH, Z., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., VASS, D., & BROSKA, I., 2006: Geologická mapa a Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 37 – Košice. *Manuskript, Bratislava, archív Geofond.*
- MESARČÍK, I., ŠVANTNEROVÁ, E., ZATROCH, P., BACHNÁK, M., JELEŇ, M., LEŠKA, S., HAJČI, T., PALČO, A., TUČEK, L., KOŠUTH, M., UJPÁL, Z., MARKO, F., & STUPÁK, J., 1991: ZS Rožňava – Strieborná žila, komplexné Fe-Cu rudy, VP. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MÉRYOVÁ, E., FRLIČKOVÁ, M., URBANÍK, J., & MÉRY, V., 2006: Hydrogeologická mapa južnej časti SGR v mierke 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MIHALÍK, F., 1994: Prepočet zásob v oblasti Gelnice. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- MIHÁL, F., NOVOTNÝ, L., & POMORSKÝ, F., 2001: Mladšie paleozoikum v severnej časti gemerika. In: *Kobulský, J. (ed.), et al.: ZS atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 38 s.
- MICHALKO, P., 1994: VZ výhradného ložiska anhydritu, ložiska Spišská Nová Ves I-Nová štôlna. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Želba, š. p.*
- MIKUŠKA, J., & KUCHARIČ, L., 1992: ZS SGR – geofyzika, gravimetria. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- MIKUŠKA, J., & SZALAIOVÁ, V., 1984: SGR – geofyzika, gravimetria. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- MIKUŠKA, J., & ŠPAČEK, B., 1982: SGR – geofyzika II. Plošná gravimetria 1980 – 1981. *Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex, a. s.*
- MILANOVSKÝ, E. E., 1976: Riftovye zony kontinentov. Moskva, Nedra.
- MILLER, M. M., 1989: Intra-arc sedimentation and tectonism: Late Paleozoic evolution of the eastern Klamath terrane, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101, 170 – 187.
- Mišík, M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 4, 557 – 588.
- Mišík, M., SÝKORA, M., MOCK, R., & JABLONSKÝ, J., 1980: Štúdium vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát vzhľadom na paleotektonické typy jury a spodnej kriedy. *Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.*
- MOCK, R., 1980: Triassic of the West Carpathians. *Abh. Geol., B. – A. (Wien)*, 35, 129 – 144.
- MOCK, R., SÝKORA, M., AUBRECHT, R., OŽVOLDOVÁ, L., KRONOME, B., REICHWALDER, P., & JABLONSKÝ, J., 1998: Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages, Slovakia. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, 4, 223 – 260.
- MOLÁK, B., & SLAVKAY, M., 1994: Role of black shales/schists in Variscan and Alpine metallogenetic processes in the West Carpathians. In: *Grečula, P., & Németh, Z. (eds.): Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt. Stará Lesná*, 26 p.
- MULDER, T., & ALEXANDER, J., 2001: The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269 – 299.
- MUTTI, E., & SONNINO, M., 1981: Compensation cycles: A diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. *IAS 2nd Europe Reg. Mtg. Bologna, Abstracts*, 120 – 123.

N

- NÁVESNÁK, D., & BARTALSKÝ, B., 1989: Správa z geologického mapovania v oblasti Slovinky – Švedlár. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- NÁVESNÁK, D., & TABÁK, J., 1994: ZS SGR – netradičné suroviny, VP. Stav k 20. 12. 1994. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 135 s.
- NÁVESNÁK, D., & KOBULSKÝ, J., 1996: Stratiformné polymetalické zrudnenie na Jalovičom vrchu v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 28, 237 – 254.
- NEUGEBAUER, H. T., 1978: Crustal doming and the mechanism of rifting. Part. I: Rift formation. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 45, 159 – 186.

- NEUGEBAUER, H. T., & BRANER, B., 1978: Crustal doming and the mechanism of rifting. Part. II: Rift development of the upper Rhinegraben. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 46, 1 – 20.
- NEUGEBAUER, H. T., FRISCH, W. & HANSEN, B. T., 2002: Early Paleozoic tectonothermal events in the basement complexes of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps): Evidence from U-Pb zircon data. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 5, 775 – 786.
- NÉMETH, Z., 1996: Prvé zistenie príkrovy Bôrky vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 28, 175 – 184.
- NÉMETH, Z., 1999: Vysvetlivky ku geologickým mapám v mierke 1 : 25 000, list M-34-113-B-d, M-34-114-A-c, M-34-114-A-d, M-34-114-B-c a M-34-114-B-d. Etapová správa. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- NÉMETH, Z., 2001: Petrotectonics of the ductile shear zones of Gemericum. Ph.D. thesis. *Bratislava, PriF UK*, 98 p.
- NÉMETH, Z., 2002: Metalogenetické pochody v gemeriku z pohľadu novej geodynamickéj interpretácie vnútorných Západných Karpát. Čiastková správa. In: Lexa, J. (ed.), et al.: *Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- NÉMETH, Z., 2005: Paleopiezometry: Tool for differential stresses determination in ductile shear zones of Gemericum, Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 2 185 – 193.
- NÉMETH, Z., GRECULA, P., & PUTIŠ, M., 2001a: Litotektonické vzťahy na rozhraní gelnickej a rakoveckej skupiny v severogemerikej zóne. *Geol. Práce, Spr.*, 105, 67 – 70.
- NÉMETH, Z., PUTIŠ, M., & GRECULA, P., 2001b: Generovanie oblúkovitého rozhrania gemerika s veporikom z pohľadu kinematiky alpínskeho extenzného odstrešovania. *Geol. Práce, Spr.*, 105, 65 – 66.
- NĚMEJC, F., 1947: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 56, 1 – 37.
- NIŽŇANSKÝ, G., 1982: Príspevok k poznaniu stratigrafie triasu v severnej časti SGR. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.*
- NOGHE, V., & KOŠECKÝ, E., 1957: Správa o geofyzikálnom prieskume ložiska Mano v Nižnej Slanej. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- NOGHE, V., & KOŠECKÝ, E., 1957: Správa o geofyzikálnom prieskume pri Košických Hámroch. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- NOVÁK, J., 1962: Komplexný geofyzikálny výskum na lokalite Mníšek nad Hnilcom. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 52 s.
- NOVOTNÝ, L., & ČÍŽEK, P., 1979: Nový výskyt uránu a zlata južne od Prakoviec v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 11, 2, 188 – 190.
- NOVOTNÝ, L., STEINER, A., & KUCHARIČ, L., 1981: Geologicko-geofyzikálna charakteristika permu v oblasti Novoveskej Huty. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 13, 221 – 233.
- NOVOTNÝ, L., & MIHÁL, F., 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 19, 2, 97 – 113.
- NOVOTNÝ, L., STEINER, A., & KUCHARIČ, L., 1987: Správa o geologicko-geofyzikálnych komplexných profiloch v oblasti Novoveskej Huty. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- NOVOTNÝ, L., & TULIS, J., 2005: Kras Slovenského raja. *Správa slovenských jaskýň a Slovenská speleologická spoločnosť*, 175 s.
- NOVOTNÝ, L., & BARTALSKÝ, B., 2011: Ložisko U – Mo rúd Spišská Nová Ves – Novoveská Huta. *Miner. Slov.*, 43, 2 (v tlačí).
- NOVOTNÝ, L., & BARTALSKÝ, B., 2011: Ložisko U – Mo rúd Košice I. – Kurišková. *Miner. Slov.*, 43, 2 (v tlačí).
- O**
- OBERNAUER, D., & STRÁNSKA, M., 1979: Zhodnotenie výsledkov štruktúrneho vrtu KV-3 Rochovce z hľadiska geofyziky. In: Klinec, A. (ed.), et al.: *ZS Komplexné geologické vyhodnotenie štruktúrneho vrtu KV-3 Rochovce. Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ODEHNAL, L., 1951: Správa o železorzudných a Cu-ložiskách v obvode SŽB Mária Huta. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- OGURČÁK, Š., 1954: Správa o geologickom mapovaní okolia Mlyniak za rok 1954. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- OKÁL, M., & PAŠTEKA, V., 1952: Správa o geofyzikálnych meraniach v oblasti Smolník – Úhorná v r. 1951. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ONDREJKOVIČ, K., & VALKO, P., 1967: ZS-VZ Bindt-Závadka Fe, Cu so stavom k 31. 6. 1967. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ONDREJKOVIČ, K., et al., 1973: ZS Rudňany-J, VP-Fe, Cu. Stav k 1. 1. 1973. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ONDREJKOVIČ, K., et al., 1979: ZS-VZ-Rudňany-Mier, komplexná Fe, Cu, Hg ruda, VP+DP, stav k 1. 3. 1979. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- P**
- PADĚRA, K., 1955: Röntgenometrické určení paramelsbergitu z Dobšinej. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 21, 2, 813 – 822.
- PAPP, K. V., 1915: A Magyar birodalom vasérc és kőszénkészlete. A Fraklin-társulat nyomdája, Budapest, 964 p.
- PAPP, K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Ungar. Ackerbau. Ministerium geol. Anstalt. Budapest, 638 p.
- PAPŠIKOVÁ, M., & GRECULA, P., 1983: Palinologické hodnotenie vzoriek z lokalít Hrelíkov potok a Kotlinec, staršie paleozoikum gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 15, 551 – 558.
- PAPŠIKOVÁ, M., GRECULA, P., & KOBULSKÝ, J., 1988: Výsledky palinologického výskumu v území Mníšek nad Hnilcom – Prakovce. In: Kobulský, J. (ed.), et al.: *Mníšek – Prakovce, polymetalické stratiformné rudy, VP.ZS. Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 17 s.
- PAUCO, M., et al., 1986: ZS-VZ Košice, 6. horiz., Bankov-Banisko PoP, magnezit, stav k 1. 1. 1986. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- PAVLISZYNOVÁ, J., 1978: Magnetotelurická metóda. Správa z geofyzikálnych meraní, oblasť Poproč. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*, 189 s.
- PAVLISZYNOVÁ, J., 1981: Interpretácia magnetoteluriky na dvoch profiloch v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- PEARCE, J. A., LIPPARD, S. J., & ROBERTS, S., 1984: Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B. P., & Howells, M. F. (eds.): *Marginal basin geology. Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 16. Oxford, Blackwell Scientific.*
- PECHO, J., 1963: Správa o VZ z problému Nálepko-Roztoky Fe a Cu-rudy so stavom k 1. 7. 1963. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- PECHO, J., 1964: ZS-VZ Nálepko-Roztoky Fe a Cu. Stav k 1. 4. 1964. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- PECHO, J., 1982: Čučma-ČZS, kompletné zhodnotenie vrtu Sb-5. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- PECHO, J., & POPREŇÁK, J., 1959: Mineralogické pomery na antimonitovom ložisku v Helcmanovciach. *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 201 – 216.
- PECHO, J., & HUDÁČEK, J., 1961: Geologická stavba okolia Novoveskej Huty a otázka diskordancie medzi spodným triasom a permom. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- PETEREC, D., 1986: Antimonitové zrudnenie v humelskom príkrove gemerika a blokova stavba v oblasti Tinesovej doliny. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 18, 267 – 273.
- PETRIK, I., BROSKA, I., & UHER, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: Age, source rocks, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. *Geol. Carpath.*, 45, 283 – 291.
- PETRO, L., et al., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov v M 1 : 50 000 a registrácia skládok odpadov – okres Košice-vidiek. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*
- PETROVIČ, Š., 1966: Klimatické a fenologické pomery východoslovenského kraja. Hydrometeorologický ústav ČSSR.
- PIKART, V., & DUBOVSKÝ, L., 1959: ZS-VZ Poproč-Anna-Sb. Stav k 1. 1. 1959 s dodatkom. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*

- PIOVARCSY, K., & BADÁROVÁ, I., 1987: Nové geologické výsledky z geologickoprieskumných prác na Slovinskej Hrubej žile západne od jamy Dorotea. *Geol. Průzk.*, 29, 295 – 298.
- PIOVARCSY, K., & DOUČÁKOVÁ, V., 1993: Mapa vhodnosti územia pre výber skládok odpadov a registrácia skládok odpadov 1 : 50 000 – okres Spišská Nová Ves. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.
- PLANČÁR, J., 1955: Predbežná správa o orientačnom geomagnetickom meraní Z zložky magnetitového ložiska na lokalite Švedlár. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- PLANČÁR, J., FILO, M., ŠEFARA, J., SNOPKO, L., & KLINEC, A., 1977a: Geofyzikálna a geologická interpretácia ložiskových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 2, 7 – 144.
- PLANČÁR, J., KLINEC, A., SNOPKO, L., FILO, M., & ŠEFARA, J., 1977b: Geofyzikálno-geologická analýza poruchových zón. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 2, 111 – 116.
- PLANDEROVÁ, E., 1979: Palinologické zhodnotenie sedimentov rožňavsko-železníckej a meliatskej série. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- PLANDEROVÁ, E., 1980: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železníckej“ skupiny. *Geol. Práce, Spr.*, 74, 113 – 128.
- PLANDEROVÁ, E., 1982: The first find of Viséan microflora in Gemerides in Slovakia. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 8, 111 – 126.
- PLANDEROVÁ, E., & VOZÁROVÁ, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. *Geol. Práce, Spr.*, 70, 129 – 141.
- PLANDEROVÁ, E., & SNOPKOVÁ, P., 1979: Palynological data on weakly metamorphosed rocks of the Veporides and of the Gelnica Group in Spišsko-gemerské rudohorie Mts. In: *Proc. inter. conf. of IGCP, Praha*, 22 p.
- PLANDEROVÁ, E., & VOZÁROVÁ, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formation in the West Carpathians. *Newsletter, 4, IGCP Project No. 5*, 67 – 71.
- PLANDEROVÁ, E., & BAJANÍK, Š., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 67 – 76.
- PLAŠIENKA, D., 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina group on the Foederata group in the Dobšiná half – window. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 609 – 617.
- PLAŠIENKA, D., 1981: Geology and tectonics of Mesozoic metamorphosed successions of the Veporicum unit. *Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV*.
- PLAŠIENKA, D., 1984: Prítkov Markušky – zväzujúci element veporika a gemerika? *Miner. Slov. (Bratislava)*, 16, 187 – 193.
- PLAŠIENKA, D., JANÁK, M., HACURA, A., & VRBATOVIC, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínskych metamorfovaných hornín veporika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 21, 1, 43 – 51.
- PLAŠIENKA, D., 1993: Structural pattern and partitioning of deformation in the Veporic Foederata cover unit (Central Western Carpathians). In: *Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 269 – 277.
- PLAŠIENKA, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 127 s.
- PLAŠIENKA, D., 2002: Alpidná tektonická progradácia a jej štruktúrny záznam v jednotkách Západných Karpát. [Dizertačná práca.] *Bratislava, PríF UK*, 149 s.
- PLAŠIENKA, D., GRECULA, P., PUTIŠ, M., KOVÁČ, M., & HOVORKA, D., 1997a: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: *Grecula, P., Hovorka, D., & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph.*, 1 – 24i.
- PLAŠIENKA, D., PUTIŠ, M., KOVÁČ, M., ŠEFARA, J., & HRUŠECKÝ, I., 1997b: Zones of Alpidic subduction and crustal underthrusting in the Western Carpathians. In: *Grecula, P., Hovorka, D., & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph.*, 35 – 42.
- POLÁK, M., JACKO, S. (ed.), VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., GROSS, P., HARČÁR, J., SASVÁRI, T., ZACHAROV, M., BALÁŽ, B., KALIČIAK, M., KAROLI, S., NAGY, A., BUČEK, S., MAGLAY, J., SPIŠÁK, Z., ŽEC, B., FILO, I., & JANOČKO, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. *Bratislava, GS SR*.
- POLÁK, M. (ed.), JACKO, S., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J., GROSS, P., HARČÁR, J., ZACHAROV, M., BALÁŽ, B., LIŠČÁK, P., MALÍK, P., ZAKOVIČ, M., KAROLI, S., KALIČIAK, M., & SASVÁRI, T., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*, 202 s.
- POLLER, U., UHER, P., BROSKA, I., PLAŠIENKA, D., & JANÁK, M., 2002: First Permian-Early Triassic ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. *Terra Nova*, 14, 41 – 48.
- POLLOCK, S. G., 1987: Chert formation in an Ordovician volcanic arc. *J. sed. Petrology*, 57, 75 – 87.
- POPREŇÁK, J., 1960: ZS-VZ-ferobarytová ruda, stav k 1. 11. 1960. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Želba, š. p.*
- POPREŇÁK, J., 1964: Správa a VZ z okolia šachty Rudňany-západ Fe, stav k 1. 11. 1964. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Želba, š. p.*
- POPREŇÁK, J., GRECULA, P. & MIHALOV, J., 1973: K problémom stavby a vývoja žíl v Rudňanoch. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 5, 279 – 286.
- PRAMUKA, S., 2001: Petrografia hornín Spišsko-gemerského rudohoria. In: *Kobulský, J. (ed.), et al.: Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*, 125 s.
- PROCHÁZKOVÁ, D., BROUČEK, I., GUTERCH, B., & LEWANDOVSKA-MARCINIÁK, H., 1978: Macroseismic intensities observed in Czechoslovakia and Poland. Polish Academy of Sciences.
- PUTIŠ, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 23, 6, 459 – 473.
- PUTIŠ, M., 1994: South Tatric-Veporic basement geology: Variscan nappe structures; Alpine thick-skinned and extensional tectonics in the Western Carpathians (Eastern Low Tatra Mountains, Northwestern Slovak Ore Mountains). *Mitt. Österr. Geol. Gesell.*, 86, 83 – 99.
- PUTIŠ, M., NÉMETH, Z., UNZOG, W., & WALLBRECHER, E., 1999: The quartz and calcite X-ray texture goniometer patterns from the Western Carpathians Cretaceous ductile shear zones used as kinematic indicators. Special issue. *Geol. Carpath.*, 50, 165 – 169.

R

- RADVANEK, M., 1978: Sb mineralizácia v oblasti Poproč – Lazy. *Manuskript. Košice, archív S-KGM TU*.
- RADVANEK, M., 1992: Zonálnosť nízkotlakovej a polyfázovej metamorfózy v otvorenom systéme pre fluidnú fázu v rulovo-amfibolitovom komplexe gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 24, 175 – 196.
- RADVANEK, M., 1994: Postupnosť kryštalizácie pri parciálnosti tavení kôry v extenznom režime strižnej zóny. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 373 – 386.
- RADVANEK, M., 1994a: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Prvá časť: P-T-x podmienky a zóny metamorfózy. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 4, 223 – 238.
- RADVANEK, M., 1994b: Petrológia rulovo-amfibolitového komplexu gemerika na severnom okraji rudnianskeho rudného rajónu. Časť druhá: Postupnosť kryštalizácie minerálov v granite po lokálnom parciálnom tavení metasemipelitu v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy (P = 3,5 kbar). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 4, 239 – 249.
- RADVANEK, M., 1998: Vysokotlaková metamorfóza vrchno-karbónskeho konglomerátu z lokality Rudňany-Svinský hrb na severe gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 30, 2, 95 – 108.
- RADVANEK, M., 2005: Prehnit-pyroxenit na lokalite Danková. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 37, 353 – 357.
- RADVANEK, M., & GRECULA, P., 1985: Geochemické anomálie Sn a Mo v rudonosnom vulkanickom horizonte staršieho paleozoika gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 17, 563 – 568.
- RADVANEK, M., & PROCHASKA, W., 2001: Successive replacement of Upper Carboniferous calcite to dolomite and magnesite in Dúbrava magnesite deposit (Western Carpathians, Slovakia). *Miner. Slov. (Bratislava)*, 33, 517 – 525.
- RADVANEK, M., GRECULA, P., & ŽÁK, K., 2004: Siderite mineralization of the Gemericum Superunit (Western Carpathians, Slovakia): A revised genetic model. *Ore Geology reviews*, 24, 267 – 298.

- RADVANEČ, M., KODĚRA, P., & PROCHASKA, W., 2004a: Mg replacement of the Gemerská Poloma talc-magnesite deposit, Western Carpathians, Slovakia. *Acta petrol. sin.*, 20, 4, 773 – 790.
- RADVANEČ, M., BAJTOŠ, P., BALÁŽ, P., CIČMANOVÁ, S., KODĚRA, P., NÉMETH, Z., PROCHASKA, W., RODA, Š., & TRÉGER, M., 2004b: Magnezity a mastence, stav k 15. 12. 2004. Regionálny geologický výskum. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- RADVANEČ, M., KONEČNÝ, P., NÉMETH, Z., & GREČULA, P., 2007: P-T-t dráha a lokálne anatektické tavenie spodnopaleozoického metapelitu s prímiesou klastického kremeňa v biotitovej zóne variskej regionálnej metamorfózy a jeho tektonickodeformačná evolúcia v gemeriku. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 39, 1, 1 – 44.
- RADVANEČ, M., KONEČNÝ, P., ONDREJKA, M., PUTIŠ, M., UHER, P., & NÉMETH, Z., 2009: Gravity gemerika ako indikátor extenzie kóry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 41, 381 – 394.
- RAKUS, G., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. *Geologica hung., Ser. geol.; palaeont.*, 8, 1 – 219.
- RAKUS, M., 1993: Úskalia a problémy paleogeografických rekonštrukcií mezozoika Západných Karpát. In: *Rakús, M., & Vozár, J. (eds.): Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ, 103 – 107.*
- RAPANT, S., VRANA, K., & BODIŠ, D., 1996: Geochemický atlas SR. Podzemné vody. *Bratislava, GS SR, 127 s.*
- RAUMER, J. V., & NEUBAUER, F. (eds.), 1993: Pre-Mesozoic Geology in the Alps. *Springer, Berlin, 677 p.*
- REBRO, A., 1996: Vzácné a obdivované vody Slovenska. *Balneologické múzeum Piešťany, 182 s.*
- REDLICH, K. A., 1927 – 1928: Beobachtungen an schichtigen Kiesellagerstätten der Alpen und Karpathen. C. R. XIV. Sess. Congr. geol. int. en Espagne, 1926 (Madrid), 3, 1 256 – 1 266.
- REGÁSEK, F., 1967: Mineralogicko-chemické štúdium slovinského chalkopyritu. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*
- REGÁSEK, F., 1967: Tetraedrit ložiska Slovinky. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty.*
- REICHWALDER, P., 1969a: Geologická stavba a tektonika územia medzi Zádielskou dolinou a Zlatou Idkou. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*
- REICHWALDER, P., 1969b: Geologická stavba paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*
- REICHWALDER, P., 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 18, 99 – 139.*
- REICHWALDER, P., 1982: Structural characteristic of root zone of some nappes in innermost parts of West Carpathians Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone. *Bratislava, Veda, 43 – 56.*
- REICHWALDER, P., VOZÁROVÁ, A., & MELLO, J., 1997: Príkrov Bôrky. In: *Mello, J., et al. (ed.): Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 39 – 50.*
- REPČIAK, M., 1994: Výpočet zásob polymetalických stratiformných rúd na výhradnom ložisku Mníšek – Prakovce v zmysle vyhlášky SGÚ č. 6/1992 so stavom k 30. 6. 1994. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- REPČIAK, M., NÉMETH, Z., NÁVESNÁK, D., OČENÁŠ, D., ČECHOVSKÁ, K., KOVANIČOVÁ, L., DERCO, J., & KOMOŇ, J., 1997: ZS Rejdová – Hničik – vzácne zeminy – regionálna geológia, stav k 30. 6. 1997. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR.*
- ROJKOVIČ, I., 1979: Mineralogio-geochemická zonalnosť na rudníke Rudňany. In: *Zbor. referátov Sympózium o petrogenéze a geochemii geologických procesov. Bratislava, Veda, Vyd. SAV, 171 – 182.*
- ROJKOVIČ, I., 1985a: Mineralogicko-geochemická zonalnosť na ložisku Rudňany. In: *Cambel, B., & Jarkovský, J. (eds.): Rudnianske rudné pole. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 177 – 182.*
- ROJKOVIČ, I., 1985b: Paragenéza a sukcesia rudnej mineralizácie. In: *Cambel, B., & Jarkovský, J. (eds.): Rudnianske rudné pole. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 183 – 193.*
- ROJKOVIČ, I., 1987: Mineralogická charakteristika uránového zrudnenia vo vrte 1215 na Jahodnej pri Košiciach. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres, 13 s.*
- ROTH, Z., 1969: Nové názory na geologické postavení a tektonický vývoj Karpat. *Učebné texty UK. Praha, Kat. geogr. geol.*
- ROZLOŽNÍK, P., 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. *Mitt. Jb. Ung. geol. Anst.*, 19, 6, 263 – 402.
- ROZLOŽNÍK, P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. *Geologica hung., Ser. geol.*, 5, 1 – 118.
- ROZLOŽNÍK, L., 1958: Príspevok ku geológii ložiska Georgi pri Dobšinej. *Geol. Spr.*, s. 1.
- ROZLOŽNÍK, L., 1963: Bázické vulkanity v karbóne dobšinského vývinu. *Geol. Práce, Zpr.*, 27, 35 – 48.
- ROZLOŽNÍK, L., 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 4, 29 – 94.*
- ROZLOŽNÍK, L., 1965a: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 4, 95 – 145.*
- ROZLOŽNÍK, L., 1972: Tektonika zlatoidskeho rudného revíru. In: *Zbor. Banická ved. konferencia, geol., Košice, 29 – 45.*
- ROZLOŽNÍK, L., & SLAVKOVSKÝ, J., 1980: Niektoré štruktúrne vlastnosti ložísk antimonitových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: *Ilavský, J. (ed.): Antimonitové rudy Československa. Bratislava, ŠGÚDŠ, 115 – 126.*
- ROZLOŽNÍK, L., & SASVÁRI, T. in CAMBEL, B., & JARKOVSKÝ, J., et al., 1985: Rudnianske rudné pole. *Bratislava, Veda, 363 s.*
- ROZLOŽNÍK, L., & SASVÁRI, T., 1987: Štruktúrne prvky v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria a ich význam z hľadiska prognózovania. In: *Grečula, P., et al. (ed.): Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Zbor. z konferencie. Košice, Geol. prieskum, 105 – 120.*
- ROZLOŽNÍK, O., 1970: ZS – Dobšiná, VP Fe a Cu-rudy, stav k 31. 3. 1970. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond, 57 s.*
- ROZLOŽNÍK, O., 1984: ZS – SGR, Sb-Poproč, VP, stav k 30. 6. 1984. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ROZLOŽNÍK, O., & VARGA, I., 1965: Záverečná správa Medzev-okolie. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*

S

- SASSI, F. P., & VOZÁROVÁ, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians, Czechoslovakia). *Rc. Soc. ital. Mineral. Petrogen., Milano, 42, 73 – 81.*
- SASVÁRI, T., 1990: Kinematika vývoja žilných štruktúr severovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 22, 131 – 138.
- SASVÁRI, T., 1992: Litostratigrafia a megaštruktúrna pozícia črmeľskej skupiny. In: *Zbor. prednášok 8. banická ved.-tech. konf., Košice, 164 – 168.*
- SASVÁRI, T., 2003: Štruktúrno-tektonické zhodnotenie územia sz. a jv. od ložiska Šafárka. Záverečná správa. *GeoŠtruktúr, Košice, 33 s.*
- SASVÁRI, T., 2004: Štruktúrno-tektonická analýza sadrovcového lomu Šafárka v Spišsko-gemerskom rudohorí (Západné Karpaty). *Acta Montan. Slov.*, 9, 2, 134 – 140.
- SASVÁRI, T., KONDELA, J., MAŤO, L., & SLOWAKIEWICZ, M., 2003: Indície Pt-PGE mineralizácie na žile Strieborná a v širšej oblasti rožňavského rudného poľa (Spišsko-gemerské rudohorie, Západné Karpaty). In: *Sbor. vedeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, 1, 49, 129 – 136.*
- SASVÁRI, T., JACKO, S., jr., & KONDELA, J., 2004: Násunové štruktúry silicika v gombaseckom lome. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 37, 3, 246 – 248.
- SASVÁRI, T., & KONDELA, J., 2007: Demonstration of Alpine structural phenomena at the structure of magnesite deposit Jelšava-Dúbrava massif. *Metalurgia, 46, 2, 117 – 122.*
- SEMENENKO, N. P., CAMBEL, B., ŠČERBAK, N. P., GREČULA, P., BARTNICKIJ, E. N., KAMENICKÝ, L., ELISEJEVA, G. D., & LEVKOVSKAJA, N. J., 1977: Geochronologičeskoje sopostavlenije kristalličeskogo osnovanija Zapadnych i Vostočnych Karpat po dannym U-Th-Pb-metodam. In: *Opyt korelacii magmatičeskich i metamorfičeskich porod. Moskva, Nauka, 188 – 198.*
- SCHERER, S., MALÍK, P., KORDÍK, J., & BAJTOŠ, P., 1999:

- Hydrogeologická mapa severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1 : 50 000. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- SCHULMANN, K., MONTIGNY, R., LEXA, O., FARYAD, S. W., & JEŘÁBEK, P., 2005: Geochronological constraints of Mesozoic and Tertiary reworking of Paleozoic basement units in SW Carpathians. *Geolines*, 19, 103 – 104.
- SCHÖNENBERG, R., 1946: Geologische Untersuchungen ant Nord-westrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpaten). *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 98, 70 – 119.
- SIEGEL, K., 1982: Structure of the Vepor pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 2, 171 – 175.
- SLÁVIK, J. (ed.), et al., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, Vyd. SVTL, 510 s.
- Smernica, 1992: Smernica na zostavovanie máp vhodnosti pre skládky odpadov v mierke 1 : 50 000. Vyd. SGÚ, odbor životného prostredia, Bratislava.
- Smernica, 1996: Smernica MŽP SR 1/96 na zostavovanie inžinierskogeologických máp.
- Smernica, 1999: Smernica 3/99 na zostavovanie a vydávanie inžinierskogeologických máp geofaktorov životného prostredia.
- SMITH, G. A., & LANDIS, Ch. A., 1995: Intra-Arc Basins. In: *Busby, C., J. & Ingersoll, R. V. (eds.): Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science*, 263 – 298.
- SMÍŠEK, M., & ZBOŘIL, L., 1961a: Základný gravimetrický výskum Slovenska. Oblasť Slovenské rudohorie, Slovenský kras, Ipeľská a Rimavská kotlina. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- SMÍŠEK, M., & ZBOŘIL, L., 1961b: Základný gravimetrický výskum Slovenska. Oblasť východná časť Spišského rudohoria a Jasovská plošina. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- SMOLÁROVÁ, H., 1979: Geofyzikálne práce – Novoveská Huta. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- SNOPKO, L., 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. *Geol. Práce, Zpr.*, 11, 29 – 37.
- SNOPKO, L., 1963: Správa o geologických výskumoch v roku 1963. *Správy o geol. výskumoch.*
- SNOPKO, L., 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 7, 103 – 152.
- SNOPKO, L., et al., 1966: Záverečná správa zo štruktúrneho vrtu GVL-1 (Vlachovo). *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- SNOPKO, L., PLANČÁR, J., FILO, M., & ŠEFARA, J., 1976: Prehodnotenie geologických a geofyzikálnych prác Spišsko-gemerského rudohoria. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 172 s.
- SNOPKO, L., et al., 1977: Čiastková záverečná správa za r. 1977. Vrt RŠ-1 (Rožňava – Čučma). *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ.*
- SNOPKO, L., & VOZÁROVÁ, A., 1981: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 9, 111 – 144.
- SNOPKOVÁ, P., 1962: Predbežná správa o palinologickom výskume v SGR. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- SNOPKOVÁ, P., & SNOPKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 57 – 102.
- SOMBATHY, L., et al., 1955: Základný VZ Poproč-Sb, ložisko „Agneška“ stav k 31. 12. 1955. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- SOTÁK, J., VOZÁROVÁ, A., & IVANIČKA, J., 1999: New microfossils from the Early Paleozoic formations of the Gemericum (foraminiferida). Special Issue from the Int. Geol. Conf. Carpathian Geology 2000 in Smolenice. *Geol. Carpath.*, 50, 72 – 74.
- SOTÁK, J., VOZÁROVÁ, A., & IVANIČKA, J., 2000: A new microfossils from the Early Paleozoic formations of the Gemericum. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 6, 2 – 3, 275 – 277.
- SPIŠIAK, J., & HOVORKA, D., 1985: Coexisting biotites and garnets of paragneisses from the Rudňany area. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 40, 61 – 78.
- SPIŠIAK, J., HOVORKA, D., & IVAN, P., 1985a: Klátovská skupina – reprezentant metamorfítov amfibolitovej fácie vnútorných Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 205 – 220.
- STEINER, A., GÉCZY, J., & BODNÁR, J., 1981: ZS Hnilec-juh – časť geofyzika. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 46 s.
- STEINER, A., et al., 1983: ZS Betliar-Straková, Sb-Au, geofyzikálne merania. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- STEINER, A., ROZLOŽNÍK, O., & KUCHARIČ, L., 1985: Vzťah betliarskeho granitu k Sb štruktúre Betliar-Straková z pohľadu nových geologicko-geofyzikálnych poznatkov. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 17, 341 – 344.
- STEINER, A., KUCHARIČ, L., & MIKUŠKA, J., 1987: Prognózovanie nádejných oblastí na výskyt nerastných surovín na základe geofyzikálnych poznatkov v oblasti gemerika. In: *Grecula, P. (ed.), et al.: Geologická stavba Západných Karpát vo vzťahu k prognózam nerastných surovín. Zbor. z konferencie. Košice, Geol. prieskum*, 137 – 148.
- STETTNER, O., 1987: Výsledky ložiskových štúdií v oblasti Sloviniek. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Želba, a. s.*
- STRAKA, P., 1978: O veku série foederata. *Manuskript. Bratislava, archív SGÚDŠ.*
- STRAKA, P., 1981: O veku série Foedarata. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 57 – 62.
- STRAŠIŠTÁK, A., & KÜTHAN, M., 1953: Správa o geofyzikálno-geologickom prieskume v Helcmanovciach. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- STUPÁK, Š., ČURLÍK, J., PRAMUKA, S., BAJTOŠ, P., PETRO, L., BEZÁK, J., & LUČIVJANSKÝ, L., 2001: Povodie Slanej – súbor máp geofaktorov životného prostredia v okrese Rožňava, orientačný geologický prieskum ŽP. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- SYČEV, V., 1989: Základné geofyzikálne mapovanie SGR-východ. Správa za rok 1988. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 21 s.
- SZALAIOVÁ, V., ŠANTAVÝ, J., VALUŠIAKOVÁ, A., & IVANIČKA, J., 1995: Flyš východného Slovenska. Geofyzika – štúdia. Gravimetria a doplnujúce merania VES. *Manuskript. Bratislava, archív Geocomplex, a. s.*
- SZALAIOVÁ, V., ŠEFARA, J., ALFÖLDYOVÁ, A., & KATONA, M., 2001: Geofyzikálna správa – gravimetria. In: *Kobulský, J., et al.: Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív SGÚDŠ*, 26 s.

Š

- ŠALAGOVÁ, V., KULLMAN, E., & FRLIČKOVÁ, M., 1998: Mezozoikum Slovenského raja a Havraních vrchov s prilahlým paleozoikom. Vyhľadávací hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ŠALANSKÝ, K., 1961: Zpráva o magnetometrickom výskume. In: *Bednař, J. (ed.), et al.: Geofyzikální měření v oblasti Spišsko-gemerského rudohorí, 1960. Výročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 30 s.
- ŠČERBAK, N. P., BARTNICKIJ, E. N., ELISEJEV, T. D., CAMBEL, B., KAMENICKÝ, L., & GRECULA, P., 1979: Rezultaty izotopno-geochimických i mineralogických issledovanij kristalicheskich porod karpatskogo regiona vypolnenych v IGFAN AN USSR v 1973 – 1975 r. In: *Sympóziu o petrogenéze a geochémii geologických procesov. Bratislava, Veda*, 51 – 56.
- ŠČERBAK, N. P., BARTNICKIJ, J. N., MICKEVIČ, N. J., STEPANJUK, L. M., CAMBEL, B., & GRECULA, P., 1988: U-Pb radiometričeskoje opredelenije vozrasta cirkonov iz modranskogo granodiorita Malych Karpat i porfiroida nižnego paleozoja Spišsko-gemerskogo rudogorja (Zapadnyje Karpaty). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 427 – 436.
- ŠČUKA, J., 1989: Kobeliarovo – hydrogeologický prieskum. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ŠČUKA, J., et al., 1983: ZS Kobeliarovo-východ, siderit-Fe, VP, stav k 1.6. 1983. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*
- ŠEFARA, J., et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát, geofyzikálne indicie a interpretácie. ZS. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond.*
- ŠEFARA, J., BIELIK, M., KONEČNÝ, P., BEZÁK, V., & HURAI, V., 1996: The latest stage of development of the Western Carpathian lithosphere an its interaction with astenosphere. *Geol. Carpath.*, 47, 6, 339 – 347.

- ŠPOTTOVÁ-KUBÍKOVÁ, V., 1962: Komplexní geofyzikální výzkum v oblasti Medzev/Strážny vrch – Zlatá Idka. *Manuskript. Praha, archív PriF UK*, 51 s.
- ŠTIMMEL, I., 1968: Správa o výsledkoch prieskumu v okolí Gočaltova. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum, archív Uranpres*.
- ŠTÚR, D., 1869: Zpráva o geologickom mapovaní okolia Smolníka a Gelnice. Z nem. originálu publikované v publikácii Práce D. Štúra, vybrané state. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960*, 268 – 299.
- ŠUF, J., 1936: Příspěvky k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského Krušnohoří. *Carpatica, Ř. B (Praha)*, 10, 143 – 184.
- ŠUF, J., 1946: Zpráva o geologickém výzkumě železorudných ložísek ve vrtných polích Aloisia, Mária-Czengö a Rozgang I–III, provedeného ve dnech 21. 8. – 18. 9. 1946. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- ŠUF, J., 1947: Zpráva o geologickom výskume ložísk na Rákoši a na Rozgangu, prevedenom v r. 1947. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- ŠUF, J., 1960: Nové poznámky ke geologii okolí Kobeliarova, Štítnika a Nandráže na jižním Slovensku. *Geol. Práce, Zpr.*, 20, 111 – 126.

T

- TAYLOR, B., & HAYES, D. E., 1983: Origin and history of the South China Sea Basin. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 27, 23 – 56.
- TIŠŇOVSKÝ, Z., 1951: Přehledná správa o sideritovém ložisku u Rudňan. [Diplomová práce.] *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- TOMÁŠEK, B., 1960: Geologicko-mineralogické pomery ložiska Zdar Boh, západne od Zlatej Idky a ložiska Gregori, S od Vyšného Medzeva. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*.
- TOMLAIN, J., 1997: Rozloženie evapotranspirácie na území Slovenska za obdobie 1961 – 1990. *Podzemná voda (Bratislava)*, 1 – 1 997, Slovenská asociácia hydrogeológov.
- TRDLÍČKA, Z., 1959a: Příspěvek k mineralogii slovenských magnetitů. *Geol. Práce, Zoš.*, 56, 165 – 199.
- TRDLÍČKA, Z., 1959b: Příspěvek k mineralogii slovenských magnetitů. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 2, 203 – 212.
- TRÉGER, M., 1973: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 5, 61 – 64.
- TURAN, J., & VANČOVÁ, L., 1976: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 2, 95 – 149.
- TURAN, J., & TURANOVÁ, L., 1993: Zvláštnosti minerálneho zloženia v polohách stratifomného barytu z oblasti Poráča. *Miner. Slov. (Bratislava), Geovestník*, 25, 5, 16 s.

Ľ

- ĽAPÁK, M., 1959: VZ z ložiska Košice-magnezit. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- ĽAPÁK, M., 1967: Magnezit. In: Slávik, J. (ed.), et al.: *Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, Vyd. SVTL*, 220 – 241.

U

- ULEHLA, L., 1958: ZS a výpočet zásob Nálepko-okolie, Fe so stavom k 1. 1. 1958. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- ULRICH, F., 1928: Výskyt rutilu na siderit. žilách u Rožňavy na Slovensku a jeho postavení v žilné paragenesi. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 37, 8, 1 – 19.
- ULRICH, F., 1936: Ryzí vismut z Dobšíné. *Věda příř. (Praha)*, 17, 6, 233 – 235.
- UNDERWOOD, M. B., 1991: Submarine canyons, unconfined turbidity currents, and sedimentary bypassing of forearc regions. *Critical Reviews in Aquatic Sciences*, 4, 149 – 200.

V

- VACHTL, J., 1938: O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří). *Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 12, 65 – 89.
- VACHTL, J., 1938a: Nový nález karbonské flory ve Slovenském rudohorí. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 22 s.
- VARČEK, C., 1953: Geologické a paragenetické pomery sideritového ložiska Malý vrch pri Krásnohorskom Podhradí. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 4, 751 – 765.
- VARČEK, C., 1954: Predbežná správa o štúdiu sideritovej formácie pri Rožňave. *Geol. Práce, Spr.*, 1, 74 – 75.
- VARČEK, C., 1955: K otázke vzniku rozšírenia albitu na sideritových žilách v okolí Rožňavy. *Geol. Práce, Zpr.*, 4, 86 – 92.
- VARČEK, C., 1957: Prehľad paragenetických pomerov rudných ložísk Gemera. *Geol. Práce, Zoš.*, 46, 107 – 131.
- VARČEK, C., 1959a: Paragenetické pomery žily Mária v Rožňave. *Geol. Práce, Zoš.*, 55, 181 – 213.
- VARČEK, C., 1959b: Paragenetické pomery rudných výskytov na južných svahoch Pipítky. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- VARČEK, C., 1961: Paragenetické pomery žily Bernardi pri Rožňave. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 4, 107 – 155.
- VARČEK, C., 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: Bartalský, J. (ed.), et al.: *Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. Kniha VII. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK*, 122 s.
- VARČEK, C., 1985: Charakteristika metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného pola. In: Cambel, B., & Jarkovský, J. (eds.): *Rudnianske rudné pole. Bratislava, Slov. Akad. Vied*, 61 – 77.
- VARGA, I., 1965: Geochemické a mineralogické štúdium dúbavského masívu. *Zpr. geol. Výsk. v Roku 1964, Časť 2*, 29 – 30.
- VARGA, I., 1968: Čiastková ZS Kobeliarovo. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- VARGA, I., 1970: ZS Kobeliarovo-Fe, VP. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- VARGA, I., 1971: ZS SGR-juh. VP. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- VARGA, I., 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 10, 385 – 441.
- VARCHOLOVÁ, J., & HRINKO, V., 1976: ZS-VZ Košice-JZ – stavebný kameň, VP, stav k 22. 12. 1975. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- VARCHOLOVÁ, J., et al., 1978: ZS-VZ Vyšný Klátov – stavebný kameň, amfibolit, ZP, stav k 15. 11. 1978. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- VASS, D., & ČVERČKO, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 111 – 126.
- VASS, D., & ELEČKO, M., 1997: Terciér. In: Mello, J. (ed.), et al.: *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*, 106 – 127.
- VASS, D., BEGAN, A., GROSS, P., KAHAN, Š., KÖHLER, E., KRÝSTEK, I., LEXA, J., & NEMČOK, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. *Bratislava, archív Geofond*.
- VASS, D., KRAUS, I., & ELEČKO, M., 1989: Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 21, 71 – 75.
- VÁCLAV, J., 1961: Správa z listu Dobšíná 1 : 50 000 za r. 1960 z oblasti Roštár – Čierna Lehota. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- VÁCLAV, J., 1980: Výsledky geochemickej prospekcie na Sb z oblasti Betliara. In: Ilavský, J. (ed.): *Antimónové rudy Československa. Bratislava, GÚDŠ*, 133 – 140.
- VÁCLAV, J., & VOZÁROVÁ, A., 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 5, 83 – 108.
- VÁCLAV, J., HATÁR, J., VOZÁROVÁ, A., & BENKA, J., 1988a: Mo-W mineralizácia južne od Rochoviec. *Geol. Průzk.*, 30, 291 – 294.

- VÁCLAV, J., VOZÁROVÁ, A., HATÁR, J., BEŇKA, J., BODIŠ, D., GRIM, V., SNOPOK, L., REPČOK, I., ELIAŠ, K., RÚČKA, I., GARAJ, M., FERENČIKOVÁ, E., HAŠKOVÁ, A., ŠTARKOVÁ, D., FILO, M., ARDOVÁ, M., KUČERA, I., STRÁNSKA, M., VANEK, J., GARGULÁK, M., MOLÁK, B., DOVINA, V., LOPAŠOVSKÝ, K., & OBST, P., 1988b: Prognózne zhodnotenie Mo-W mineralizácie južne od Rochoviec. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*, 386 s.
- VOZÁR, J., IVANIČKA, J., MELLO, J., & TOMEK, Č., 1995: Seizmický profil G-1. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- VOZÁR, J., SZALAIOVÁ, V., & ŠANTAVÝ, J., 1998: Interpretation of the Western Carpathian deep structures on the basis of gravimetric and seismic sections. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GÚDŠ*, 241 – 257.
- VOZÁR, J., & ŠANTAVÝ, J. (eds.), et al., 1999: Atlas hlbinných reflexných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia. *Bratislava, Vyd. MŽP SR*.
- VOZÁR, J., & VOZÁROVÁ, A., 2001: Správa o geologickom mapovaní – reambulácii geologickej stavby v okolí Štúsu (1 : 10 000 / 1 : 25 000) a tektonická reinterpretácia v línii seizmického profilu G-1. In: *Kobulský, J. (ed.), et al.: Atlas geomáp Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 16 s.
- VOZÁROVÁ, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 18, 7 – 99.
- VOZÁROVÁ, A., 1977: Petrografia mladopaleozoických sedimentov jv. časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty. Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 3, 147 – 174.
- VOZÁROVÁ, A., 1993: Stupeň premeny dúbavských vrstiev. In: *Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 227 – 231.
- VOZÁROVÁ, A., 1993a: Variská metamorfóza v gemeriku. In: *Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, 233 – 238.
- VOZÁROVÁ, A., 1997: Gočaltovská skupina (perm – ?spodný trias). In: *Mello, J. (ed.), et al., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra*, 32 – 39.
- VOZÁROVÁ, A., & VOZÁR, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 169 – 194.
- VOZÁROVÁ, A., & VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ*, 1 – 314.
- VOZÁROVÁ, A., & VOZÁR, J., 1988a: West Carpathian Late Paleozoic in Alpine Structures and its Paleotectonic Development Problems. *Z. geol. Wiss.*, 16, 1 097 – 1 106.
- VOZÁROVÁ, A., SOTÁK, J., & IVANIČKA, J., 1998: A new microfauna from the Early Paleozoic formations of the Gemericum (Foraminifera): Constrains for other fossils or subfossils. In: *Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, Geological Survey of Slovak Republic*, 63 – 74.
- VRÁNA, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Feoderata-serie im Mittelteil der Veporiden. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 6, 29 – 84.
- VRÁNA, K., et al., 2000: Systém zisťovania a monitorovania škôd na životnom prostredí vznikajúcich banskou činnosťou. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.
- VRÁNOVÁ, O., 1966: Rudňany – hydrogeológia. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.

W

- WOLKERSDORFER, Ch., & BOWEL, R., 2004: Contemporary Reviews of Mine Water Studies in Europe. *Mine Water and the Environment*, 23, 4 p.

Z

- ZÁBRANSKÝ, F., & RADZO, V., 1966: Výskyt kobellitu a paragenetické pomery na žile Oriješková, severne od Nižného Medzeva. *Sbor. Východoslov. múz. (Košice), Sér. A*, 7, 25 – 37.
- ZÁGORSEK, K., & MACKO, A., 1994: Karbónske machovky z jedloveckého lomu ochtinského súvrstvia; gemerikum. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 335 – 346.
- ZÁHOROVÁ, L., 1989: Nálepko – celoobecný vodovod. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- ZÁVIŠ, V., PRISTAŠOVÁ, L., CAUDT, L., HUBAČ, P., SANDANUS, M., FODOROVÁ, V., HUDÁČEK, J., & REPČIAK, M., 1996: Slovensko – návrh sanácie starých banských diel – inventarizácia, vyhladávací prieskum, stav k 31. 12. 1996. *Manuskript, Bratislava, archív ŠGÚDŠ*.
- ZELENKA, L., 1927: Přebled geologických poměrů území SZ od Košic (list Gelnica-Košice). *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 3, 45 s.
- ZLINSKÁ, A., 1992: Biostratigrafická charakteristika litostratigrafických jednotiek neogénu z regiónu Košická kotlina a Slanské vrchy-juh. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR*.
- ZLINSKÁ, A., & FORDINÁL, K., 1988: Mikro- a makropaleontologická charakteristika vzoriek z južnej časti Slanských vrchov. *Manuskript. Bratislava, archív GS SR*.
- ZLOCHA, J., 1970: ZS-VZ Slovensko-azbest. *Manuskript. Bratislava, archív Geofond*.
- ZLOCHA, J., & HOVORKA, D., 1971: Výskyt azbestov v Západných Karpatoch. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 3, 295 – 317.
- ZLOCHA, J., RICHTER, Š., & VALKO, P., 1977: ZS-VZ Jaklovce-VP, chryzotilový azbest, stav k 31. 5. 1977. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum*.
- ZONENŠAJN, L. P., KUZMIN, M. J., & MORALEV, V. M., 1977: Riftovje struktury geologičeskogo prošlogo. In: *Roľ riftogeneza v geologičeskostorii zemli. Novosibirsk, Nauka*, 11 – 15.
- ZORKOVSKÝ, B., 1969: Polymetalické zrudnenie v triasových dolomitoch severozápadne od mesta Košic. *Zbor. Slov. ban. múz. (Banská Štiavnica)*, 5, 169 – 173.
- ZORKOVSKÝ, B., & KUBIŠTA, J., 1955: Niekoľko poznámok k otázke stratigrafickej príslušnosti hematitového ložiska v okolí Veľkého Folkmára. *Geol. Práce, Zpr.*, 4, 82 – 85.
- ZOUBEK, V., 1936: Geologické dobrozdání o státním kutiskovém terénu mezi Košicemi a Košickou Belou. *Manuskript. Bratislava, archív GÚDŠ*.
- ZUŠTIN, L., 1954: Geofyzikálny prieskum oblasti Veľká Poloma. *Manuskript. Praha, archív Ústavu pre výzkum rúd Kutná Hora*, 3 s.
- ZVARA, J., 1955: Geofyzikálny prieskum na lokalite Smolník. *Manuskript. Praha, archív Ústavu pre výzkum rúd Kutná Hora*, 8 s.
- ZVARA, J., 1957: Geofyzikálny prieskum na lokalite Smolník. *Manuskript. Praha, archív Ústavu pre výzkum rúd Kutná Hora*, 12 s.
- ZVARA, J., 1957: Výročná správa o geofyzikálnom prieskume na lokalite Dobšiná-Gápel za rok 1956. *Manuskript. Praha, archív Ústavu pre výzkum rúd Kutná Hora*, 11 s.
- ZVARA, J., 1957: Geofyzikálny prieskum na lokalite Košické Hámre – Zlatník. *Manuskript. Praha, archív Ústavu pre výzkum rúd Kutná Hora*, 15 s.

Ž

- ŽÁK, K., RADVANEK, M., & JELEŇ, M., 1994: Štúdium stabilných izotopov S, C a O v molybdénovo-volfrámovej mineralizácii stýchej zóny gemerika a veporika v oblasti Ochtiná – Rochovce. *Miner. Slov. (Bratislava)*, 26, 149 – 156.
- ŽEC, B., REPČIAK, M., KOBULSKÝ, J., & PETRO, L. (ed.), et al., 2005: Exkurzný sprievodca ku kongresu Slovenskej geologickej spoločnosti, Zemplínska širava-Medvedia hora. *Košice, Slovenská geologická spoločnosť*, 138 s.

Outline of the geological setting of Gemicum

SUMMARY

The Spiš-Gemer Ore Mts., orographically corresponding with the Volovské vrchy hills, represent an eastern part of the Slovak Ore Mts. The designation Spiš-Gemer Ore Mts. is conventionally used in geological literature, and usually it is wrongly coincided with the tectonic term Gemicum, mainly in the cases, when it substitutes the longer name.

Gemicum is the dominating tectonic unit of the Inner Western Carpathians. The boundary with the Central Western Carpathians is put on the so-called Lubeník-Margecany line. If we preserve this traditional designation, the term line is used wrongly, because the boundary consists of several generations of overthrusts and nappe displacements, as well as the Alpine shear zones and faults.

The geological setting of the region in the geological map encompasses also further tectonic units: Veporicum, Meliaticum and Silicicum at the margins of the map, as well as the cover units of Paleogene, Neogene and Quaternary.

SILICICUM

Silicicum occurs only in the small area at the margins of the region as a superficial nappe built of Triassic rocks. The demarcation of Silicicum is ambiguous mainly in the northern part of the region, where in most cases the Triassic carbonates continually develop from the Permian rock sequences, having a cover character. The Silicicum as a nappe is unambiguously determined in the places, where the Bôrka nappe rocks were found in its underlier.

MELIATICUM

Meliaticum is represented with isolated occurrences in the western and north-eastern parts of the region containing detrital-carbonatic rocks ranging from Carboniferous to Jurassic. The high-pressure metamorphic complexes of Meliaticum were encompassed into the Bôrka nappe.

VEPORICUM

Veporicum in the western part of the region is formed with the crystalline basement of the Kohút zone (Ostrá Complex with micaschists and amphibolites; Klenovec Complex with paragneisses and orthogneisses; Sinec Complex with low-metamorphosed pelites, carbonates and the basic rocks, and the Lovinobaňa Complex with phyllites, metasandstones and metavolcanites). Some authors interpret the rock complex with carbonates and magnesites as an equivalent of the Ochtiná Group, which affiliation either to Gemicum or Veporicum is not sufficiently proved. In the eastern segment of the geological map the Veporicum is represented by the Bujanová Complex (magmatites of tonalite-granodiorite group with two-mica gneisses and amphibolites), Miklušovce Complex (diaphthorized two-mica gneisses, biotite gneisses, amphibolites, ophthalmitic migmatites) and Lodina Complex (diaphthorized gneisses, amphibolites, migmatites, gneisses, phyllonites). The cover units of Veporicum are formed by the clastic sediments of Carboniferous and Permian.

GEMERICUM

The tectonic unit Gemicum, consisting of Pre-Carboniferous rock sequences and Upper Paleozoic-Triassic cover units, represents the Alpine mega-nappe consisting of earlier Variscan nappe and overthrust units with characteristic fold-overthrust tectonic style. Numerous Variscan structures were during the Alpine orogenic phase rejuvenized, resp. became more distinct. From the north, there were distinguished following Variscan nappes: Rakovec, Kojšov, Mníšek, Prakovce, Humel, Jedľovec and Medzev.

The Variscan nappe displacements terminated before the Permian-Triassic (Alpine) evolution phase. Because the boundaries of Variscan and Alpine evolutions are not precisely paleontologically proved, the geochronological age of granite (240–320 Ma), being a constituent part of these nappes, indicates that the termination of Variscan nappe tectogenesis was in Upper Permian, eventually in the Lower Triassic.

The Variscan nappes represent the fold-type nappes with characteristic lithology and structural inventory, corresponding with the closure of riftogeneous zone. The rocks of the central part of the rift basin with oceanic crust represent a part of the Rakovec zone. In the marginal parts of the deep-water depression the sequences encompassed in the Kojšov nappe have originated. The transitional development with the rocks of the continental passive margin is included into the Mníšek nappe. The southern nappes (Prakovce, Humel, Jedľovec and Medzev) encompass the products of the folded bottom sediments and volcanic rocks on continental crust.

In the Alpine tectonic phase a new tectonic-structural record has originated, including the fold-overthrust elements. The Gemicum was formed as an Alpine mega-nappe. Consequently this mega-nappe was segmented by the conjugate

system of shear zones, contributing to formation of the arc-belt setting of the Spiš-Gemer Ore Mts. The later extension tectonics contributed to the origin of the tectonic blocks.

LOWER PALEOZOIC

The Lower Paleozoic sequences of Gemicum are represented by the Volovec Supergroup consisting of the Gelnica and Rakovec groups. The Volovec Supergroup is characterized by three superposed rock complexes originated in the rift zone with variegated facial development, reflecting the individual geotectonic phases of the sedimentary basin evolution, as well as its orographic segmentation: the lower part is represented with the Betliar Formation – anoxic black pelitic sediments with lydites and carbonates in its upper part – the Holec Beds. The overlying Smolník Formation with green pelites and psammites is characteristic with the turbidite development. In the Smolník Formation locally the products of the variegated basalt-keratophyre volcanism, corresponding with the phase of rapid tectonic rifting, are present. The uppermost Hnilec Formation with volcanic rocks represents the main distinguishing feature of the Rakovec Group with the basalt volcanism from the Gelnica Group with rhyolite volcanism. This difference is a reflection of the advanced phase of the development of riftogeneous basin in the mid-oceanic zone with vivid basalt magmatism probable later forming the incomplete ophiolite suite (Rakovec Group – Sykavka basalt Complex). Simultaneously in the passive continental margin the effusions of potassium rhyolites – Helcmanovce Rhyolites were accompanied with a great amount of explosive material. Stratigraphically it is ranked into the uppermost part of the Lower Paleozoic sequence (Gelnica Group – Kojšov and Mníšek sedimentary areas). Southward (Prakovce, Humel, Jedľovec and Medzev sedimentary areas) on continental crust the extrusive forms of the acid and intermediate volcanism and clastic sediments have prevailingly originated. During the culminating rapid rifting, on both sides of apical parts of ascended mantle plume, the earlier rock complexes from the area of oceanic ridge were metamorphosed (amphibolites, gneisses – Klátov Complex: metamorphism M0).

The greenschists facies regional metamorphism of the Volovec Supergroup prevails locally with transition to amphibolite facies. The zonal arrangement of lithological, metamorphic, tectonic and metallogenetic units is distinct.

UPPER PALEOZOIC

Carboniferous

The evolution of the Lower Paleozoic basin terminated by the collision in the Lower Carboniferous. The rock sequences of this basin were included into accretion prism and formed overthrusts and nappes. The isolated deposition centers originated on dynamic footwall at the beginning of Middle Carboniferous (eventually also later): the Ochtiná, Hámor, Dobšiná, Mlyny, Rudňany, Črmeľ, Štós and Rožňava basins, having the characteristic development of clastic sediments, locally in the upper horizon with carbonates – Hámor, Rudňany, Rožňava, Osadník and Kopaniny formations, forming the lithological content of the lower part of Ochtiná, Dobšiná, Štós, Črmeľ and Gočaltovo groups. Probably as late as in Upper Westphalian, resp. at the beginning of Stephanian the isolated deposition centers merged together in the northern zone of Gemicum into unified sedimentary environment with development of the upper – Zlatník Formation with characteristic green psammites and pelites (redeposites of Lower Paleozoic, prevailingly volcanic complexes). Similar rock complexes originated also in further parts of the Upper Carboniferous sedimentary area (Štós Group).

Based on above stated geotectonic interpretation of the Carboniferous development the lithostratigraphic column of the Dobšiná Group was modified. The rocks of Hámor and Rudňany formations originated approximately simultaneously as the basal Carboniferous lithofacies, but in different sedimentary spaces and with differing provenance of terrigenous material. The transitional signs of above stated lateral equivalents were found at the basal part of the Carboniferous located north and east of the town Dobšiná. The uppermost formation of the Dobšiná Group, overlying the Hámor and Rudňany formations, is the Zlatník Formation. The lower part of the Ochtiná Group is formed by the Hrádok Formation with clastics; in the upper part the Jelšava Fm. with carbonates, basic rocks and magnesites dominates.

In the Črmeľ Group the basal formation is represented by the coarse-clastic detrital Kopaniny Formation and in the higher Bankov Formation the black pelites and carbonates dominate. The uppermost – Zlatý potok Formation is represented with the greenish pelites and psammites. The Gočaltovo Group consists of the Upper Carboniferous-Lower Permian Osadník Formation, which would be a lateral equivalent of the younger Rožňava Formation. The pelites of the Štítník Formation form the upper part of the Gočaltovo Group.

In the Upper Carboniferous the subduction processes continued, as well as the convergence of lithospheric plates and the ascent of asthenosphere in the underlier of active plate. From the subduction channel a part of earlier subducted material has rolled-back, encompassing a part of higher-grade metamorphosed Rudňany Conglomerates and pyroxene gabbro torn away during the obduction from the mantle lithosphere. The Upper Carboniferous age of the Hnilec Granite would indicate the beginning of anatexis processes in Gemicum in the frame of Variscan metamorphism M1 and about the beginning of Fe-carbonate mineralization. The regional low-pressure and high-temperature metamorphism M1 with the prograde path from the Upper Carboniferous had its temperature peak during the regional metamorphism in the Upper Permian with the continuation to Lower Triassic. In this phase of metamorphism M1 (metamorphism of the island arc type) also the formation of Fe-Mn-Mg carbonatic and sulphidic veins and stratiform (metasomatic) mineralization has terminated.

Permian

Particular tectonic (deformation) phases of the Variscan orogenesis formed tectonic units not only in Carboniferous, but they prolonged to Permian with the distinct activity at the Carboniferous–Permian boundary. Owing this, the principal part of the Carboniferous sedimentary spaces terminated its evolution with the hiatus and the Carboniferous sediments became an integral part of formed Variscan nappes. The continuing collision of plates and subduction of a part of the Lower Paleozoic rocks, mainly of oceanic provenance, formed conditions for the origin of an island arc with volcanic activity in the area of sedimentation of the middle part of the Permian stratigraphic sequence. In the north of Gemericum the Petrova hora Formation of the Kropachy Group is present, being developed in the overlier of the basal Knola Formation. In the south of Gemericum the possible manifestations of volcanic activity are in the Osadník Formation of the Gočaltovo Group (their origin is still a matter of discussion – some authors suppose them as redeposits of weathered Lower Paleozoic acid volcanites), as well as in the Revúca Group. The Permian sedimentary space has signs of the intra-island basin with the calc-alkaline volcanism and granitoid magmatism (Gemic granites).

The upper part of Permian formations is bearing marks of sedimentation after a short stratigraphic hiatus. By this way the pelitic rocks and gradually carbonatic rocks have sedimented (Novoveská Huta Formation of the Kropachy Group and Štítník Formation of Gočaltovo Group). In the Northern Gemericum the gradual transition into the carbonatic Triassic sedimentation was registered.

In the Upper Paleozoic the interconnection of the part of the Gemic sedimentary basin at the northern margin of the Meliata ocean with continual Carboniferous–Triassic evolution can be also expected.

MESOZOIC

The Mesozoic formations in the map of the Spiš-Gemer Ore Mts. are present along the western course of the contact zone of Gemericum and Veporicum as well as the eastern contact with Veporicum of the Čierna hora Mts. The major part of the Mesozoic in Gemericum is represented by the rock sequences in the northern and north-eastern parts of the region. Smaller occurrences of Mesozoic are in the southern and south-western parts of the region. The interpretation of the Mesozoic sequences to lithostratigraphic and tectonic units is extremely variable. Recently we are of the opinion that majority of Mesozoic sequences in the northern and north-eastern zone of the Spiš-Gemer Ore Mts. is located in the autochthonous to parautochthonous position. Mesozoic sequences, developed on the detrital and volcanic sequences of the Kropachy Group in the north-eastern part of Gemericum, were affiliated with the Jaklovce Sequence of Meliaticum. Mesozoic occurrences in the southern part of the Spiš-Gemer Ore Mts. and at the margin of Slovak Karst belong to Silicicum and Meliaticum.

PALEOGENE

The Paleogene sediments of the Subatric Group are represented with the Hornád Beds (?Paleocene–Eocene). In the lower part of beds the transgressive boulder-like and coarse-grained polymict conglomerates are developed, in the higher levels the transition to medium- and fine-grained sandstones is shown. In the upper parts the interbeds of siltstones and claystones are present.

NEOGENE

Neogene sediments were preserved only in the Prešov, Moldava and Rožňava basins and in the western part only rarely in the paleovalleys of larger water flows. Neogene is represented by the Upper Badenian–Lower Sarmatian Klčov Formation and Upper Sarmatian – Kochanovce Formation. Part of the clastic sediments from the area of Jasov and Šemša was classified as the Pontian Poltár Formation. The youngest Upper Pliocene fluvio-limnic sediments are represented by gravels locally with the interbeds of sand, forming only the erosion remnants of originally extended and coarse-grained accumulations, wedged into the main valleys. Similarly, the Pliocene–Pleistocene fluvial weathered gravels form the infilling of all larger valleys, reaching deep into the mountain range.

QUATERNARY

The dominant position regarding the Quaternary genesis belongs to fluvial and proluvial accumulations of the Quaternary water flows, where mainly the neotectonic dynamics of the territory caused the alteration of the depth and lateral erosions, resulting in the accumulation of fluvial as well as proluvial sediments in particular phases. By this way there was determined the origin of the system of river terraces, bottom infilling of valleys, alluvial cover of water flows and fans. The largest spread was registered in the various cases of the deluvial sediments – debris and deluvial sediments as well as their combinations. Based on new data, the Quaternary sediments belong to Günz, Mindel, Lower and Upper Riss and Würm.

ZOZNAM LOŽÍSK A VÝSKYTŮ RUDNÝCH A NERUDNÝCH SUROVIN V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu	Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu
1		žila Samuel pri Čuntave	MV	31		Gita	MV
1a		žila Danková	MV	31	31a	Amália	MV
1b		žila Cúdenisko	MV	31	31b	Jozef	MV
1c		žilník Gápel	MV		32-1	Filip-západ	MV
1d		žilník Gápel	MV	32		Filip	LV
1e		žilník Maša	MV	32	32a	Mária	LV
	1f	Čierna hora a Pátrov grúň (U)	LV	32	32b	Vratislav	LV
	1g	Danková (azbest)	MV		32c	Antónia	MV
2		Mláky	MV		32d	Adónia	MV
2a		Mláky	MV		32d	Vojtech	MV
3		Kolkova stodola	MV	33		Cecília	LV
4		Brezinky (strat. Fe)	MV	33a		Dano a Železiar	LV
5		Vlčia dolina (strat. Fe)	MV	33b		Johana	MV
6		Mlynky (strat. Fe)	MV	34		Lipold	MV
7		žilník Maša	MV	35		Zuzana	LV
7a		žilník Biele Vody	MV		35a	Milka	MV
7b		žilník Biele Vody	MV	36		Hanisková I	MV
7c		žilník Biele Vody	MV	37		Hanisková II	MV
7d		Hilda	MV	38		Hanisková II	MV
7e		Kráľov vrch	MV	39		Hanisková II	MV
8		Biele Vody (strat. Fe)	MV	40		Samuel	MV
8a		Geravy (strat. Fe)	MV	40	40a	Michal-Jozef (Viničiar)	MV
	8b	Mlynky-Biele Vody (sadrovec)	LV	40	40b	Ida	LV
9		Prostredný Hámor I	MV	41		Medvedia hlava	MV
9a		Prostredný Hámor II	MV	41a		Rybník	MV
9b		Prostredný Hámor III	MV	42		žila H-8	MV
9c		Prostredný Hámor IV	MV	42a		Novoveská Huta (U-Mo)	LV(U), LV(Mo)
10		Severná žila	MV				
10a		Hlavná žila	MV	43		Pod Muráňom	MV
11		Južná žila	MV	43a	43a	Muráň (U)	ML
11a		Terézia I	MV	43b		Hanisková (U)	LV
11b		Terézia II	MV	43c		Malý Muráň (strat. Cu)	MV
12		Kruhová	LV	44		Ida	LV
12a		Kruhová	LV	45		Železný potok	MV
12b		Kruhová	LV	46		Zenóbia	MV
12c		Kruhová	LV	47		Kaluža	MV
13		Starý vrch	LV	48		Cyriáčka	MV
13a		Včelínek	LV	49		Cyrus, Cyril	MV
13b		Baniská	LV	50		Celestín	MV
14		Jacobi	MV	51		Cézar	MV
14a		Ezechiel	MV	51	51a	Kornel	MV
14b		Martini	MV	51	51b	Kozmas	MV
14c		Tešnárký	MV	52		Kocef	MV
14d		Amália	MV	53		Sykavka (strat. Fe)	MV
15		Coburg	LV	54		Nad Javorom (strat. Fe)	MV
16		Podroveň	MV	55		Karín	MV
17		Skalisko	LV	56		Šajby	MV
18		Michal-Tešnárký	MV	57		Korolián	MV
19		Georgi-Anna-Bonaventúra	LV	58		Kolumbán	MV
20		Rudolf	MV	59		žila H-10	MV
21		Roveň (strat. Fe)	MV	60		Pri Sadrovke (v. časť žily H-1)	MV
22		Pod Baniskami (strat. Fe)	MV		60a	Novoveská Huta (U – paleogén)	MV
23		Skalisko (strat. Fe)	MV		60b	Novoveská Huta-Tolstein (sadrovec)	ML
24		Fabiánka (strat. Fe)	MV	61		Pri zatáčke (v. časť žily H-6)	MV
25		Šibenica (strat. Fe)	MV	62	62-1	žila H-1	LV
26		Jeruzalemský vrch (strat. Fe)	MV	62	62-2	žila H-2	LV
27		Teliatko (strat. Fe)	MV	62	62-3	žila H-5	LV
	27a	Margita	MV	63		Strážanský kopec (strat. Cu)	MV
28		Flos (strat. Fe)	MV	64		Šafárka	MV
29		lom na azbest pri Dobšinej (strat. Fe)	MV	65		Markušovská dolina-Potok (strat. Cu)	MV
	29a	Dobšiná (azbest)	ML	65a		Markušovská dolina-Druhý výskyt (strat. Cu)	MV
30		Georgi	ML	66		Slivníky	MV

Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu	Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu
66a	66a	Slivníky (strat. Cu)	MV				
66b		Markušovská dolina-Anna (strat. Cu)	MV	107b		Lujza I a II	MV
67		žila H-6 a žila H-7	ML	107c		Angela I, II, III a Bučina	MV
67a		Strážanský kopec (U)	MV	107d		Anastázia I a II	MV
67b		Žompy I (strat. Cu)	MV	107e		Karol a Laura	MV
67c		Žompy II (strat. Cu)	MV	107f		Žigmund	MV
68		Pod Strážanským kopcom	MV	107g		Arpád a Arpád nadložná	MV
69		Žilník Žompy	MV	107h		Jozef	MV
70		Okrúhovec	MV	108		Solisko I	MV
	70a	Gretla-Tisovec (vápenec)	ML	109		Solisko II	MV
71		Irma-Ján	MV	110		Borsučia	MV
71a		Čierna hora-žilky na puklinách	MV	110a		Borsučia	MV
71b		Hnilčík (Cu, U, Mo)	LV	110b		Žaloba-kremenná	MV
	71c	Spišská Nová Ves-Nová štôlna (sadrovec)	ML	111		žilník Gertrúda	MV
	71d	Markušovská dolina-Slivníky (anhydrit)	LV	112		Max	MV
72		Piata (gretlovská) žila	LV-ML	113		Max	MV
72	72-1	Štvrtá	LV	114		Gustáv	LV
72	72-2	Tretia	MV	115		Gabriel	MV
72	72-3	Druhá	MV	116		Gábor	MV
72	72-4	Prvá	MV	117		Krečeň	MV
72a		Šafárka (strat. U)	MV	118		Stožky-severná žila	MV
72b		Trubačovec (strat. Cu)	MV	119		Stožky-južná žila	MV
73		Zenóbia	MV	120		Stožky (strat. Fe)	MV
73a		Zenóbia	MV	121		Droždiak	SL (spolu)
74		Venuša I, II, III	MV	121	121a	Droždiak-Nadložná žila	
74a		Alžbeta	LV	121	121a-1	Droždiak-Prvá nadložná žila	
75		Kaluža	MV	121	121a-2	Droždiak-Druhá nadložná žila	
76		Kaluža	MV	121	121b	Droždiak-Podložná žila	
77		Zimné	MV	121	121c	Droždiak-Podložná žila (podložný segment)	
78		Záboj	MV	121	121d	Droždiak-Nadložná žila (nadložný segment)	
79		Jupiter	LV	122		Hrubá žila	LV
80		Matúš	LV	123		Zlatnícka žila (Zlatník)	ML
81		Žlabová	LV		123a	Miloj	ML
82		Zaklínená	LV		123b	Lendava	ML
83		Biela a Mária s nadložnou žilou	MV		123c	Ján	ML
84		Lesklá	MV		123d	Matej-Jakub	LV
85		Široká	MV		123e	Severná	LV
86		Hrubá (ráztocká)	ML		123e-1	Zlatnícka žila-Nadložná odžilka (spekularit)	LV
	86a	Hrubá-Lujza	LV		123e-2	Priečné žily	LV
	86b	Hrubá-Velká odžilka	LV		123e-3	Kalcitová žila	MV
	86c	Nová žila	MV		123f	Matejovce nad Hornádom (U, Mo)	LV(U), ML(Mo)
87		Žlabová (východ)	MV	124		Pri Zákrute	MV
88		Róbert	LV	125		Závistivec	MV
		Malobindtianske žily	LV (spolu)	126		Zapálenica	LV
89		Ruprecht	LV	127		1. žila Rudňany-juh	MV
90		Ľudovít	LV	127a		2. žila Rudňany-juh	MV
91		Leonid	LV	128		Xantípa a Amália	MV
92		Nová žila	LV	129		Šajkán	MV
93		Bindtianska hrubá žila	LV		129a	Šárika	MV
93	93a	Izabela	LV	130		Krivé pole-severná žily I, II, III	MV
94		Gabriela	MV		130a	Krivé pole I, II, III	MV
94	94a	Viktor	MV		130b	Holý vrch I a II	MV
94	94b	Amália	MV		130c	Lefková I, II, III, IV, V	MV
94	94c	Farský grund	MV	131		Fajfený hrb I, II, III a IV	MV
95		Pingová	MV	132		Svinský hrb	MV
95	95-1	Neznáma a Juraj	MV	133		Suchý vrch I	MV
95	95-2	Baniská	MV	133a		Suchý vrch II	MV
95a		Žaloba-sideritová	MV		133b	Poráčska dolina (anhydrit)	MV
	95b	Závadka (kremeň)	ML	134		Žily Fajfeného hrbu	LV
96		Zlatnícka žila (Zlatník)	ML		134a	Bukovec (strat. Fe)	MV
97		Karín	MV	135		Pod Drobniakmi	MV
98		Koriolán	MV	136		Poráčsky jarok	MV
99		Kolumbán	MV	137		Hrbok	MV
100		Ferdinand	LV		137a	Skala	MV
101		Ferdinand-nadložná	LV	138		Slovinská hrubá žila	ML
102		Polykarpa	MV		138-1	Modrá	LV
103		Klotilda	MV		138-2	S-žila	LV
104		Fabricius, Koloman, Mráznica	MV		138-3	Podložná žila	MV
105		Henrich	MV		138-4	Stredná žila	MV
106		Grécka	MV		138-5	Severná žila	MV
107	107	Andrej	MV		138-6	Strieborná žila	MV
	107a	Irma a Klenutá žilník Lujza (spolu)	MV		138-7	Stredná dorotejská žila	MV
			LV		138-8	Nadložná žila	MV

Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu	Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu
	138-9	Kremenná žila	MV	168		Baniská III	MV
138a		Slovinky (U)	MV	169		Baniská	MV
	138b	Joachim, Anna a Monte Christo	MV	170		Palmarum	MV
	138b	Ábel, Jakub, Abrahám	MV	170a		Folkmarská skala (strat. Fe)	LV
139		Sivá	MV	183		Za skalou	LV
139a		Sivá (Jazvečia)	MV	184		Do skaly	MV
139b		Došťavná	MV	185		Fridvald	MV
140		Orlí vrch	MV	186		Končistá	MV
140a		Brezový hrbok	MV		186a	Regina	MV
140b		Johana	MV	187		Martincová	MV
140c		Machov potok (strat. Cu)	MV	188		Šibenica I	MV
140d		Popová (strat. Fe)	MV		188a	Július-Uhlisko	MV
141		Zlatá	LV	189		Irma	MV
	141a	Jozef	MV		189a	Odon	MV
142		Čierna	MV	190		Ján	LV
143		Zelená	MV	191		Šibenica II, Peková I, II	MV
	143a	Lazík	MV	192		Hlboká dolka (Sb)	MV
144		Capistrani	MV	193		Nebeská	MV
145		Bartolomej	MV	194		Leander (strat. Fe, Ag, Cu)	MV
146		Ivan	MV	195		Barbara	MV
147		Hlboký potok I a II	MV		195a	Maximilián	MV
148		Žilník Zahura	LV	196		Jeleniarka	LV
	148-1	Krížová studňa	MV		196a	Cinopelkam	LV
	148-2	Plejsy	MV	197		Kremenné valy (kremeň)	MV
	148-3	Valentín	MV	197a		Stromiš (strat. Fe)	MV
	148-4	Anton	MV	197b		Kremenné valy (kremeň)	MV
	148-5	Clementi	MV	198		Hnilec-Medvedí potok (Sn, W)	LV
	148-6	Oskár	MV	199		Neznáma žila	MV
	148-7	Otakar	MV	200		Herman	MV
	148-8	Lucia	MV	201		Cípová I, II	MV
	148-9	Štefánia	LV	202		Tibor	MV
148a		Baritová žila	LV	203		Július	MV
148b		ž. Kluknava U, Krompachy-Petrova hora		203	203a	Johan-Pukáč	LV
		U (strat.)	MV	203	203b	Šimon	LV
	148c	Dolina	MV	203	203c	Romoková	LV
	148d	Irena	MV	204		Georg	MV
149		Žakarovská hrubá žila	SL	205		Bonifác	MV
149a		Mária-Terézia	MV	206		Spúšťadlo	MV
	149b	Rumanay	MV	207		Pod Spúšťadlom	MV
	149c	Jaklovce-Kurtavá skala (vápenec)	ML	208		Baniská	MV
	149d	Jaklovce II (azbest)	MV	209		Za Baniskom	MV
	149e	Jaklovce I (azbest)	LV		209a	Šoltýsovo	MV
150		Gelnická žila	ML	210		Hanková-Brdárka	MV
	150-1	Nadložná gelnická žila	LV	211		Štôlna 9. mája	MV
150a		Turzovské kúpele (U)	MV	212		Kobeliarovo (ankerit)	LV
151		Krížová žila	ML	213		baňa Jarok	MV
151a		Nová žila	LV	214		Vybraná Michaeli	MV
152		Boží dar I	MV	215		Amália I a II	MV
153		Boží dar II	MV	216		Nádej	MV
154		Boží dar III	LV	217		Kobeliarovo (siderit)	ML
155		Boží dar IV	MV		217a	Kobeliarovo (azbest)	MV
156		Hubert žila	LV	218		Dorota-Terézia	MV
157		Daniel III (Kožiarika)	MV	219		Gočovo	MV
157a		Daniel IV	MV	219a		Bučina (U)	MV
157b		Daniel I	MV	219b		Bučina (U)	MV
157c		Daniel II	MV		219c	Vlachovo I	MV
158		žila Margaréta	LV		219d	Vlachovo II	MV
159		Sb žila pri Háji	MV	220		Ignác	ML
160		Gregori	MV	221		Gampel	LV
161		Roberti	MV	222		Grúň	MV
162		Fridrich	MV	223		Riečica	MV
163		Karol	LV	224		Jaseňový vrch	MV
163a		Albrecht	MV	225		Dorota	MV
163b		Markus	LV	226		Podsúľová	MV
163c		Ludovít	MV	227		Nižná Slaná-Mano	SL
163d		Luther	MV	228		Za baňami-Hg	MV
164		Zenderling (sv. Peter, sv. Michal a sv. Jozef)	MV	229		Sv. Trojica-Hg	LV
165		Otakar	LV	230		Gočovo-východ	MV
166		Koloman, Koloman-nadložná	LV	231		Leontína	MV
166a		Emanuel	MV	232		Bonaventúra-Peter (ankerit)	MV
167		Baniská I a II	LV		232a	Bonaventúra-Peter (strat. Fe)	MV
167a		Polianky (strat. Fe)	MV	233		Mangán pole (strat. Fe)	MV
167b		Švablica (strat. Fe)	MV		233a	Lehôtky a Balochova hoľa I (strat. Fe)	MV

Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu	Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu
	233b	Balochova hoľa II (strat. Fe a ankerit)	MV		296b	Medená dolina	MV
	233c	Pintikova dolina-Šrámký	MV	297		Palmový vrch	MV
234		Cigánka	MV	298		Eufémia	MV
235		Cimberok	MV	299a		Kremenná	MV
236		Pri papierni	MV	300		Bernardi pri Švedlári	MV
237		Háj	MV	301		Ranfleckner	MV
238		Roklinská	MV	302		Farská	MV
239		Slavoška	MV	303		Slečný svit	MV
	239a	Slavoška (azbest)	MV	304		Lindner	MV
241		Za hôrkou	MV	305		Starohorská	MV
	241a	Pri tuneli	MV	306		Špiler	LV
242		Dubiná	MV	307		Ružencová	MV
243		Drábska	MV	308		Tichovodská a Biela	MV
244		Nad Rochovcami	MV	308a		Kubova dolina	MV
245		Helena	MV	309		Chajzárka	MV
246		Mária-Margita	LV	309a		Zelenák	MV
249		Lašanka	MV	309b		Boromeus	LV
249a		Rochovce	ML	310		Pri cintoríne	MV
250		Kocelovce-Petrovo	MV	310a		Stará voda-juh	MV
250a		Kocelovce-Petrovo	MV			Stará voda (kremeň)	ML
250b		Kocelovce-Petrovo	MV	311		František	MV
250c		Kocelovce-Petrovo	MV	312		Spevavá stráň (strat. Fe)	MV
250d		Kocelovce-Petrovo	MV	313		Genier-Uršula I (strat. Fe)	MV
250e		Kocelovce-Petrovo	MV	313a		žila Uršula	MV
251		Hanová	MV	314		Genier-Uršula II (strat. Fe)	MV
252		Klač	MV	315		Červené bane	MV
258		Bredač (magnezit)	MV	316		Široká dolka	MV
259		Ochtiná (magnezit)	ML		316a	Široká dolka (strat. Fe)	MV
263		Peklisko	MV	317		Lesnícka lúka	MV
265		Kálman (ankerit)	MV		317a	Lesnícka lúka (strat. Fe)	MV
266		Johan Nepomuk	MV	318		Žily Baniska	MV
	266a	Kolesár	MV	319		Banisko (Sb)	MV
267		Kejlová	MV	320		Banisko-kremenná	MV
268		Belá	MV	321		Štampová I-kremenná	MV
269		Artúr-Terézia	LV	322		Žily Baniska	MV
270		Špady-Anton	MV	323		Žily Baniska	MV
271		Mních	LV	324		Žily Baniska	MV
272		František	MV	325		Žily Baniska	MV
273		Matej (Gabriel)	MV	326		Alžbeta (strat. Cu, Pb, Zn)	MV
274		Mária-Stankovič	MV	327		Juraj-kremenná	MV
275		Olajka	MV	328		Straková (Sb)	MV
276		Karol, Darius	MV	328a		Betliar (U)	MV
277		Emília, Rudník, Bernardi	SL	329		Matej (Sb)	ML
278		Henckovce	MV	330		Vincent (Sb)	ML
279		Henckovce	MV	330a		Čučma I (U)	MV
280		Ema	MV	330b		Čučma I (U)	MV
281		Helena	MV	331		Gabriela (Sb)	ML
282		Hermína	MV	332		Klement (Sb)	ML
283		Gizela	MV	333		Jozef (Sb)	MV
284		Stredný hámor I	MV	333a		Čučma II (U)	MV
285		Stredný hámor II	MV	333b		Čučma II (U)	MV
286		Peklisko	MV	334		Karol (Sb)	MV
286a		Hnilec-žila S-2 (U)	MV	334a		Fridrich (Sb)	MV
286b		Hnilec-žila S-3 (U)	MV		334b	Andrej (Sb)	MV
286c		Krátka dolina-žila J-1 (U)	MV	334c		Antimonitová (Sb)	MV
286d		Krátka dolina-žila J-1 (U)	MV	334d		Peter-Pavol (Sb)	MV
286e		Henclová-U, Au	MV	335		Okrúhly hrb (Sb)	MV
287		Dlhá dolina	MV		335a	Štampová I (Sb)	LV
	287a	Gemerská Poloma (talk)	VL		335b	Štampová II-západ (Sb)	MV
	287b	Henclová (talk)	ML		335c	Zlaté Mlynky (Sb)	MV
	287c	Dlhá dolina (Sn, W)	MV		335d	Jamina (Sb)	LV
288		Breziny	MV	336		Štampová II (Sb)	LV
289		Dávid	MV	337		Anna (Sb)	LV
290		Cigánka	MV	337a		Joachim-Florián (Sb)	MV
291		Janko	MV	338		Juraj (Sb)	MV
292		Peter Noster	LV		338a	Malá Hekerová-Mn	MV
293		Leonidas	MV		338b	Bystrý potok-Mn	MV
294		Christofori	MV	339		Pekelná (Sb)	MV
	294a	Stratená dolina	MV	340		Margita (Sb)	LV
295		Švedlár (Sb)	MV		340a	František (Sb)	MV
	295a	Švedlár (kremeň)	SL		340b	Štofova dolina II (kremeň)	MV
296		Malinová hora	MV		340c	Štofova dolina II (kremeň)	MV
	296a	Šibeň	MV	341		Rozabella (Sb)	LV

Regist. č. výskytu z GLŠ	Regist. č. výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu	Regist. č. výskytu z GLŠ	Regist. č. výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu
342		Betliar (Mn)	MV	393		Križ	MV
343		Henrich I, II	MV	394		Katarína (Rákoci, Mýto)	MV
344		Elek	MV	395		Kotlinec	MV
345		Zlatica	MV	396		Kompas I	MV
346		Helena	MV		396a	Kotlinec (strat. Fe, Cu)	MV
347		Lipót	MV	397		Kompas II	MV
348		Michal	MV	398		Klára-východ	MV
349		Sadlovský	SL	399		Kompas II-východ	MV
350		Lenka	MV	400		Bodnariková	MV
351		Štefan	LV	401		Michal I, II	MV
352		Kliment	LV	403		Ábel	MV
353		Augusta	LV	404		Abrahám	MV
354		Siedma žila	LV	405		Anton pri Úhornej	MV
355		Viničná I a II	MV		405a	Krivý potok	MV
356		Aurélia I a II	LV	406		Šarlota	MV
357		Mária	ML		406a	Pyritová	MV
	357a	Strieborná	SL	407		Ludovika (Róza)	MV
	357b	Podložná	MV	408		Bujaková	MV
358		Mayer	MV	409		Šalma	MV
	358a	Pallag	MV	410		Gejza	LV
359		Medená baňa	MV	411		Karol	MV
360		Čučma-Čierna baňa (Mn)	MV		411a	Ludovít	MV
360a		Čučma II (U)	MV		411b	Arnold	MV
360b		Čučma II (U)	MV		411c	Rebeka	MV
360c		Čučma II (U)	MV	412		Irma	LV
361		Predseda	MV	413		Ferdinand, Natália	MV
361a		Gabriel	MV	414		Aladár	MV
361b		Gašpar	MV	415		Dlhý spánok	MV
	361c	Đurova osada (kremeň)	MV		415a	Medvedí kopec	MV
	361d	Biele skaly (kremeň)	MV	416		Nižné Hrable (strat. Fe)	MV
	361e	Malý Suchý vrch (kremeň)	MV	417		Šajby	MV
	361f	Smolník III a IV (kremeň)	MV	418		žily Suchej doliny	MV
	361g	Smolník I (kremeň)	MV	418a		Hamadlo	MV
	361h	Smolník II (kremeň)	LV	419		Dolina	MV
362		Ján I, II	MV		419a	Mníšek nad Hnilcom (kremeň)	LV
363		Samuel I	LV	420		Čertovo uhliisko	MV
364		Samuel II, III	MV	420a		Mníšek nad Hnilcom (U)	MV
365		Teodor, Koloman	MV	421		Kujnišova dolka (Sb)	MV
365a		Samuel IV	MV		421a	Rudníky	MV
366		Anna-Mária	MV	422		Banské (Sb)	LV
367		Paula	MV	423		Smolnícka pila (Sb)	MV
368		Andreas	MV		423a	Mníšek nad Hnilcom (magnezit)	MV
369		Leopold	MV	424		Špičiak (strat. Cu)	LV
370		Rákoš-Melinda	MV	425		Mníšek-mníška šošovka (strat. Cu, Zn)	LV
371		Juliana	MV	426		Mníšek-šošovka Jalovičieho vrchu (strat. Cu)	LV
372		Rákoš-Volárska	LV				
373		Ludmila	MV	427		Prakovce-šošovka Hutná dolina (strat. Cu, Zn)	LV
374		Žigmund	MV				
375		Ladislav	MV	428a		Felicián	MV
376		Július-Berta	MV	429		Hutnodolinské žily	MV
377		Mano	MV	430		Hutnodolinské žily	MV
378		Tereza	MV	431		Hutnodolinské žily	MV
379		Peter	MV	432		Hutnodolinské žily	MV
380		Medená	MV	433		Jašterica-severná (Aldač, Phonix, Buda, Matej)	LV
381		Jozef	MV				
382		Anton	ML	433		Jašterica-južná (arzenopyritová)	MV
383		Ignác	MV	433	433a	Šarlota, Tomáš, Ajax, Meta, Castor, Polux	MV
384		Čipkov	MV	434		Anna-Relichová	LV
385		Ján, Jozefína	MV	435		Alžbeta	MV
386		Imrich	MV	436		Frangepan	MV
387		Serafína-Margita	MV	437		Johana	MV
387a	387a	Pipitka	MV	438		Valter	MV
387b	387b	Lazarová	MV		438a	Štefánia a Rudolf	MV
388		Valburga-Etelka	MV	439		Štefan	MV
	388a	Nemcová	MV	440		Korunka	MV
389		Bučina	MV	441		Hyacinta, Cyprián, Emerika,	MV
390		Elena	MV	442		Konkordia-južná	MV
391		Belá	MV	443		Konkordia-severná	MV
	391a	Vrchná Belá	MV	444		Másiarka I, II	MV
392		Belá	MV		444a	František, Jozef, Palmarum pri Prakovciach	MV
	392a	Rybník	MV		444b	Prakovce-Šibeň (strat. Fe)	MV
	392b	Majer	MV	445		Gregori-Liborni	MV
	392c	Klára	MV	446		Michaeli (Koloman, Jozef, Michal)	MV

Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu	Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu
447		Konrád	MV	503		Štóske vrch-Severná žila	MV
448		Leopold	MV	504		Štóske vrch-Stredná žila	MV
449		Božia pomoc	MV	505		Štóske vrch-Južná žila	MV
450		Kamila	MV		505a	Štóske vrch (strat. Fe, Cu)	MV
451		Podlazík	MV	506		Urban	MV
452		Nová Johana	MV	507		Edgar	MV
453		Zdar Boh	MV	508		Eudokia	MV
	453a	Harmonšák, Na potoku	MV	509		Medzi Porčami I	MV
	453b	Kojšov-Zdar Boh (strat. Fe, Cu)	MV	510		Medzi Porčami II	MV
	453c	Kojšov-Smolej, Drienske (strat. Fe)	MV	511		Medzi Porčami III	MV
454a		Božidara	MV	512		Medzi Porčami IV	MV
455		Predné záhradky	MV	513		Medzi Porčami I	MV
456		Klement	MV	514		Medzi Porčami II	MV
456a		Klement	MV	515		Medzi Porčami I	MV
456b		Klement	MV	516		Zadné Porče	MV
457		Perlová dolina (strat. Fe, Cu)	MV	517		Porče	MV
458		Kojšov-Perlová dolina (strat. Fe, Cu)	MV	518		Porče	MV
459		Katarína (Henrich)	MV	519		Porče	MV
460		Katarína	MV	520		Piverský potok	MV
461		Erz-Engel	MV	521		Piverský potok	MV
462		Hilmár	MV	522		Vysoké čelo	MV
463		Lopušná	MV	523		Gertrúda	MV
464		Tinesová-severná a južná (Sb)	MV	524		Gašpar	MV
	464a	Kloptaň (Sb)	MV	525		Kamil	MV
465		Pod Trochankou	MV	526		Karin	MV
465a	465a	Hrelíkov potok (strat. Fe)	MV	527		Kastor	MV
	465b	Zlatá Idka (turmalínovec)	ML	528		Piverský potok (strat. Fe, Cu)	MV
466		Trochanka (strat. Fe)	MV	529		Pivering-lom	MV
	466a	Tri studne (strat. Fe)	MV	530		Prvá	MV
	466b	Zimná voda (Au)	MV	531		Čierna Moldava	MV
467		Kojšovská hoľa (strat. Fe)	MV	532		Žalobka	MV
468		Kojšovský potok (strat. Fe)	MV	533		Kauligov vrch	MV
469		Pod holou (Sb)	MV		533a	Golát (U)	MV
470		Holec	MV	534		Blatnica	MV
470a		Holec-Mláky	MV	536		Pavol	MV
471		Alžbeta	MV	537		Aurora	MV
472		Diana	MV	538		Babeta	MV
473		Ľudovít	MV	539		Cilka	MV
474		Pluto	MV	540		Dajana	MV
475		Belá	MV	541		Elza	MV
476		Lack	MV	542		Pri križi	MV
477		Johana	MV	543		Flóra	MV
478		Kornélia	MV	544		Gita	MV
479		Konštancia	ML	545		Ida	MV
479a		Konštancia	ML	546		Jarka	MV
480		Ranners	MV	546a	546a	Kveta	MV
480a		Krištof	LV	547		Pluto, Pluto-severná	MV
481		Michal I, II	LV	548		Nepomenovaná žila	MV
482		Daniel I	LV	549		Nanebovstúpenie	MV
483		Daniel II	MV	550		Lida	MV
484		Kobaltová žila	MV	551		Magda	MV
485		Mária Snežná-Eugénia a Podložná	ML	552		Nela	MV
485a		Nepomuk	MV	553		Olga	MV
486		Smolník (strat. Fe, Cu)	SL	554		Perla	MV
487		Smolník-Lastovičí vrch (strat. Fe, Cu)	MV	555		Strážny vrch (strat. Fe)	MV
488		Oriešková	MV		555a	Lucia-baňa (strat. Fe)	MV
489		Bačov dvor	MV	556		Radim	MV
490		Agátová	MV	557		Radivoj	MV
491		Pod hrebeňom	MV	558		Radomír	MV
492		Humel-podložná	MV	559		Radovan	MV
493		Humel	LV	560		Ramon	MV
494		Gregori pod Trochankou	MV	561		Laura-Berta a Lucia-západ	LV
494a		Harakovská	MV	562		Laura-Berta-podložná žila	MV
494b		Macová	MV	563		Hajný potok	MV
495		Matej (Sb)	MV	564		Lazy (Sb)	MV
496		Štefan (Sb)	LV	565		Jozef-Barbora (Sb)	MV
496a	496a	Orban-Križna (Sb)	MV		565a	Jalová	MV
497		František (Sb)	MV		565b	Popova lúka	MV
498		Bertalan (Sb)	LV		565c	Filip-Jakub (Sb)	MV
499		Trojčinná (Sb)	LV	566		Anna, Agneška (Sb)	ML
500		Zdar Boh	MV	567		Fructuosus	MV
501		Stredný Mikuláš	MV	568		Borovičná hôrka (Sb)	MV
502		Nižný Mikuláš	MV	569		Lucia-východ	LV

Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu	Registr. č. výskytu z GLŠ	výskytu z ATLASU	Názov ložiska, výskytu z ATLASU geomáp SGR	Klasifikácia objektu
570		Michal	LV				
571		Fortuna	LV	617	616a	Vodná baňa-Mária Pomocnica	MV
572		Rúfus	LV	618		Bučina	MV
573		Andreas	MV		618a	Diana	MV
574		Andrea	MV	619		Pokryvy	MV
575		Jób-Rozália	MV		619a	Nad Bankovom	MV
	575a	Jasov (tehl. sur.)	LV	620		Košice-Jahodná (U, Mo)	ML
	576-1	Veľký Folkmar-Folkmarská skala (vápenec)	ML	620a		Alojz	MV
576		Teplý jarok	MV	621	620a	Adela	MV
577		Dubový hrbok	MV	622		Kavečany-Hrbok (magnezit)	MV
578		Primášov grund	MV		622a	Hrbok pri Košiciach	MV
579		Predné Nové	MV	623		Angela	MV
580		Predné Nové-Krížová žila	MV	623a		Katalin (Sb)	MV
581		Za Prieložky	MV	624		Katalin (Sb)	MV
582		Zlatník	MV	625		Žabia skala	MV
583		Jedlinka	MV		625a	Ferdinand (Sb)	MV
	583a	Košické Hámre (U)	MV	626		Liborius (Sb)	MV
584		Mlynská (Na Uhliská I, II, Kopaniny)	MV		626a	Zlatník	MV
585		Pod Uhliská	MV	627		Podkovec	MV
586		Nad Uhliská	MV	628		Kobylianka	MV
587		Belá	MV			žila Rudník (úpadnica)	MV
588		Azurdolka	MV	628a		Rudník I (živec)	VL
589		Roveň	MV	628b		Rudník II (živec)	VL
590		Kurcikovo	MV	628c		Nováčany (živec)	VL
591		Roveň	MV	628d		Rudník (kaol.)	VL
591a		Slatviny	MV	628e		Rudník III (kaol.)	SL
592		Klára (strat. Fe)	MV	628f		Nováčany I a II (kaol.)	ML
593		Slatviny	MV	628g		Šemša (ker. íl)	MV
594		Rimárka	MV	628h		Malá Ida (ker. íl)	MV
595		Mostická	MV	628ch		Malá Ida (tehl. sur.)	MV
596		Gulová baňa (strat. Fe, Cu)	MV	628i		Rudník (sadrovec)	MV
597		Suchý vrch (strat. Cu, Zn)	MV	629		Holíčka	MV
598		Prieložky	MV	630		Hýľov (strat. Fe)	MV
599		Zlámaný jarok	MV	631		Myslavský potok	MV
600		Pri Opátke	MV	632		Aster	MV
601		Tokáreň	MV	633		Aristid	MV
602		Plichtov diel	MV		633a	Plešiny	MV
	602a	Košariská	MV		633b	Rutenberg	MV
	602b	Košická Belá (U)	MV		633c	Klátov-lom	MV
603		Partizán (strat. Fe)	MV		633d	Vyšný Klátov I (amfibolit)	VL
	603a	Gondárska, Javor (strat. Fe)	MV		633e	Zadné Uhlisko	MV
604		Jozef (Sb)	MV	634		Vrbica	MV
605		František-Jozef (Sb)	LV	635		Mlynky	MV
606		Alžbeta (Sb)	MV	636		Košice-Bankov, Banisko, Medvedia (magnezit)	VL
607		Nová (Sb)	MV		729a	Krásnohorské Podhradie (azbest. hor.)	MV
608		Všechsvätých (Sb)	MV		729b	Sitárka (sadrovec)	MV
609		Peck (Sb)	MV	729		Emil	MV
609a		Zlatá Idka (U)	MV	730		Štefan	MV
610		Anton (Sb)	MV	731		Vida	MV
611		Romanová	MV	732		Piatkový potok	LV
612		Borovničiar	MV	733		Chrasť	LV
613		Holica	MV	733	733a	Chrasť-západná	LV
	613a	Hlboká dolina (Au)	MV	733	733b	Chrasť-stredná	LV
614		Kovalová (Potoky)	MV	734		Dionýz	LV
	614a	Pálenisko	MV	735		Agoston	MV
	614b	Pri Klementke	MV	735a		Alžbeta	MV
615		Vodná baňa-Pri bani, Navštívenie P. Márie	MV	736		Hedvíga	MV
616		Vodná baňa-Nanebovstúpenie	MV	736a		Rudolf	MV
				737		Tomáš	MV



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV
DIONÝZ ŠTÚRA
BRATISLAVA

MAPA LOŽÍSK A VÝSKYTŮV RUDNÝCH A NERUDNÝCH SUROVÍN V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

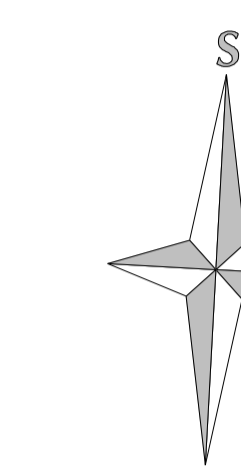
PRÍLOHA 2

Zostavili: J. Kobulský (red.), Ľ. Gazdačko, P. Grecula, 2011

s použitím máp a podkladov: A. Abonyi, 1975, J. Antaš, 1975, C. Varček, 1975, P. Grecula et al., 1995, M. Tréger a P. Baláž, 2000, J. Kobulský et al., 2001

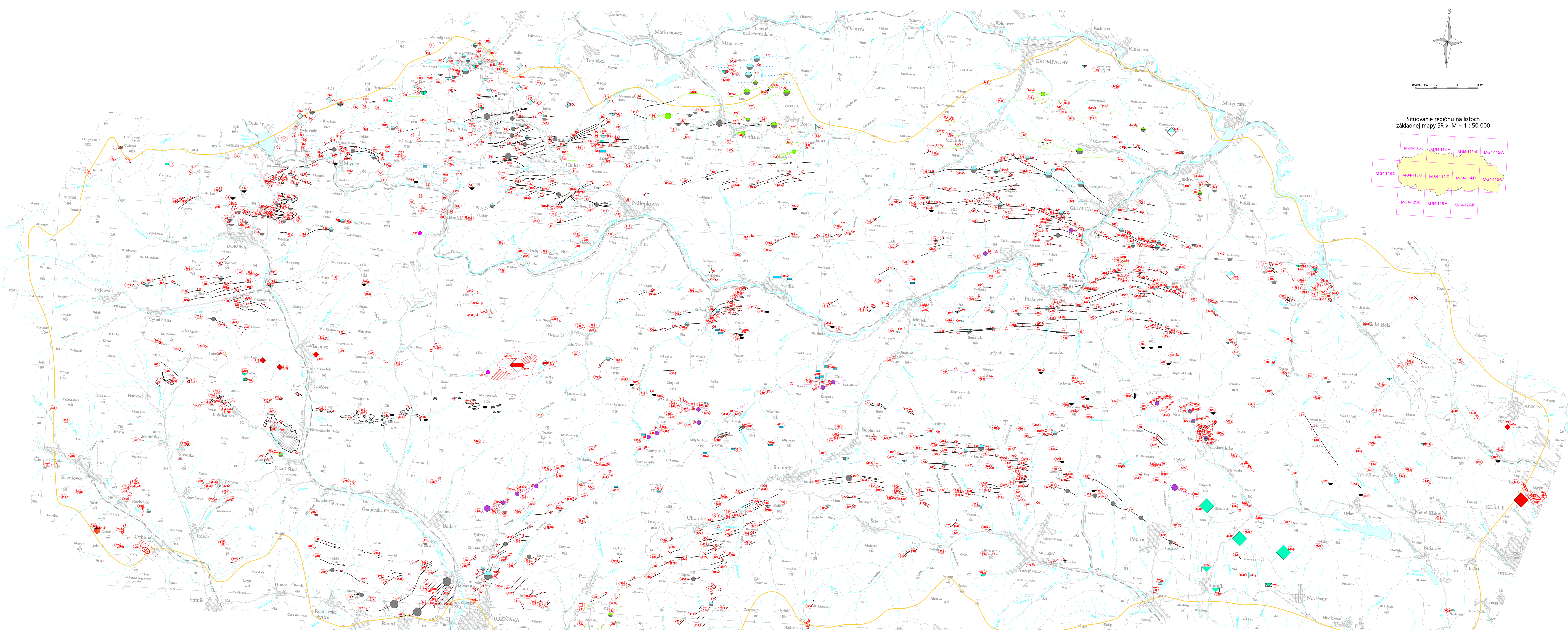
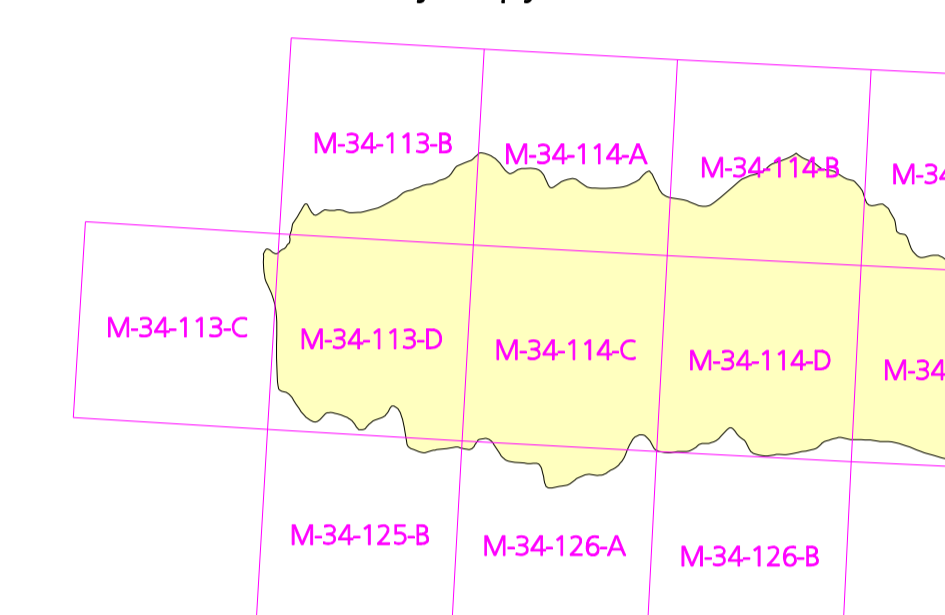
M = 1 : 50 000

K VYSVETLIVKÁM KU GEOLOGICKEJ Mape
SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA
V MIERKE 1 : 50 000



0 100 200 m

Situovanie regiónu na listoch
základnej mapy SR v M = 1 : 50 000



RUDNÉ SUROVINY:

- železné rudy
- mangánové rudy
- nikelové a kobaltové rudy
- vaníkové rudy
- chromové rudy
- molybdénové rudy
- antimónové rudy
- ortuťové rudy
- olovné a zinkové rudy
- medené rudy
- uránové rudy
- báryové a fluórové rudy

HYDROTHERMÁLNE LOŽISKÁ:

- Hydrottermálne metamorfické:
 - Mg, Mn magnézitové ložiská
 - Mg, Mn magnézitovo-talkové ložiská
 - Fe sideritové ložiská (+/- arifent a iné minerály)
 - Fe arifentové ložiská (+/- siderit a iné minerály)
 - Cu, Pb, Zn stáťformné polymetalické ložiská
- Hydrottermálne žilné:
 - sideritové žily (+/- kremeň a podradne aj iné minerály)
 - sideritovo-baritové žily (bez inej významnej žilnej mineralizácie)
 - Cu, Pb, Zn sideritovo-baritové žily s Cu a Hg sulfidmi
 - baritové žily s malým obsahom iných minerálov
 - S sideritovo-kremenné žily
 - Ni, Co, Cu sideritovo-kremenné žily s horejšími Ni-Co-Cu minerálmi
 - Cu sideritovo-kremenné žily s horejšími sulfidickými Cu minerálmi
 - Pb, Zn sideritovo-kremenné žily s horejšími Pb-Zn minerálmi
 - Hg sideritovo-kremenné žily s horejšími Hg minerálmi
 - Fe sideritovo-kremenné žily s horejšími sideritmi
 - Fe kremenno-ankeritové (+/- kalcit) žily so sulfidmi
 - Fe kremenno-ankeritové (+/- kalcit) žily so spektulantom
 - Pb, Zn, Cu kremenčné žily (+/- karbonáty) s polymetalickým (Pb, Zn, Cu a iné) zrudnením
 - Sb, Au, Cu kremenno-antimónitové žily (+/- Au) prípadne s vyšším obsahom Cu, Ag, Pt, Bi, Sn
 - Sb, W kremenno-antimónitové žily s obsahmi W
 - Au kremenčné žily s malým obsahom sulfidov a so zvýšeným obsahom Au
 - kremenčné žily s nepatným obsahom iných minerálov
 - Cu kremenčné žily so zvýšeným obsahom sulfidov (chalkopyrit, pyrit, arsenopyrit)
 - U kremenčné žily (+/- iné minerály) s U mineralizáciou
 - Sb, W sideritovo-kremenné žily s horejšími sulfidickými Cu minerálmi

NERUDNÉ NERASTNÉ SUROVINY

- a) Stavbné suroviny
 - vápence na výrobu cementu, vápna a keramiky
 - sadrovec a anhydrit
 - amfibolit
 - tehlárska hĺna a il
- b) Skárske suroviny
 - kremeň
- c) Žiaruzvodné suroviny
 - magnézit
 - talk
 - azbest
- d) Keramické suroviny
 - il
 - kaolín
 - živec
- e) Ostatné suroviny
 - spekularit
 - turalinovec

GENETICKÉ TYPY:

- a) Endogénne
 - greizénové
 - hydrottermálne plutonické (vysokotermálne, Cu-porfyrové)
 - hydrottermálno-žilné
- b) Endo-exogénne
 - exhalatívno-kanogénne
 - exhalatívno-sedimentárne
- c) Exogénne
 - sedimentárne
 - reziduálne
 - registrálne číslo ložiska alebo výskytu

MORFOLOGIA LOŽÍSK:

- žilný tvar
- stáťformný tvar
- skutočná dĺžka a priebeh žily
- skutočný rozsah a morfológia nepravidelného ložiska

VEKOSŤ LOŽÍSK:

- veľké, ekonomicky alebo historicky významné (napr. Rudňany, Bankov)
- stredne veľké (napr. Slovinky, Smolník)
- malé
- výskytu (ložiskové a mineralogicky významné)

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA 1 : 50 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

Vedúci vydavateľstva: RNDr. Ladislav Martinský

Jazykový redaktor: PhDr. Pavol Kušník, CSc.

Technické spracovanie: Alena Wolfová, Mária Dryjová

Preklad do anglického jazyka: Ing. Zoltán Németh, PhD.

Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský

Tlač a knižárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-52-2

