

# VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE  
STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV

1:50 000

MICHAL MAHEĽ



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA • BRATISLAVA

MICHAL MAHEL'

# **VYSVETLIVKY**

**KU GEOLOGICKEJ MAPE  
STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV**

**V MIERKE 1:50 000**

**GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA, 1983**

# OBSAH

Úvodné state . . . . .	7
Predslov . . . . .	7
Prehľad výskumov . . . . .	8
Geografická členitosť . . . . .	9
Postavenie Strážovských vrchov v západokarpatskom systéme a ich geologické členenie . . . . .	11
Stratigrafia a litológia . . . . .	13
Kryštalinikum Suchého a Malej Magury . . . . .	13
Metamorfity . . . . .	13
Migmatity . . . . .	14
Granitoidy . . . . .	14
Malomagurská jednotka . . . . .	16
Trias . . . . .	16
Jura . . . . .	18
Krieda . . . . .	20
Križňanský prvkov . . . . .	21
Trias . . . . .	21
Zliechovská jednotka . . . . .	24
Jura . . . . .	24
Krieda . . . . .	28
Beliansky čiastkový prvkov . . . . .	33
Jura . . . . .	33
Krieda . . . . .	36
„Prechodné“ sekvencie – šupinové pásmo Kremenín . . . . .	38
Jura . . . . .	38
Manínsky prvkov . . . . .	40
Trias . . . . .	40
Jura . . . . .	41
Krieda . . . . .	42
Chočský a strážovský prvkov . . . . .	45
Perm – melafýry . . . . .	47
Trias . . . . .	47
Jura . . . . .	53
Krieda . . . . .	55
Terciér . . . . .	56
Paleogén . . . . .	56
Centrálnokarpatský paleogén . . . . .	56

Paleogén príbradlovej zóny . . . . .	59
Neogén pri okrajoch Strážovských vrchov . . . . .	60
Kvartér . . . . .	62
Wurm-ris: proluviálne sedimenty . . . . .	63
Ris: fluviálne sedimenty, piesčité štrky . . . . .	63
Wurm: eolické sedimenty; sprašové hliny, spraše . . . . .	64
Ris/wurm: organogénne sedimenty . . . . .	64
Tektonika . . . . .	65
Kryštalínium Suchého a Malej Magury . . . . .	65
Malomagurská jednotka . . . . .	66
Křížňanský príkrov . . . . .	67
Manínsky príkrov . . . . .	70
Chočský príkrov . . . . .	73
Čiernovážska jednotka . . . . .	73
Bielovážska jednotka . . . . .	73
Bebavská jednotka . . . . .	74
Strážovský príkrov . . . . .	74
Paleogénne kotliny . . . . .	75
Južné paleogénne kotliny . . . . .	75
Kotliny príbradlovej zóny . . . . .	76
Neskoroalpínska a popaleogénna tektonika . . . . .	77
Zlomy Strážovských vrchov . . . . .	79
Hydrogeologický význam neskoroalpínskej tektoniky . . . . .	83
Priebežné synklinály a antiklinály . . . . .	84
Priečne zlomy . . . . .	86
Základná literatúra . . . . .	87

# ÚVODNÉ STATE

## PREDSLOV

Geologickú mapu Strážovských vrchov 1:50 000 sme zostavili na základe terénnych geologických máp 1:25 000, a to:

1. Podstatná časť územia budovaná mezozoikom centrálnokarpatských jednotiek je spracovaná na základe geologických máp M.Maheľa /M.Maheľ 1970, 1971, 1973, 1975/. Pre severnú časť územia budovanú hlavne strážovským príkrovom sa použila geologická mapa J.Hanáčka /J.Hanáček 1975/, a pri spresnení stratigrafie a odlíšení schreyeralmských vápencov štúdia – mapové podklady M.Krivého /M.Krivý 1981/; tektonické členenie sa i tu urobilo podľa prác M.Maheľa /M.Maheľ 1979/. K rozčleneniu čelových šupín krížňanského príkrovu a vymedzeniu nozdrovickej šupiny prispela geologická mapka J.Michalíka /J.Michalík–Z.Vašíček 1979/.

2. Oblasť budovaná manínskou jednotkou s.s. v butkovskom úseku je spracovaná na základe terénnych geologických máp J.Salaja /J.Salaj 1963 a M.Rakúsa 1980/ v tektonickej interpretácii /hlavne vzhľadu krížňanského a manínskeho príkrovu/ M.Maheľa /M.Maheľ 1979/.

3. Územie budované paleogénom bolo spracované na základe terénnych geologických máp:

- P.Grossa – Kšinianska kotlina,
- geologickej mapy publikovanej v štúdiu P.Gross–O.Franko–O. Samuel 1970/ – bojnická vyzdvihnutá kryha,
- terénnej geologickej mapy R.Marschalku /R.Marschalko 1962/ – kotliny príbradlovej zóny, publikovanej i v geologickej mape Považská Bystrica /D.Andrusov 1951/.

4. Územie budované kryštalinikom – oblasť Suchého a Malej Magury – je spracované na základe terénnych máp Š.Kahana /Š.Kahan et al. 1978/.

5. Neogén, hlavne Bánovskej kotliny, je znázornený podľa geologickej mapy E.Brestenskej /E.Brestenská 1980/.

6. Kvartér spracoval I.Vaškovský.

## PREHĽAD VÝSKUMOV

Strážovské vrchy dlho stáli v tieni takých pohorí ako Vysoké či Nízke Tatry, ale i Veľká a Malá Fatra. Avšak výskumy, ktoré sa v tejto oblasti robili už od dôb D.Štúra a jeho spolupracovníkov, prinášali zaujímavé výsledky. Platí to najmä pre prvé dve desaťročia nášho storočia /H.Vetters, G.Vigh, Z.Schréter, T.Toborfy, Z.Roth Telegdi/. Osobitne treba vyzdvihnúť biostratigrafický prínos práce K.Kulczara /1915, 1917, 1919/.

V období medzi dvoma svetovými vojnami popri menších prácach /A. Matějka, O.Kodym, O.Hynie, V.Čechovič, Z.Ulrich/ význam Strážovských vrchov vzrástol najmä po vymedzení strážovského príkrovu /D.Andrusov 1936/ a po nových poznatkoch o stavbe a postavení manínskeho príkrovu /D.Andrusov 1931, 1938/. Výskumy po druhej svetovej vojne sa opierali už o podrobnejšie geologické mapy v celom pohorí a ukázali komplexnosť a zložitú stavbu Strážovských vrchov /M.Maheľ 1946, 1948a, b/.

Až v období prípravy geologickej mapy v mierke 1:200 000 poznatky z viacerých tektonických jednotiek začali nadobúdať význam celokarpatský /M.Maheľ 1958, M.Maheľ et al. 1963, M.Maheľ 1967/ a to najmä rozčlenenie krížňanského a chočského príkrovu na čiastkové jednotky, ale významný krok sa dosiahol i v poznaní stavby kryštalinika /A.Klinec 1959, M.Ivanov 1959/. Vynoril sa celý rad problémov, ktoré bolo treba riešiť; pohorie sa stalo prffazlivé pre celý rad špecialistov. Na základe výsledkov ich štúdií sa viackrát prepracúvala geologická mapa v kľúčových oblastiach, čo sa prejavilo ako veľmi pozitívny krok.

Strážovské vrchy sa stali jedným z najdôležitejších pohorí práve vďaka tomu, že sa tu riešil celý komplex geologických problémov:

- štruktúrno-tektonických /M.Maheľ 1978, 1979a, b, 1980, 1982, Š.Kahan et al. 1978, Š.Kahan 1976/,
- paleotektonických a paleogeografických /J.Michalík 1978, J.Michalík-Z.Vašiček 1979, R.Marschalcko-J.Kysela 1980, J.Jablonský 1978, 1980/,
- sedimentologických a petrografických /M.Krivý 1969, 1975, 1981, A.Kullmanová 1976, K.Borza 1978, 1980/,
- biostratigrafických /M.Kochanová-J.Pevný 1976, M.Rakús 1976,

1975, J.Salaj 1959, 1962, J.Salaj-O.Samuel 1966, K.Borza 1971-1981, V.Gašpariková 1978, K.Borza-J.Michalík-Z.Vašíček 1980/.

Strážovské vrchy sa postupne stávali „domovskou“ oblasťou termínov celokarpatského významu, ale i klasickou oblasťou viacerých tektonických jednotiek: manínsky príkrov /D.Andrusov 1938/, strážovský príkrov /D.Andrusov 1936/, beliansky čiastkový príkrov /M.Maheľ 1959/, malomagurská /obalová/ jednotka /M.Maheľ 1963/, zliechovská /M.Maheľ 1961/, bebravská jednotka /M.Maheľ 1979, 1975/, pribradlová zóna, šošovkové pásmo kremenín /M.Maheľ 1967/, nozdrovická štruktúra /J.Michalík - Z.Vašíček 1979/.

Práve tieto výskumy urobili zo Strážovských vrchov v štyridsiatych rokoch ešte geologicky takmer neznámeho, zdanlivo málo významného pohoria, v mnohých smeroch východiskovú oblasť pre novú koncepciu stavby a vývoja Západných Karpát. Nezastupiteľný je jeho význam pri riešení jedného z najdôležitejších okruhov otázok, ktoré sa týkajú vzťahu centrálnych a vonkajších Karpát.

## GEOGRAFICKÁ ČLENITOSŤ

Strážovské vrchy predstavujú jedno z najrozsiahlejších jadrových pohorí Západných Karpát, osobitne pestrej morfolologickej členitosti. Charakterizujú ho štyri celky vyššieho radu a mozaika drobných štruktúrno-morfologických prvkov s viacerými morfológickými poschodiami, pahorkatinami, vrchovinami i oblasťami s hornatým reliéfom s horskými plošinami i rozvinutými krasovými formami /E.Mazúr 1963/.

Zliechovská hornatina, Nitrické vrchy, Trenčianska vrchovina a Malá Magura /E.Mazúr-M.Lukniš 1980/ - každá z týchto geografických jednotiek vykazuje osobitosti hlavných geologických jednotiek. Každá z nich sa člení na morfológické jednotky nižšieho radu.

a/ Hlavnú časť Strážovských vrchov - Zliechovskú hornatinu - buduje rozsiahly krížňanský príkrov, kryhy chočského a strážovského príkrovu, ale i obalová malomagurská jednotka. Pestrosť stavby vytvára podklad pre morfológickú diferenciaciu niekoľkých horských skupín: Strážov /s najvyšším vrchom Strážovom/, Javorinka, Basky, Belianska vrchovina, Kňazín stôl. Mocnejší komplex bridlic s polohami pieskencov poskytol podklad pre formovanie menších vnútorných horských kotlín - zliechovskej, čičmianskej, belianskej a ešte menších, ako je záskalská i mojtnska.

b/ Nitrické vrchy budujú predovšetkým mocné súvislejšie komplexy chočského a strážovského príkrovu. Dominantné postavenie v nich má hor-

ská skupina Rokoša /1010 m/, oddelená na juhu Vestenickou bránou od Drieňovho vrchu /616 m – už mimo rozsahu našej mapy/. Paleogénom vyplnená Kšinianska kotlina oddeľuje skupinu Rokoša od Suchého, ktorý je budovaný kryštalinikom.

c/ Trenčianska vrchovina zaberá západný okraj Strážovských vrchov. Charakteristické pre ňu je vystupovanie manínskeho prŕkrovu v sprievode čelových častí krŕžňanského a chočského prŕkrovu. Zložité tektonické vzťahy vytvorili nevysoký, ale členitý reliéf, geograficky členený na menšie celky: Ostrý, Holázne, Teplická vrchovina, ale i úzke brázdy, ako je porubská a butkovská brázda. Miestami okraje brázd spestrujú skalné brány. Najzaujímavejšie sú tri Štúrove brány v doline Mojťínskeho potoka.

d/ Osobitné morfoštruktúrne postavenie má Malá Magura, mohutnejšie kryštalické jadro, uľaté z juhu šútovským zlomom a oproti Hornonitrianskej kotline malomagurským zlomom.

Morfoštruktúrnou osobitosťou Strážovských vrchov je teda nedostatok jednotnej klenby, ktorá je charakteristická pre ostatné jadrové pohoria Západných Karpát. Súvisí to s rozčlenením kryštalického jadra do dvoch morfológických celkov – menšieho jadra Suchého a morfológicky výraznejšej Malej Magury – oddelených synklinálnym pruhom lemovaným sústavou diviackeho zlomu /M.Maheľ 1948/.

Členitosť kryštalického jadra i morfoštruktúrna členitosť celých Strážovských vrchov je i dôsledkom charakteru neskoropalpínskeho vrásnenia. Nemalo totiž povahu zjednocovateľa, ale naopak spôsobilo ich rozčlenenie do viacerých horských skupín. Dôsledkom toho je i vystupovanie kotlín vyplnených paleogénom len sčasti, na južnom okraji pohoria /pri južnom okraji Malej Magury je Hornonitrianska kotlina/, uprostred pohoria /Kšinianska kotlina v Nitrických vrchoch/ i pri vonkajšom okraji pohoria /Prečfnska a Pružfnská kotlina v severozápadnom cípe Strážovských vrchov/.

Morfológická členitosť Strážovských vrchov sa odráža v hojnosti dolín a potokov nasmerovaných k hlavným dvom tokom – Váhu a Nitre. Dolina Váhu – Strednovážske podolie s kotlinami Ilavskou a Trenčianskou vytvárajú severozápadný okraj Strážovských vrchov. Význačnejšími vážskymi prŕtokmi zo Strážovských vrchov /stretne sa s nimi viackrát v našej práci/ sú: Rajčianka, Domanižanka, Pružinka, Zásalský potok, Mojťínsky potok, Teplička. Dolina Nitry s Hornonitrianskou kotlinou vytvára východný okraj Strážovských vrchov. Význačnejšími prŕtokmi Nitry zo Strážovských vrchov sú potoky: Tužina, Chvojnica, Belanka, Radiša a Bebrava.

Hranicu Strážovských vrchov voči Považskému Inovcu tvorí úzke jast-rabské sedlo, ktoré oddeľuje Trenčiansku kotlinu od Bánovskej pahorkatiny – okrajovej časti Hornonitrianskej kotliny. Cezeň prebieha hlbinný zlom



jastrabiansky, ktorý mal osobitnú úlohu pri veľkých rozdieloch nielen morfoštruktúrnych, ale i rozdieloch v stavbe medzi Strážovskými vrchmi a Považským Inovcom.

Len severovýchodná hranica Strážovských vrchov je morfológicky málo výrazná. Geologické jednotky, nevynímajúc ani východný cíp kryštalickeho jadra Malej Magury, tu bez prerušenia pokračujú do Žiaru, Malej Fatry, Žilinskej kotliny i do Súľovských vrchov. Je to hranica viac konvenčná, kladená do doliny pramennej časti Nitry a do Fačkovského sedla na juhozápadný okraj Rajeckej kotliny a na južný okraj Manínov, z hľadiska geologického neopodstatnená.

## POSTAVENIE STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV V ZÁPADOKARPATSKOM SYSTÉME A ICH GEOLOGICKÉ ČLENENIE

Strážovské vrchy sú jedným z dvanástich jadrových pohorí centrálnych Karpát so všetkými znakmi typickými pre fatransko-tatranské pásmo, ale i s celým radom osobitostí. Na ich stavbe sa teda podieľajú:

- tatrikum s kryštalickým jadrom a obalovou mezozoickou jednotkou malofatranskou,
- kmeňový príkrov krížňanský s odnožovým čiastkovým príkrovom belianskym a s viac-menej samostatným manínskym príkrovom,
- chočský príkrov s čiernovážskou, bielovážskou i bebravskou skupinou,
- strážovský príkrov,
- paleogénne včasné depresie, a to dvojakého typu – centrálnokarpatské a príbradlové,
- neogén zasahuje do pohoria z panví, ktoré vytvárajú jeho západný okraj /ilavská a trenčianska panva/ a východný okraj pohoria /bánovská a hornonitrianska panva/.

Strážovské vrchy sú, ako vidieť, ojedinelým pohorím so všetkými „sub-tatranskými“ príkrovmi; navyše s jednotkami príbradlovej zóny, manínskym príkrovom a príbradlovým paleogénom, ktoré spájajú centrálnu Karpaty s bradlovým pásmom.

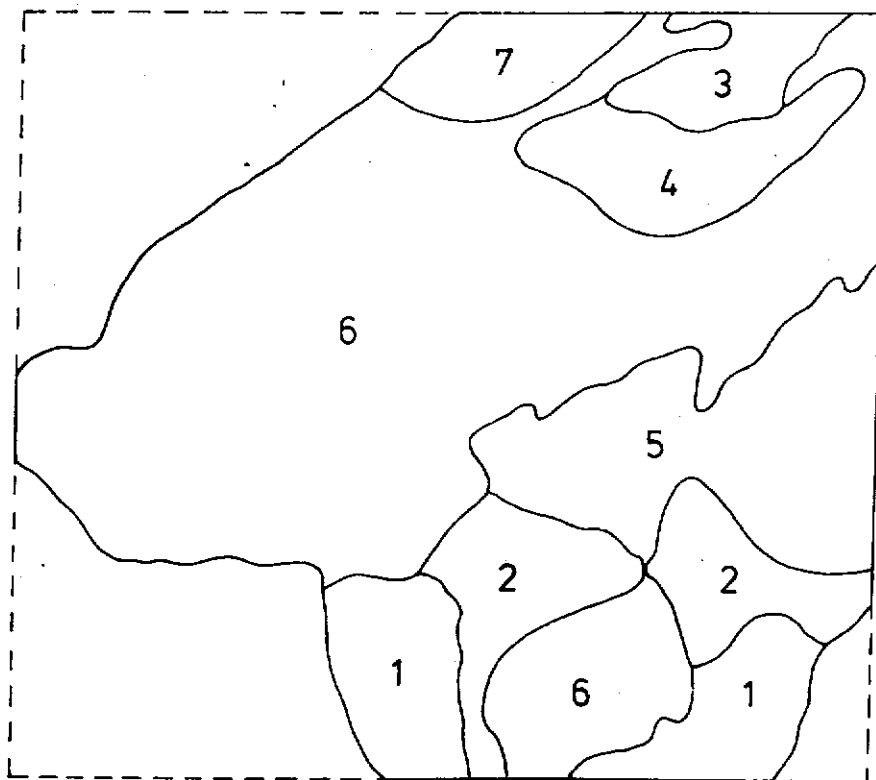
Morfoštruktúrna i štruktúrna hranica Strážovských vrchov voči Považskému Inovcu je ostrá; naopak takmer všetky jednotky malomagurské; krížňanský, chočský a strážovský príkrov s mezozoickými jednotkami Žiaru a juhozápadného cípu Malej Fatry vytvárajú jednotný celok členený kryštalickými jadrami.

Prirodzený doplnok – okraj tejto svojou stavbou jedinečnej oblasti centrálnych Karpát – vytvára príbradlová zóna s manínskym príkrovom i s kot-

linami vyplnenými paleogénom hričovsko-žilinským, ktorá je rozložená pri z. okraji Strážovských vrchov a v Súľovských vrchoch.

Väčšia morfoštruktúrna členitosť Strážovských vrchov a príslušných oblastí /Žiaru, Malej Fatry a Súľovských vrchov/ ako u ostatných jadrových pohorí má svoje príčiny v pestrejšom obsahu, väčšej komplexnosti /prítomnosť jednotiek príbradlovej zóny/, hlavne však vo výraznejšom postihu mezoalpínskym vrásnením /hlavne príbradlovej zóny/, predovšetkým však v zjavných prejavoch povrchnokriedového vrásnenia a vo väčšom podiele zlomov viacerých systémov. Osobitne významná v tejto súvislosti je prítomnosť dvojakého typu a smeru okrajových zlomov, ktoré utvárajú kryštalicke jadro. Dôsledkom toho je rozčlenenie kryštalinika do dvoch morfoštruktúrnych celkov – Suchého a Malej Magury. Kryštalicke dvojjadro je osobitosťou Strážovských vrchov.

#### PREHĽAD MAPOVANIA NA GEOLOGICKEJ MAPE STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV



1. E.Brestenská 1967–1971, 2. P.Gross 1979, 3. P.Gross–R.Marschalko 1963,
4. J.Hanáček–M.Krivý 1971–1974, 5. Š.Kahan 1978, 6. M.Maheľ 1943–1972,
7. J.Salaj 1960–1978, kvartér: I.Vaškovský 1979

# STRATIGRAFIA A LITOLÓGIA

## KRYŠTALINIKUM SUCHÉHO A MALEJ MAGURY

Kryštalinické jadro Strážovských vrchov pozostáva z dvoch morfoštruktúrnych celkov: Suchého a Malej Magury, oddelených sj. zlomom diviac-kým. Genetická jednotnosť oboch častí sa prejavuje zastúpením rovnakých útvarov i rovnakým tektonickým štýlom. Majú pomerne rovnomerné zastúpenie metamorfítov i granitoidov, charakteristické prejavy migmatitizácie, veľkú pestrosť granitoidov a výrazné zastúpenie relatívne mladšieho typu apliticko-pegmatitického granitu a hojnými žilami aplitov a pegmatitov.

Základné črty stavby kryštalinika Suchého a Malej Magury poznáme z konca päťdesiatych rokov z prác M. Ivanova /1957/ a A. Klinca /1958/. Podrobnejší obraz poskytli až práce Š. Kahana a kol. /Š. Kahan et al. 1978, Š. Kahan 1979, 1981, M. Putiš 1979, Š. Kahan-M. Putiš 1980. Charakteristiku jednotlivých členov podávame podľa Š. Kahana /1978/.

### Metamorfity

Základnou zložkou metamorfítov sú biotitické až dvojsľudové pararuly.

V granitoidných horninách vytvárajú až niekoľko km hrubé komplexy, ale i tenšie polohy a restity rôznej veľkosti a tvaru. Časté je striedanie sa pararúl s granitmi z metra na meter pri zachovaní úplne ostrých /„suchých“/ kontaktov bez prejavov migmatitizácie pararúl.

Kremité biotitické pararuly vytvárajú miestami mocné polohy uprostred biotitických pararúl. Vystupujú i ako xenolity v granitoidoch a migmatitoch.

Grafitické ruly vystupujú v biotitických pararulách i v migmatitoch ako vložky – ložné telesá v hrúbke niekoľko dm až m. Sivé, tmavosivé až čierne bridličnaté horniny so striebriстым leskom a hnedastými až

červenkastými zátekmi oxidov Fe vytvárajú na svahoch Železnej doliny /s. od obce Závada/ i hrubšie polohy a predstavujú najslabšie metamorfovanú časť kryštalinika. Nápadne vyšší podiel polôh amfibolitov v nich, rovnako ako nižší stupeň metamorfizmu naznačujú, že by mohli predstavovať mladší komplex ako pararuly /paleozoikum/. Nález organického kerogénu s. od Kšínnej poukazuje na staršie paleozoikum /O.Čorná-L. Kamenický 1976/. Na viacerých miestach vystupujú migmatitizované pararuly.

Amfibolity podľa minerálneho zloženia boli pôvodne horninami čadičovej magmy; živcové čadiče typu „madeira“ /M.Ivanov 1960/. S výnimkou dvoch väčších telies pri Lešňanoch a Chvojnici uprostred pararúl a migmatitov ide len o tenké niekoľko metrov hrubé polohy jemno- a strednozrnných, ojedinele hrubozrnných zelenkastých, sivých až čiernych hornín s viditeľným obsahom ihličiek amfibolitu s tenkými polohami tufického charakteru a bežne svetlými prúžkami ortomateriálu.

### Migmatity

Vystupujú v samostatných pruhoch v hrúbke až niekoľko km, rozložených súhlasne s priebehom pararúl a granitoidných telies. Charakteristická pre nich je pestrosť textúrnych typov a premenlivosť obsahu. Najhojnejšie sú migmatity páskované /stromatitické/ s výrazným obsahom paleosómu, ktoré prechádzajú častejšie do migmatitov s nízkym zastúpením paleosómu, prípadne až s okatou textúrou /oftalmity/ /A.Klinec 1975/.

V oblasti Liešňan stromatitické migmatity postupne prechádzajú do migmatitov nebulitického typu s prevahou granitoidného materiálu a nepravidelnými šmuhami paleosómu. Tieto hlbinné typy migmatitov vystupujú hojnejšie v Malej Magure v dolinách Bystrej, Kamenistej i Chvojnickej /Š.Kahan 1978/.

Málokde v Západných Karpatoch je taký úzky vzťah migmatitov – pararúl a granitoidov ako v Suchom a v Malej Magure, vyjadrený striedaním sa týchto hornín nielen v mocných pruhoch /až niekoľko km/, ale aj v tenkých polohách.

### Granitoidy

Granitoidy budujú značnú časť kryštalického jadra Suchého a Malej Magury. Vyznačujú sa pestrosťou petrografického charakteru i na krátku vzdialenosť, vysokým podielom kyslejších typov, neobvykle veľkým za-

stúpením granitov pegmatitických, prípadne apliticko-pegmatitických. Podradnejšie vystupujú biotitické granodiority, autometamorfované granity až granodiority a biotiticko-amfibolicko-kremenné diority /M.Ivanov 1957, S.Kahan 1978/.

a/ Apliticko-pegmatitové granity – syntetické sú najrozšírenejším typom granitoidných hornín. Budujú rozsiahlejšie samostatné telesá i súvislé pruhy v oboch jadrách. Sú to svetlosivé, sivasté až hnedožlté horniny hrubozrnej, všesmerne zrnitej textúry so sivým až modrosivým mikrokľínom vo výrastliciach, veľkých až niekoľko cm.

b/ Leukokrátne granity sú typické svetlé jemno- až strednozrnné horniny s nápadným červenkastým granátom roztrateným v hornine ako samostatné jedince i ako 1–2 cm hniezda. Kyslejším diferenciátom je leukokrátny aplitický granát, ktorý vystupuje ako okrajová fácia.

c/ Strednozrnné až hrubozrnné granity až granodiority, zväčša biotitické, predstavujú svetlé až svetlosivé horniny so všesmernou textúrou, so slabším stupňom usmernenia biotitu. Vystupujú len podradne sz. od Čavoja a v severnej časti územia. Miestami obsahujú väčšie množstvo K-živcov a muskovitu.

Pestrosť granitoidných hornín zvyšujú nálezy granodioritových porfýritov a ojedinele výskyty kremenných porfýrov. Lokálne ako mladšie pne sa nájdu biotitovo-amfibolické kremenné diority, spravidla hrubozrnné s makroskopicky nápadnými amfibolmi a biotitom.

d/ Biotiticko-amfibolické kremenné diority sú známe z niekoľkých výskytov. Sú to jemno-, stredno- až hrubozrnné, spravidla zelenkasté i sivasté horniny všesmerne zrnité s vysokým podielom /až 34 %/ amfibolitov s plagioklasmi saurizovanými.

e/ Jednotlivé typy granitoidov, ale i migmatitov a pararúl sú prestúpené žilami pegmatitov a aplitov rôznej hrúbky, ktoré presekávajú metamorfity. Miestami sa striedajú v pruhoch s biotitickými pararulami /Čierny vrch/.

f/ Najmladšími členmi kryštalinika je lamprofýr a kremenný porfýr.

Lamprofýr, v podstate kremenný dioritový porfýrit, vystupuje iv. od Okrúhleho vrchu v Suchom. Je to zelenkastá jemnozrnná hornina s všesmerne usporiadanými výrastlicami amfibolov sprevádzaných biotitom a kremeňom.

Kremenný porfýr vystupuje na svahu Belanky pod Pánskym dielom, štruktúrou je to hornina celistvá, svetlozelenkastá, s makroskopicky rozlíšiteľným kremeňom, živcom a úlomkami ultramylonitu, štruktúry porfyrokiasticko-lepidoblastickej.

Osobitosťou kryštalinika Suchého a Malej Magury je veľmi malý rozsah diaforitov, fylonitov a mylonitov. Nájdu sa v zónach priebehu

veľkých zlomových línií, hlavne pri v. obmedzení obidvoch jadier. Pozoruhodná je neprítomnosť svorov a fylitov.

Typ regionálnej metamorfózy podľa minerálneho zloženia zodpovedá fáciiii granátických amfibolitov, a to hlavne silimanitovo-almandínovej subfácie s asociáciou kremeň-plagioklas-biotit-ortoklas-almandín-sillimanit-staurolit. Hojný sillimanit a lokálny výskyt staurolitu poukazujú na obohatenie pôvodného sedimentu o Al. Vek metamorfózy /?/ podľa rádiometrických údajov metódou K/Ar z rúl /z biotitu/ od Cavoja a Poruby je 290–300 mil. r. /J.Kantor 1961/, teda starokarbónsky.

## MALOMAGURSKÁ JEDNOTKA

Bezprostredný obal kryštalinika Suchého a Malej Magury predstavuje „obalová“ tatrinná jednotka, ktorú sme nazvali malomagurská /M. Maheľ 1957/ a podrobnejšie spracovali koncom päťdesiatych rokov /M. Maheľ 1961/.

V poslednom desaťročí boli urobené i podrobnejšie litologicko-petrografické štúdie, a to dr. M.Krivý – strednotriasové členy a dr. M.Polák – celú sekvenciu.

### Trias

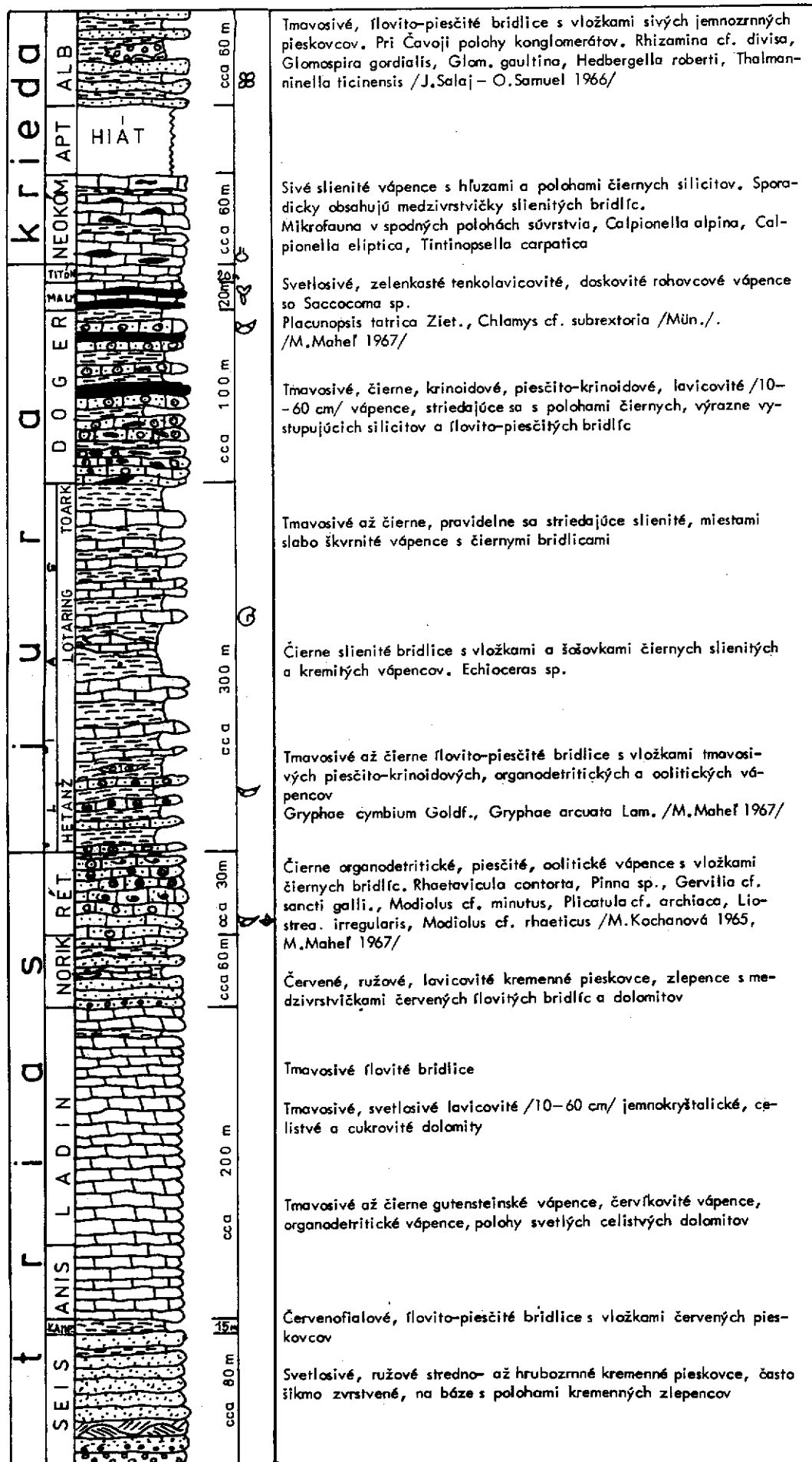
#### Spodnotriasové kremence – lužnianske súvrstvie /qT1 T/

Spodnotriasové kremence predstavujú bazálny člen malomagurskej série /100–150 m/, ktorý bezprostredne leží na kryštaliniku Suchého a Malej Magury. Súvrstvie kremencov tvoria predovšetkým svetlosivé, ružovkasté, sivozelené i hnedasté, miestami i červenofialové kremence; lavičovitité /5–10 cm/. Na báze sú obyčajne hrubozrnné kremence až zlepenice s valúnikmi prevažne z bieleho kremeňa, o veľkosti 5 mm až 5 cm. Smerom do nadložia dochádza k zjemňovaniu materiálu. Podstatnú časť tvoria predovšetkým kremenné pieskovce, podradnejšie sú arkózovité pieskovce, zriedkavo až arkózy a vo vrchnejších častiach súvrstvia sa častejšie objavujú medzivrstvičky pestrých zelených, červených až fialových ílovitých, piesčitých sfudnatých bridlíc.

Kremenné pieskovce majú laminárne textúry a šikmé zvrstvenie, miestami kombinované s gradačným zvrstvením. Nájdú sa i sklzové javy, hlavne útržky červených laminovaných hrubozrnných kremencov a ze-

# Litostratigrafický profil obalovou sériou Malej Magury

ZOSTAVIL M.POLÁK 1975



ných piesčitých flovcov až kremencov i závalky fialových flovcov uprostred zvrstvených hrubozrnných svetlých kremencov.

Pestré pelity – verfénske vrstvy /TIT/

Vytvárajú niekoľko metrov hrubé súvrstvie piesčitých, kremitých i flovitých bridlíc šedých, fialkastých a červených, striedajúcich sa so šedými pieskovicami. V najvyšších horizontoch verfénskych vrstiev sú šošovky slienitých dolomitov a dolomitizovaných rauvakov.

Stredotriasové tmavé vápence – gutensteinské /vT2 T/

Sivé, tmavosivé až čierne celistvé vápence sú miestami lavicovité s hrúbkou lavíc 5–100 cm. Nájdú sa i polohy červíkovitých vápencov laminovaných a dolomitických vápencov. Častejšie sú polohy dolomitických vápencov, ktorých rovnako ako dolomitov a pseudoolitických dolomitických vápencov a vápnitých dolomitov smerom do nadložia pribúda. Vápence sú najčastejšie lavicovité, prevažne mikrosparitické /kryptokryštalické/, čiastočne mikritické /pelitomorfne/ s fragmentmi foraminifer, článkov krinoidov, úlomkami gastropódov, lastúrnikov a ostrakodov s rádioláriami. Mikrofaciálny obraz dokresľujú častejšie intraklasty, prítomnosť oolitov, klasického kremeňa, pelitov, azda i koprolitov, i prítomnosť prúžkovaných textúr a stylolitov.

Na vrchu Svibiny /podľa M. Krivého 1967/ v bazálnej časti vápencového komplexu sú časté brekciovité šedé vápence s vrstvami dolomitických vápencov, miestami výraznou lamináciou. Až nad nimi je asi 17 m hrubá poloha tenkolavicovitých doskovitých tmavošedých červíkovitých vápencov a ružových bunkovitých vápencov. Časté sú červíkovité vápence a vložky organodetrítických vápencov s prítomnosťou klástického kremeňa a slud, ako i náhle zmeny mikrofaciálnych typov.

Stredný, sčasti vrchný trias – dolomity /dT2 T/

Monotónne súvrstvie tmavo- až svetlosivých zrnitých dolomitov, často lavicovitých vo vrchnejších polohách s vložkami doskovitých dolomitov, hrúbka lavíc je 5–60 cm. Nápadná je nepravidelnosť zrnienia hornín, sekundárna pórovitosť, miestami laminácia. Len zriedkavejšie sa nájdú medzi-  
vrstvičky a jemné povlaky flovitých substancií na stykových plochách lavíc. Častejšie v dolomitoch sú brekciovité polohy sčasti azda sedimentárneho, sčasti tektonického charakteru. Nápadná je nepravidelnosť zrnienia, časté sú striedavo až hrubozrnné typy s väčším počtom veľkých kryštálov



dolomitu, vo vrchnejších polohách pelitomorfného typu. Nájdú sa i dolomity výrazne laminované s polohami bituminózných lamín. Mikrofaciálne dolomity vykazujú intraklasty, oolity, pelety, propestatomy, klastický kremeň, prúžkované textúry a mikrostylolity.

Vložky tmavosivých ílovito-piesčitých a slienitých bridlíc naznačujú afinitu k lunzkým vrstvám, nadložné polohy dolomitov sú pravdepodobne vrchnotriasové.

Vrchný trias: pestré bridlice a pieskovce – karpatský keuper /TnT/

Súvrstvie kremencov, kremitých pieskovcov a červenkastých i zelenkastých bridlíc, sčasti dolomitických, s vložkami modrošedých dolomitov a bunkovitých dolomitov vystupuje len na niekoľkých miestach. Podiel hrubších klastík je výraznejší ako u krížňanského príkrovu.

Rét až spodný hetanž: organogénne a oolitické vápence – bridlice /TrT/

Na báze bridličnato-vápencového súvrstvia jury v. od Valaskej Belej, neďaleko od lazú Štrbkovci vystupujú žltohnedé až šedé detritické vápence, oolitické vápence, organodetritické a piesčité vápence, piesčité lavicovité vápence, oolitické vápence s vložkami slieňovcov. Fauna je sčasti rétická /M.Maheľ 1961, M.Kochanová 1961/:

*Modiolus minutus* /Goldfuss/, *Rhaetavicula contorta* /Portlock/, *Placunopsis alpina* /Winkler/, sčasti už hetanžská: *Modiolus cf. simoni* /Terquem/, *Astarte suessi* Rolle, *Protocardia cf. philippiana* /Dunker/, *Cardinia cf. elongata* Dunker, *Patella schmidti* Dunker, *Calcirhynchia plicatissima* /Quenst/.

Jura

Spodný lias – krinoidovo-piesčité bridlice /vJIT/

Tmavošedé vápence, sčasti krinoidové, často piesčité sú najcharakteristickejším členom spodného liasu, sprevádzaným tmavými ílovitými i slienitými bridlicami. Nájdú sa i oolitické vápence a vápnité pieskovce s pomerne pestrým úlomkovým materiálom. Skameneliny /M.Maheľ 1948, M.Kochanová 1966/ dokladajú hetanžský vek spodnej časti tohto súvrstvia: *Gryphaea cymbium* Goldf. a *Gryphaea arcuata* Lam, *Gryphaea cf. gamma-lensis* /Rollier/, *Ch. cf. subbulata* /Münster/, *Pentacrinus cf. tuberculatus* Miller, *Calcirhynchia plicatissima* /Quenst/.

Vyššie polohy súvrstvia zastupujú prevažne tenkolavicovité slienité vá-

pence a bridlice, sčasti fľovito-piesčité. Smerom do nadľožia pribúdajú sľienité bridlice a fľovce.

Stredný a vrchný ľias – sľieňovcové škvornité vápence, tmavé bridlice /J1 T/

Bridľičnaté a tenkodoskovité sľieňovce a tmavošedé vápence i lavice vápencov s článkami krinoidov, ihlicami hľb a ostňami ježoviek predstavuje charakteristický člen „čiernej série“ netypického flekenmerglu s vysokým podielom pelitových zrn a hojnými mikrostylolitmi. Charakteristické sú preň rádioláriuové, spongiové a ostrakódové mikrofacie. Foraminiferové spoločenstvo zastupujú druhy /V. Gašpariková 1976/:

*Ammodiscus* ex gr. *incretus* /Orbigny/, *Involutina* sp., *Trochamminoides* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* /*Lenticulina*/ ex gr. *muensteri* /Roemer/, *Pseudoglandulina* ex gr. *pupoides* /Bornemann/.

Doger-malm – fľovité a sľienité bridlice, piesčito-krinoidové vápence, silicity /J2-3 T/

Mocný doger a spodný malm /do 100 m/ rytmicky sa striedajúcich čiernych krinoidovo-piesčitých, krinoidových vápencov, silicitov a bridľíc a vysoký podiel detritickej zľožky /až 40 %/ s veľkými šupinami muskovitu a s úlomkami starších piesčitých vápencov s výrazným gradáčným zvrstvením je azda najcharakteristickejším členom malomagurskej jednotky. Vápence v spodnejších polohách piesčité sú tmavosivé, od hrubokrinooidových až po pelitomorné, miestami organodetritické, sú husto prerastané polohami čiernych silicitov sprevádzaných medzivrstvičkami čiernych fľovitých bridľíc. Hojnejšie silicitové polohy sú vo vrchnej časti pohoria. Hrubozrnné krinoidové vápence obsahujú i veľké šupiny muskovitu, úlomky kalových vápencov, klastickej prímеси kremeňa a živcov a hojné úlomky krinoidových článkov. Silicity vykazujú prítomnosť ihľíc hľb /až 50 % celkovej zľožky horniny/ a menší podiel rádioláriu.

V najvrchnejšej časti karbonáty vykazujú zjemnenie štruktúry a objavujú sa zelenkasté a červenkasté lavicovité vápence s množstvom kalcifikovaných rádioláriu. Prítomnosť bivalvií /z. od Valaskej Beľej/ *Placunopsis tatrca* Zitt., *Chlamys* cf. *subtextoria* /Münst./ poukazuje na spodný malm.

## Krieda

Titón – valangín – slienité vápence s rohovcami /Kn T/

Šedé doskovité vápence s výraznou bielošedou patinou svojím charakterom sú v podstate rovnaké ako v iných tatrídnych jednotkách fatranského typu. Majú však malú hrúbku /do 20 m, zriedka až 50 m/ a malé stratigrafické rozpätie.

Spodné polohy biomikritov kalpionelidnorádiolárievej mikrofácie sú titónske s *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadish., *Crasicollaria parvula* Reman, *Globochaete alpina* Lombard. Vrchné polohy s hojnejšími hľuzami čiernych rohovcov a s medzivrstvičkami tmavých slienitých bridlíc sú beriansko-valanžské s *Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinopsella carpatica* Murg, et Filip., *Calpionellopsis* sp.

Mikrofaciálne sú tieto vrchné časti súvrstvia bohatšie na rádiolárie a majú hojnejšie polohy bohaté na krinoidový detrit. Nedostatok vrchnejších členov spodnej kriedy spájame s dlhšie trvajúcim hiátom /M.Maheľ 1961/.

Alb – slieňovce a pieskovce /K2 T/

Flyšoidné súvrstvie slienitých bridlíc s polohami siltovcov, vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov predstavuje najmladší člen malomagurskej jednotky. K jeho charakteristikám patrí prítomnosť zlepencov a pomerne široké stratigrafické rozpätie. Zvlášť pestré sú zlepence od Čavoja /M.Maheľ 1961/ s valúnmi kremencov, vápencov, dolomitov, silicitov, kremitých pieskovcov, piesčito-krinoidových vápencov, nanokónových a kalpionelových vápencov i vápencov s *Calpionellopsis simplex*. V menšej miere sa nájdu i valúny žúl aplitov, rúl i diabázových hornín. Popri zozname hornín, ktoré by mohli pochádzať z malomagurskej jednotky, prípadne z podložného kryštalinika, nájdu sa i valúny „exotického“ pôvodu. K takým treba rátať /M.Mišík et al. 1981/ valúny vetersteinských vápencov a barémsko-aptských vápencov s orbitolínami /určil E.Köhler/ *Palorbitolina lenticularis* /Blum/, *Iraquia* aff. *simplex*. Tieto rovnako ako metagrauvaky a azda i intermediárne vulkanity poukazujú na pôvod z exotickéj kordiléry.

Spodnejšie polohy flyšoidného súvrstvia s prevahou tmavých bridlíc vykazujú mikrofaunu spodného albu: *Textularia foeda* Reuss, *Arenobolivina preslii* /Reuss/, *Haplophragmoides nonioninoides* /Reuss/, *Lenticulina* /*Lenticulina*/ ex gr. *muensteri* /Roemer/, *Gavelinella intermedia* Berhelin.

Vrchné polohy súvrstvia z viacerých miest vykazujú: *Thalmaninella ticinensis* a *Hedbergella roberti* /Gandolfi/, ako i nanokóny, ktoré bližšie identifikujú spodnú časť vrchného albu – zóna *Podorhabdus albianus* Hill /V. Gašpariková 1978/.

## KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Sotva sa nájde v Západných Karpatoch iné pohorie, kde by krížňanský príkrov poskytoval toľko takých dôležitých údajov ako v Strážovských vrchoch, a to vďaka pestrosti obsahu, zložitosti stavby, rozsahu /pri pomerne dobrej odkrytosti/, ale i vďaka preštudovanosti.

Základovú časť príkrovu budujú triasové členy, typove jednotné v celom jeho rozsahu so sledom:

### Trias

Spodný trias – kremence; lúžnianske súvrstvie /Ts K/

Kremence v hrúbke 20–30 m, rôznej zrnitosti, v spodnejších polohách obsahujú zlepenčové polohy s prevahou valúnov kremeňa, vo vrchnejších polohách vložky pestrých bridlíc.

Spodný trias – pestré bridlice, piesčité bridlice /Tc K/ bunkovité vápence

Do 20 m hrubé súvrstvie tvoria pestré bridlice červené i zelenkasté, sčasti piesčité a dolomitické, vo vrchnejších polohách tenkodaskovité slienité vápence, jemnobunkovité hrdzavonavetrané dolomity.

Anis – tmavé vápence gutensteinské /Ta K/

Tmavašedé i šedé pelitomorfné mikritické, prestúpené sieťou bielych kalcitických žiliek, často hrubolavicovité vápence. Zriedka mikrosparity bohaté na stylolity /M. Krivý 1971/. Vo vyšších polohách sú vápence slienitejšie, šedožltých, šedozelených a ružovkastých odtieňov. Ako vložky sa nájdú i kavernózne a ílovité vápence, slieňovce, dolomitické vápence a vápnité dolomity.

## Stredný a vrchný trias – dolomity /dT2-3K/

Sedé dolomity pelmikritické a intramikritické sú masívne, vo vrchnejších polohách často lavicovité až doskovité. Ako vložky v nich sú slienité až dolomitické slieňovce. V dolomitoch sú hojné reliktné štruktúry: peletová, pseudoolitická, intraklastová, rovnako ako pestrá paleta foriem submikroskopických substancií.

Vo vyšších polohách dolomity majú tenké /6–7 cm/ doštičky ílovitých dolomitov a čiernych bituminózných bridlíc.

## Vrchný ladin – podhradské vápence /TIK/

V nadloží dolomitov pod keuprom vystupujú tmavošedé lavicovité celistvé vápence /10–20 m/ sojedinými drobnými hľuzami čiernych rohovcov, s vložkami lumachel zo spodnokarnických lastúrnikov: *Chlamys aff. decorata* /Klipst./ a *Avicula cf. cassiana* /Bittn./.

## Spodný karn – prevažne bridlice, siltovce, lunzské vrstvy /TkK/

Lunzské vrstvy – tmavé bridlice s vložkami pieskovcov vystupujú bezprostredne na hranici dolomitov a keupru, častejšie však v 10–30 m hrubých polohách vo vrchnej časti dolomitového komplexu.

Pri Čiernej Lehote lunzské vrstvy predstavuje 8 vložiek /5–20 cm hrubých/ tmavošedých ílovitých a piesčitých bridlíc uprostred dolomitov.

## Vrchný karn – norik – spodný rét: pestré bridlice, polohy dolomitov a pieskovcov – karpatský keuper /TnK/

Predstavuje až 300 m hrubé súvrstvie tehlovočervených i červenohnedých a šedozelených ílovcov, pieskovcov i slienitých bridlíc. Zvlášť charakteristické sú polohy doskovitých svetlosivých dolomitov, často špinavo-bielych.

Zlepence, prevažne kremité sú svetlošedé, zložené hlavne z úlomkov kremeňa, kremencov, šedozelených bridlíc, sericitizovaných a kaolinizovaných plagioklazov a draselných živcov, zriedka i muskovitu.

Karbonatické horniny zastupujú hlavne dolomitické ílovce a ílovité dolomity s prechodmi do siltovcov, ílovcov a ílovitých bridlíc.

Nábehy k rytmičnosti sú zrejme prejavom kolísania v širšej oblasti sedimentačného priestoru. Časté je i šikmé zvlnenie, krížové a gradačné zvrstvenie. Nájdú sa i rôzne druhy čerín a nerovností na vrstevných plochách /V. Ďurovič 1973/. Uvedené štruktúrne znaky poukazujú na vznik

vo vodnom prostredí s výraznou rytmickou sedimentáciou. Vo vrchnej časti v súvrství fialovosivých ílovcov s dolomitovými vložkami sa našli stopy vysýchania a rozmyvov /v záreze cesty Zliechov – Čičmany; J. Michalík et al. 1980/.

Rét – fatranské vrstvy; šedé vápence, lumachelové a organogénne vápence, bridlice /TrK/

Tmavošedé až čierne vápence, lumachelové vápence a bridlice. Rozloženie jednotlivých členov súvrstvia je nepravidelné. J. Michalík /1973/ v Strážovských vrchoch odlíšil dva typy vývoja: strážovský a malomagurský.

Strážovský typ má hojné detritické krinoidové vápence, lumachelové vápence a slienité vápence, tmavé detritické brachiopódové vápence; vo vyšších polohách pelitické vápence s gradačným zvrstvením a s polohami slieňov, korálných vápencov.

Malomagurský typ má menej slienitých a ílovitých sedimentov, väčší podiel korálných vápencov a detritických vápencov. Zvlášť hojné sú brachiopódové vápence s *Rhaetina gregaria*, krinoidové vápence a vápence oolitické.

Zvlášť charakteristické pre toto súvrstvie sú oolitické a lumachelové vápence. Miestami sa nájdu hematiticko-chamositické ooidy. Ako vložky podradne vystupujú dolomitické lavice.

V Strážovských vrchoch je celý rad priam klasických lokalít lastúrnikovej fauny spracovanej M. Kochanovou /1961/: Kozí vrch, Hfřeška, Škrápsková dolina, Môcikovci, Pod Čiernym vrchom. Najčastejšie sú druhy: *Nuculana deffneri* /Opeľ/, *Modiolus minutus* /Goldfuss/, *Rhaetavicula contorta* /Portlock/, *Gervillia praecursor* /Quenstedt/, *Chlamys valoniensis* /Defrance/, *Chlamys winkleri* /Stoppani/, *Chlamys cf. mayeni* /Winkler/, *Atreta intusstriata* /Emmrich/, *Lopha haidingeriana* /Emmrich/, *Placunopsis alpina* /Winkler/, *Lyriomorpha inflata* /Emmrich/, *Paleocardita austriaca* /Hauer/, *Paleocardita minuta* /Stoppani/, *Paleocardita clacina* /Quenstedt/.

Z tmavých bridlíc z lokality Hfřeška pri Valaskej Belej zistila P. Snopková tri-létne spóry výtrusných rastlín, niektoré typické pre rét: *Perinosporites thuringiacus* E. Schulz, *Microreticulatisporites fuscus* Nilson, *Circulina meyeriana* /Leschik/ Klaus, *Aratrisporites cf. fibramiatus* /Klaus/ Müdler.

Väčšia časť spór má širšie stratigrafické rozpätie, rét – lias, hlavne: *Dictiophyllites mortoni* /Jersey/, *Laevigatosporites vulgaris* lbr. f. major Losse, *Eucomiidites cf. troedsonii* Erdman, *Contignisporites problematicus* /Couper/ Döring, *Conca-*

*visporites tumidus* G.Playford, *Converrucosporites cameroni* /De Jersey/ Playf. et Dett, *Carnisporites leviornatus* /Levet-Carette/ Morbey.

Mladšie členy krížňanského príkrovu /jury a spodnej kriedy/ vytvárajú paleotektonickým charakterom odlišné sekvencie – série: hlbokovodnú trógovú – zliechovskú, plytkovodnejšiu prahovú – beliansku.

Zliechovská séria buduje kmeňovú časť príkrovu /krížňanský príkrov s.s./ belianska lokálny čiastkový príkrov /M.Maheľ 1961/.

## Zliechovská jednotka

Zliechovská jednotka vrátane podložných triasových členov buduje podstatnú časť krížňanského príkrovu. Jej charakteristickým znakom je prevažne hlbokovodný charakter väčšiny členov. Ich sled je štandardný, nielen v Strážovských vrchoch, ale v celých Západných Karpatoch /M.Maheľ 1961/.

## Jura

Spodný lias – bridlice, vápence, vápnité pieskovce –  
– /bJIK/

Jura sa začína asi 100 m hrubým súvrstvom, zloženým z piesčito-krioidových vápencov, vápnitých pieskovcov a z bridlíc. V bazálnej časti v ceste Zliechov – Čičmany sa našli ílovce s červeno sfarbenou polohou s piesčitými laminami /ekvivalent bazálnych klastík v zmysle Gaździckého et al. 1979/.

Laminácia, šikmé zvrstvenie, hojné úlomky hruboschránkových bivalvií /hlavne gryfeí/ ukazujú spolu s oolitmi sčasti na litorálne prostredie a variabilné paleoprúdy.

Skameneliny sa našli na viacerých miestach /K.Kulcsár 1914; Gy.Vigh 1917; M.Maheľ 1946, 1961/. Príslušnosť k najspodnejšiemu liasu, hetanžu, preukazujú bivalvie: *Plicatula spinosa* Sow., *Plicatula* /*Plicatula*/ *hettangiensis* /Terq./, *Chlamys thiollierei* /Mart./, *Liostrea hissinghi*.

Bohatá fauna obsahuje i hetanžské amonity: *Arietites* /*Amioceras*/ *semicostatum* Joung-Bird, *Arietites geometricus* Oppel, *Arietites falcarius* Quenst, *Phylloceras partschi* Stur, *Schlotheimia* sp., *Alsatites viskupi* Rakús, *Alsatites* aff. *galbergensis* Lange, *Saxoceras* cf. *costatum* Lange, *Waehneroceras* /*curviceras*/ cf. *elongatum* /Lange/, /M.Rakús 1973/.

Zvlášť bohatá je lokalita na Kozom vrchu s. od Valaskej Belej a na prifašlom

v. svahu. Sivé piesčité krinoidové vápence i bridličnaté slienité vápence obsahujú typickú hetanzskú faunu lastúrnikov, odlišnú od rétskeho spoločenstva /M. Kochanová 1961/: *Pinna semistriata* Terq., *Entolium calvum* /Goldf./, *Entolium hehli* /d'Orb./, *Chlamys subulata* /Münst./, *Chlamys valoniensis* /Deffr./, *Chlamys cf. securis* /Dumort./, *Chlamys /Aequipecten/ falgeri* /Mer./, *Chlamys /Aequipecten/ thiollierei* /Martin/, *Plagiostoma giganteum* /Sow./, *Plagiostoma compressum* /Terq./, *Plagiostoma punctatum* /Sow./, *Plicatula /Plicatula/ hettangiensis* /Terq./, *Lio-strea irregularis rugata* /Quenst./, *Ostrea multicostata* Münst., *Cardinia crassiuscula minor* /Trauth./, *Mactromya cf. hesione* /d'Orb./, *Pholadomya deshayesi* Chap.-Dew.

Vyšší lias – škvornité sliene a vápence, „fleckenmergel“ /J1 K/

Škvornité slienité vápence a sliene až 250 m mocné. Vápence a slieňovce sú výrazne lavicovité, slieňovce sú miestami tmavšie.

Typický, až 250 m hrubý člen zliechovskej sekvencie, charakteristický striedaním sa tmavošedých slienitých vápencov, je pomerne hlbokovodný, panvový.

Vápence sú v podstate biomikrity s obsahom kalcifikovaných ihlíc, spongií, detritu, článkov krinoidov, foraminifer *Fronicularia* a *Vidalina*, ostrakódov a ostňov ježoviek /i úlomkov bivalvií/. Stratigraficky bolo preukázané amonitmi rozpätie súvrstvia od sinemuru po álen.

Bohaté lokality sú v západnej časti pohoria pri Čičmanoch, ale i pri Dubnici so stratigrafickým rozpätím sinemúr až domér /M. Rakús 1967/: *Arietites caesar* /Reynés/, *Arietites bucklandi* /Sow./, *Metophioceras conybeari* /Sow./, *Vermiceras spiratissimum* /Quenstedt/, *Microderoceras keindli* /Emmr./, *Echiceras raricostatum* Zieten, *Echiceras raricostatum quenstedti* /Schafh./, *Oxynoticeras oxynotum* /Quenstedt/, *Partschiceras monestieri* /Beistr./, *Vermiceras nodotianum* /d'Orb./, *Asteroceras stellare* /Sow./, *Platyleuroceras brevispina* /Sow./, *Acanthopleuroceras* sp., *Prodactylioceras davoei* /Sow./, *Protogrammoceras cf. celebratum* Fuc., *Arietoceras cf. algovianum* /Oppel/, *Aegoceras capricornum* /Zieten/, *Amaltheus margaritatus* de Montfort.

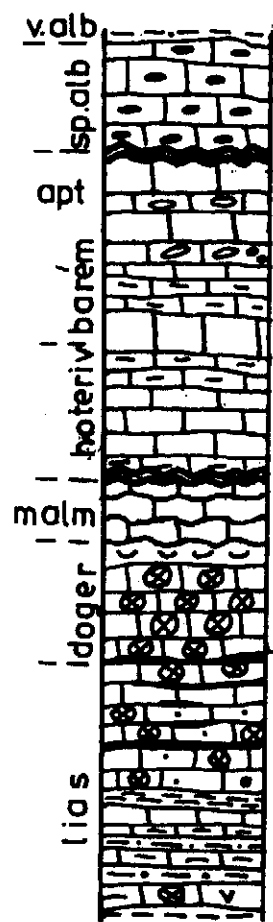
V oblasti Zliechova sa našli v. od vrchu Vysoká pliensbašské formy: *Uptonia jamesoni* /Sow./, jv. od Javoriniek pri Zliechove toarská forma *Dumortieria levesquei* /d'Orb./, ale i amonity áleny /na tejto lokalite/: *Pleydelia paucicostata* /Buck./, *Ludwigia murchisonae* /Sow./, *Leioceras opalinum* /Rienecke/.

Bohaté lokality sú i s. od Valaskej Belej, pri Pefovke, pri ceste Zliechov – Gápel, v okolí Dubnice a Trenčianskych Teplíc. V okolí Dubnice fleckenmergel pripomína svojím charakterom vápence typu biancone. V takomto type na vrchu Dubovec pri Trenčianskej Teplej sa našlo bohaté spoločenstvo amonitov pliensbachu až doméru: *Partschiceras cf. anonymum* /Hass/, *Lytoceras cf. fimbriatum* /Sow./, *Prodactylioceras davoei* /Sow./, *Androgynoceras cf. capricornum* /Schlotheim/, *Androgynoceras maculatum* /Young-Bord/, *Oistoceras figulinum* /Simpson/, *Protogrammoceras celebratum* /Fucini/, *Arietoceras cf. algovianum* /Oppel/, *Amaltheus margaritatus* de Montfort.

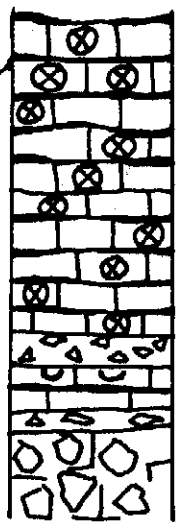


LITOLOGICKÉ PROFILY KRÍŽŇANSKÝM PRÍKROVOM  
/podľa A.Kullmanovej, sčasti K.Borzu/

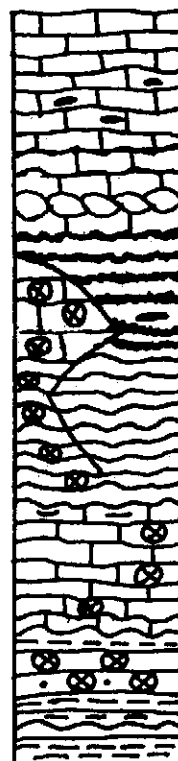
a/ belianska jednotka, b/ šupina Kremenfn, c/ prechodný typ, d/ zliechovský typ



a



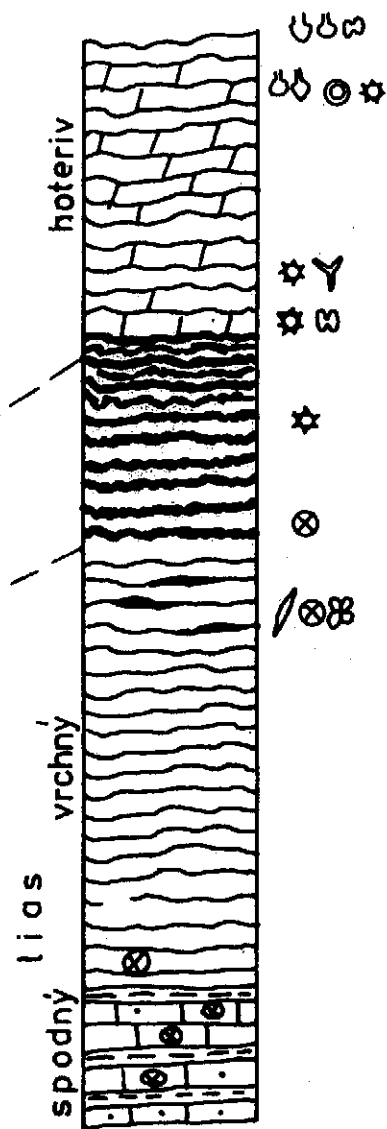
b



c

titón  
malm

doger



d

Pestřejší vývin má miestami vrchný lias v zastúpení kremitým flekenmerglom s bohatou spongiovou mikrofáciou /pri Valaskej Belej, 10–15 m/, červenohnedými hľuznatými vápencami sčasti hematizovanými a červenými slienitými belemnitovými vápencami *Dactylioceras* /*Peronoceras* sp./, v hrúbke niekoľko metrov /Škripová dolina, Strážovce/. V južnej časti pohoria /pri Ježkovej Vsi/ pestré vápence, sčasti slienité, sa začínajú objavovať už v doméri s.s. s amonitom *Arietoceras algovianum* /Oppel/, postupne vystriedané hľuznatými vápencami toarku s *Grammoceras thourcense* /d'Orb./.

Doger – rádiolarity a rádioláριοvé vápence – /J2 K/

Súvrstvie tenkých lavicovitých až doskovitých šedých kremitých rádioláριοvých vápencov a rádiolaritov, často rytmicky sa striedajúcich s medzi vrstvičkami /3–4 cm/ bridlíc. Hrúbka lavíc /10–15 cm/ vo vertikálnom a horizontálnom smere sa nemení na veľké vzdialenosti. Sú to biomikrity rádioláριοvej mikrofácie s rádioláriami, zriedkavejšie s kalcifikovanými ihlicami hubiek.

Malm – červené vápence a rádiolarity – /J2–3 K, raJ3 K/

Doskovité rádioláριοvé vápence a rádiolarity sa striedajú s červenými slieňovcami a šlovcami. Sú to typické hlbokovodné sedimenty s prevahou rádiolarit, s podradnejším zastúpením ihlic húb a krinoidových článkov.

Vrchnejšie časti súvrstvia zastupujú červené bridličnaté vápence s hľuzami červených silicítov. Popri rádioláriách obsahujú sakokámy a početné aptychy. Vo vyšších polohách sa nájdu i ružové a červené hľuznaté vápence s *Cadosina parvula* /Nagy/, *Cadosina malmica* /Borza/, *Cadosina carpathica* /Borza/. V minimálnom množstve sa nájde /asi 1 %/ i klastický kremeň siltovej frakcie. Červenkasté tenkovrstevné slienité vápence aptychové a sakokómové sú miestami slabo krinoidové s hojnými rádioláriami. Prítomnosť *Stomiosphaera moluccana* Wanner /14 %/, *Cadosina lepidosa* Vogler /14 %/ a *Cadosina malmica*, *C. fibrata* poukazuje na kimmeridžský vek /K.Borza 1982/.

Miestami červené slienité vápence siahajú do spodného titónu, doloženého spoločnosťou *Lamellaptychus beyrichi* /Oppel/, *Punctaptychus punctatus punctatus* /Voltz/, *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* Lombard, *Parastomiosphaera malmica* /Borza/, *Colomisphaera minutissima* /Colom/, *C. carpathica* /Borza/ a *Cadosina cf. fusca* Wanner /K.Borza et al. 1979/.

## Krieda

Titón – apt – slienité vápence a slieňovce – /KnK, JtK/

Predstavujú hrubý komplex s prevahou šedých, slabo slienitých vápencov a slieňovcov stratigrafického rozpätia vrchný titón až spodný apt. V detaile je však oveľa pestrejší so zmenami v horizontálnom i vo vertikálnom smere. Faunisticky je pomerne bohatý a vďaka biostratigrafickej a litologickej prepracovanosti viacerých profilov /M.Mahel 1961, K.Borza – J.Michalík – Z.Vašíček 1979, J.Michalík – Z.Vašíček 1979, K.Borza et al. 1980, Z.Vašíček – J.Michalík 1981, V.Gašpariková 1980/ jednotlivé útvary sú bližšie známe.

a/ Vrchný titón – berias: zastupujú kalpionelové vápence – biomikrity typu biancone s.l. prevažne svetlosivé, zriedkavejšie červenkasté, s hladkým lastúrnatým lomom, dokonale vrstevnaté /30–40 cm/ s medzivrstvičkami slienitých bridlíc /30–50 m/. Miestami najvrchnejšiu časť titónu a beriasu zastupujú hrubolavicovité, celistvé vápence /až 20 m/.

Pre vrchný titón a spodný berias sú charakteristické kalpionely: *Crassicollaria intermedia* /Durand Delga/, *Crassicollaria brevis* Remane a prvé malé formy *Tintinopsella carpatica* /Murgeanu – Filipescu/ a *Calpionella alpina* Lorent, *Calpionella elliptica* Cadisch. Vrchnoberiaský vek dokladajú kalpionely zóny *Calpionellopsis*: *Calpionellopsis simplex* /Colam/, *Calpionellopsis oblonga* /Cadisch./. Z makrofauny zvlášť charakteristické sú aptychy: *Lamellaptychus beyrichi*, *Punctaptychus punctatus punctatus*, *Lamellaptychus submortilletti retroflectus*.

Pre berias – vrchný titón sú charakteristické aptychy a amonity: *Lamellaptychus mortilletti noricus*, *Lamellaptychus studeri studeri*, *Lamellaptychus mortilletti mortilletti* a *Lamellaptychus noricus* /K.Borza – Z.Vašíček – J.Michalík 1979/. Beriaský /šťasti valanginský vek/ potvrdzujú i amonity /M.Mahel 1961/: *Beriasella pontica* Ret., *Berriasella cf. calisto* /d'Orb./, *Berriasella andrusowi* Ret., *Neocomites ex gr. occitanicus* Pict., *Lytoceras cf. sutile*.

b/ Valangin má prevahu slieňovcov, šťastí bridličnatých a slienitých vápencov. Častejšie sú polohy nevýrazne škvrnitých vápencov a súvrstvie je tmavšie. Uprostred mikritickej základnej hmoty sa nájdu zrnká pyritu, sporá prímes kremeňa siltovej veľkosti, zrnká glaukonitu, zhluky fosfátového minerálu a zrnká autigénneho dolomitu. Bioturbácia sedimentov bola nedokonalá, obmedzená len na niektoré horizonty. Pre najsevernejší vývin nozdrovický sú charakteristické brekciovitité vápence a brekcie, tzv. nozdrovická brekcia /K.Borza – V.Gašpariková – J.Michalík – Z.Vašíček 1980/; zložené z úlomkov vápencov /aj spodnotitónskych/. Skladba

z podložných vápencov poukazuje na vznik submarinnou eróziou z mierne vyvýšených oblastí dna panvy.

Výskyty polôh gravelových vápencov a brekciovitých vápencov /Strážovce/ i s úlomkami vápencov zo spodnejších polôh beriasu /pri Nozdroviciach/, poukazujú na miestne prejavy zvýšenej dynamiky sedimentačného prostredia /J.Michalík-Z.Vašíček 1979/ v spodnom valangine.

Z kalpionel najcharakteristickejšie pre valangin /K.Borza 1982/ sú: *Calpionellites darderi* /Colom/, *Calpionellites caravacaensis* Allemann a sprievodné spoločenstvo, ktoré tvoria: *Tintinopsella carpathica* /Murgeanu et Filipescu/, *Tintinopsella longa* /Colom/.

Mikritové vápence valanginu obsahujú i vápnitý nanoplanktón, reprezentovaný hlavne silne rekryštalizovaným spoločenstvom /V.Gašpariková in K.Borza et al., 1980/ *Ellipsagelosphaera britannica* /Stradner/ Perch-Nielsen.

Z foraminifer /J.Salaj 1961/ pre valangin sú charakteristické: *Conorbis hoferi* /Bartenstein-Brand/, *Conorbis valendisensis* Bartenstein-Brand.

Amonitmi je preukázaný valanginský vek súvrstvia /svah sútesky Kožecké Rovné - Zliechov; M.Eristavi 1961/.

c/ Hauteriv sa horninovou skladbou výraznejšie nelíši od predchádzajúcich útvarov neokómu. Miestami vápence obsahujú hľuzy sivých rohovcov /Mojtínska cesta, Strážovce/. Nájdú sa i polohy laminovaných vápencov s laminami bohatými na organogénnu drvinu. Na Strážovci /v záreze novej cesty/ v spodnom hauterive je zjavná rytmičnosť a gradačné zvrstvenie, pričom charakteristickým členom turbiditov sú i rohovcové vápence /K.Borza et al. 1980/.

Hauteriv je faunisticky najbohatším členom neokómskeho súvrstvia. Slabo slienité, miestami škvrnité vápence, biomikrity, sa vyznačujú hojnejšou prítomnosťou nanoplanktónu, kalcifikovaných rádiolárií, vzrastajúcim významom foraminifer. Kalpionely prestávajú byť dôležité.

Spodný hauteriv dokladajú amonity /M.Eristavi 1961, M.Mahef 1961, J.Michalík-Z.Vašíček 1979/: *Olcostephanus* cf. *astierianus* /d'Orb./, *Olcostephanus* cf. *geubhardti* Kil., *Olcostephanus* ex gr. *psilostoma* N. et Uhí., *Rogersites atherstoni* Scharp., *Bochianites oasteri*, *Bochianites neocomiensis*, *Neocomites* /*Teschenites*/ cf. *teschenensis*, *Haploceras* /*Neolissoceras*/ *grassianum*, *Spitidiscus* cf. *inflatus*, *Crioceratites* /*C.*/ *nolani*, *Pseudobelus brevis*.

Vrchný hauteriv: *Duvalia dilatata*, *Crioceratites* /*C.*/ *quendstedti*, *Crioceratites* /*C.*/ *majoricensis*, *Partschiceras* cf. *infundibulum*, *Lamellaptychus angulicostatus longus* Trauth.

Z foraminifer sú zvlášť charakteristické /J.Salaj 1963/: *Haplophragmoides nonionoides* /Reuss/, *Lingulina semiornata* Bartenstein et Brand, *Epistomina caracolla* Roemer. Z nanoplanktónu /V.Gašpariková 1978/: *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftal-*

rempti Grün, *Mikrotaurus chiasmus* /Worsley/ Grün, *Podarhabdus ex gr. dietzmanni* /Reinhardt/.

d/ Barém zastupujú tenkodoskovité až tenkolavicovité celistvé, často slienité, vo viacerých polohách škvornité vápence. Častejšie sú vložky slienitých bridlíc, obyčajne tmavších a slienov s náznakmi turbiditov. Niektoré polohy vápencov naznačujú gradačné zvrstvenie. Celistvé vápence pripomínajú typ majolica. Nájdú sa i vložky tmavosivých organodetrítických vápencov so zhlukmi pyritu a piesčito-tufitické vápence s pyritom a aleuriticko-tufitické polohy. Rohovce vo vápencoch sú ojedinelé. Vcelku barém predstavuje obdobie výraznejšieho prehĺbenia /J. Michalík - Z. Vašíček 1979/.

Mikroskopicky vápence predstavujú zväčša biomikrity a horninotvornými nanokónmi, hojnými ostrakódmi a foraminiferami hlavne rodov *Hedbergella*, *Spirillina*, *Lenticulina*. Rádiolárie sú hojnejšie len v niektorých horizontoch. Zvlášť charakteristické, a to pre vyšší barém sú:

*Anomalina* /*Gavelinella*/ *sigmaicostata barremiana* /*Betternstaedt*/, *Claviedbergella subcretacea* /*Tappan*/ a *Hedbergella trocoidea* /*Gandolfi*/, z nanoplanktónu *Ellipsagelosphaera keftalrempti* Grün a rody *Zygoolithus* a *Parhabdolithus* /V. Gašpariková - in K. Barza et al. 1980/.

Barémsky vek preukazuje amonitová fauna zastúpená prevažne barremitmi; v spodnom baréme *Karsteniceras* a vo vrchnom *Silesites*. Pomerne časté sú i belemnity a ostne ježoviek.

Zo spodného barému pochádzajú /J. Michalík - Z. Vašíček 1979/: *Barremites ex gr. difficilis* /d'Orb./, *Hamulinites cf. parvulus*, *Karsteniceras beyrichi*, *Anahamulina sp.*, *Partschiceras infundibulum*, *Eulytoceras phestum*.

Z vrchnobarémnych amonitov sa uvádzajú /Z. Vašíček - J. Michalík 1981/: *Costidiscus recticostatus*, *Barremites ex gr. psilotatus*, *Silesites seranonis*, *Eulytoceras phestum*, *Barremites ex gr. difficilis*. Len zriedkavejšie sa nájdú úlomky schránok bivalvií.

e/ Apt predstavuje súvrstvie tmavosivých slienov a slienitých bridlíc s polohami /1-2 m/ lavicovitých /lavice 5-70 cm/ sivých organodetrítických vápencov. Vápence sú jemno- i hrubozrnnéjšie, sčasti piesčité, často tvorené intraklastmi vápencov a bioklastmi s úlomkami článkov krioidov, orbitáln /kónického vzhľadu/, úlomkov lastúrníkov, belemnitov a ostňov ježoviek, rias, ostrakódov a serpulí, zrnkami glaukonitu a klasického kremeňa /s dorastaním/. Nájdú sa i brekciovitité vápence. Hojné

foraminifery zastupujú hlavne drobné hedbergely, bentózne formy nodosá-riového a anomalinového typu. Z kalpionel sa ojedinele vyskytujú formy /K.Borza—in Z.Vašíček et al. 1983/: *Pracolomiella trejoi* Borza, *Colomiella bonetti* Borza.

Stratigrafický význam majú orbitolínny. Príznačné sú *Ostrea* a veľké gastropódy, zrejme indikátory splytčenia. Podstatnú časť vrchného aptu budujú tmavé bridlice, ktoré obstarávajú prechod do albu. Z foraminifer značný význam má *Anomalina* /G./ aff. *agalarova* Vassilenko. Stratigrafický význam majú kalpionely: *Colomiella mexicana* a *Colomiella recta*.

V apte sú častejšie polohy vulkanogénnych klastík, ale i 10–20 m hrubé šošovky zelenosivých zvetraných tufitov s úlomkami báziických vulkanitov /Štepnice v Kašeckej doline/. Uprostred tufitov sú bloky škvrnitých vápencov /hauteriv–barém/. Pod Mráznicou augitické horniny prerážajú komínovite ako malé telieska barémske súvrstvie /K.Borza et al. 1979/.

Spodný alb – rohovcové vápence /vK2K/

Vo vyšších častiach bridličnatého súvrstvia sa nájdu polohy lavicovitých až doskovitých tmavošedých až čiernych silicitických vápencov. Vykazujú spodnoalbský vek, doložený: *Colomiella recta* Bonet, *Calpionelopsis maldonadoi* Trejo, ale i amonitmi a ježovkami. Organodetritické vápence s exogýrami sú charakteristické pre okrajovú časť príkrovu, susediacu s butkovským bradlom /J.Michalík–Z.Vašíček 1979/. Hojnejšie sú hlavne v nozdrovickej čelovej šupine krížňanského príkrovu. Spodnoalbské sú i tmavošedé organodetritické vápence prerastené hľuzami rohovcov. I tie vystupujú v sprievode bridličnato–slienovcového súvrstvia albu v čelovej časti krížňanského príkrovu. Ich spodnoalbský vek dokladajú belemnity /M.Mahel–A.Kullmanová 1961/: *Neohibolites* cf. *wohlemani* Stoll., *Neohibolites stramberki* Müller, foraminiferové spoločenstvo s *Anomalina* /*Gavelinella*/ *ammonoides* /Reuss/. Príznačná je prítomnosť ježoviek a úlomky exogýr.

Parazlepence. Miestami na báze súvrstvia albských bridlíc, slieňovcov a pieskocov je poloha karbonátových parakonglomerátov /Čičmany – cintorín, Dolná Poruba – horný koniec obce, Zliechov/. „Valúny“ predstavujú typické intraklasty vytvorené na miestach vzniku základnej hmoty, zrejme pri sklzávaní sedimentu na naklonenom dne. Prítomnosť belemnitov *Neohibolites* cf. *minimum* /Lister/ dokladá spodnoalbský vek rovnako ako foraminifery spoločenstva *Haplophragmoides noniominoides* /Reuss/, a nanokóny *Praediscosphaea cretacea* /Arkhangelskij/ Gartner.

Súvrstvie bridlíc, slieňovcov a pieskovcov flyšoidného až flyšového charakteru predstavuje najmladší člen krížňanského príkrovu hrubý až 400 m.

Spodnú časť flyšového súvrstvia zastupujú tmavosivé sliene a slienité bridlice s nepatrnou piesčitou prímесou s hojnejšími jemnozrnnými vápnitými pieskoveciami, len vo vrchnejších polohách. I toto súvrstvie vykazuje spodnoalbské foraminiferové spoločenstvo /J. Salaj 1959/: *Hedbergella roberti* /Gandolfi/, *Hedbergella trocoidea* Gandolfi, *H. primula* Luterbacher, *Anomalina* ex gr. *intermedia* Berthelin.

Značnú časť albsko-cenomanského súvrstvia predstavuje proximálny flyš s hojnými lavicami jemno-stredno- až hrubozrnných vápnitých pieskovcov /lavice od 10–80 cm, ale i niekoľko metrov hrubé/, s dobre vyvinutými znakmi turbiditnej postupnosti štruktúr, s gradačným intervalom /J. Jablonský 1978/ na spodných plochách pieskovcových lavíc sa nájdu stopy typu *Bergaueria*.

Vložky bridlíc najčastejšie slienitých a slienito-piesčitých zaberajú miestami sotva jednu desatinu z hrúbky súvrstvia. Typické znaky drobne i hrubo rytmického flyšu preukazujú textúry typické pre flyš: gradačné zvrstvenie, lamináciu, šikmú lamináciu, homogénne /nefrakcionované/ zvrstvenie, dosť hojné, čiastočne opracované ílovcové intraklasty, výskyt sečky. Na spodných vrstevných plochách možno pozorovať rôzne nerovnosti – znaky zaborovania, tlakové stopy, prúdové, erózne a úderové stopy, čiže znaky, ktoré ukazujú na transport gravitačnými tokmi /turbiditný prúd/.

Orientácia prúdových textúr /žliabky, úderové stopy, šikmé laminácie/ jednoznačne poukazujú na paleoprúdový systém od ZJZ k VSV, teda v smere 60–80°. Orientácia osí kremenných zŕn má ten istý smer.

Vo flyšovom súvrství sa objavujú nepravidelné /šošovkovité/ telesá drobnozrnných mikrokonglomerátov /pri Novej Dubnici, Hornej Porube, Kašeckom Podhradí a v oblasti Malenice/.

Lavice pieskovcov flyšového súvrstvia obsahujú na vrstevných plochách i rôzne stopy organického pôvodu. Prítomnosť stopy typu *Zoophycos* sp. v Hornej Porube, indikuje batyálne prostredie. Dosť časté sú bioglyfy *Taphrohelminthopsis* aff. *auricularis* /Sacco/ hojné sú bioglyfy valčekovitého tvaru: *Taphrohelminthopsis* aff. *auricularis* Sacco, *Fucosopsis striata* /Hall/, ako i nálezy ichnofosílie *Bergaueria* prantli *Ksiazkiewicz*/ z okolia Hornej Poruby.

Zlepence sa skladajú z valúnov od 2–20 mm, zriedka väčších, zvlášť hojné sú kremenné valúniky rohovcov, vulkanického skla, báziických efuzív, skla kyslých efuzív, valúniky živcových porfýrov, úlomky orbitalín,

hlúz rias, metakvarcitov, karbonátových hornín triasu i jury, ale i úlomkov kriedových hornín biomikritov s hojnými organizmami pravdepodobne aptského veku /J.Jablonský 1978/.

Podstatná časť flyšového súvrstvia vykazuje strednoalbský až spodnocenomanský vek. Stredný alb je doložený /J.Salaj 1957, V.Kantorová 1957/ spoločnosťou foraminifer s *Epistomina spinulifera* /Reuss/. Najčastejšie sú však nálezy vrchnoalbského foraminiferového spoločenstva s *Thalmaninella ticinensis* /Gandolfi/. Najvrchnejšie polohy súvrstvia obsahujú i spodnocenomanskú mikrofaunu s *Thalmaninella brotzeni* /Sigel/.

Rovnaké stratigrafické zaradenie naznačujú i nanoplanktónové spoločenstvá. Pre vrchný alb je hlavne charakteristické spoločenstvo s *Podorhabdus albianus* Block a *Eiffelithus turriseiffeli* /Deflandre/ Reinhard.

Makrofauna sa našla len ojedinele a to belemnity v slienitých bridliciach medzi Trstím a Podskalím *Neohibolites subtilis* King, ktoré poukazujú na najvrchnejší alb až spodný cenoman.

## Beliansky čiastkový príkrov

Vyčlenil ho M.Maheľ v rámci krížňanského príkrovu ako plytkovodný – vysoký typ. Kartograficky a stratigraficky bol spracovaný v päťdesiatych rokoch /M.Maheľ 1959, 1961/. Podrobnejšie mikrofaciálne výskumy boli vykonané až v posledných rokoch /A.Kullmanová 1967, K.Borza 1979/.

Triasové členy sú opisované v rámci krížňanského príkrovu; ničím sa totiž nelíšia a sú spoločné pre beliansky čiastkový i pre celý príkrov. Charakteristickými členmi belianskeho príkrovu sú:

## Jura

Lias – šedé sliene, piesčité a organogénne vápence /sJK/

Súvrstvie sliňov, piesčitých sliňov s polohami organogénnych a lumachelových i krinoidových vápencov hrubých 50–70 m.

V spodných polohách sú hojnejšie piesčito-krinoidové vápence. Fauna bivalvií z viacerých lokalít, hlavne *Gryphaea cf. dumortieri* /Joly/, *Liostrea hissingeri* /Nilson/, *Chlamys dispar* /Terq./, *Chlamys subulata* /Münst./ poukazuje na najspodnejší lias /M.Kochanová–J.Pevný 1976/.

Sinemurský až lotarinský vek dokladá spoločenstvo:



– bivalvie *Oxytoma sinemuriensis* /d'Orb./, *Camptonectes* /*Camptochlamys*/ *subreticulata* /Stol./, *Eopecten tumidus* /Hartmann/,  
– brachiopódy *Spiriferina alpina* /Oppel/, *Spiriferina* cf. *walcotti* /Sow./, *Cincta numismalis* /Lam./ i amonity *Coroniceras* ex gr. *rotiformis* /Sowerby/.

Vo vrchnejších polohách prevládajú krinoidové vápence, často s faunou brachiopódov lotarinského až pliensbašského veku: *Piarorhynchia deffneri* /Oppel/, *Furciorhynchia furcillata* /Thodi/, *Nucleata nimbatata* /Oppel/, „*Rhynchonella*“ *belemnitica* /Quenst./, *Cirpa fronto* /Quenst./ atď.

V stredných polohách súvrstvia sú častejšie 15–20 m hrubé sivé až tmavosivé celistvé vápence s polohami silicitov. Piesčitá frakcia sa na ich zložení zúčastňuje 10–12 % podielom /A.Kullmanová 1967/.

Vo vrchných polohách súvrstvia v sivých celistvých vápencoch s menším podielom brekciovitých a pseudohľuznatých vápencov našli sa toarské amonity, a to z. od Čiernej Lehoty /M.Rakús 1956/: *Lytoceras* /*Pachylitoceras*/ *jurensis* /Zieten/, *Harporceras falcifer* /Sow./, *Dactiloceras* cf. *tenuicostatum* /Joung-Bird/.

Bajok–bat – krinoidové vápence s polohami silicitov /vJ2 K/

Sivé jemnozrnné krinoidové vápence smerom do nadložia prechádzajú do svetloružových biosparitov s nepatrnou prímiesou kremenných zŕn. Uprostred nich sa nájdú lumachelové vápence s *Bositra alpina*.

Z viacerých lokalít na hrebeni Čiernej hory je známa bohatá brachiopódová fauna veku bajok–bat: „*Terebratula*“ *curvibratula bifrons* Opp., *Caucasiella trigonella* /Rothpletz/, „*Rhynchonella*“ *rectecostata* Uhlig., „*Rhynchonella*“ *ortoptycha* Opp., *Ivanoviella alemanica* /Schloth./.

Vrchný doger–berias – červené, ružové a sivé vápence /J2 K/

Pestré súvrstvie vápencov, prevažne ružových a červených, má malú, nerovnomernú hrúbku /sotva 10 m/, mikrofaciálne je však veľmi pestré. V spodných častiach /vrchný doger/ sú hniezda a nepravidelné polohy krinoidových vápencov s evinospongiovitými textúrami. Podstatná časť vápencov je červená s nepatrnou prímiesou klastického kremeňa. V spodných polohách s protoglobigerínami a s oxfordskými mikroorganizmami /K.Borza 1959/: *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Cadosina parvula* Nagy, *Colomisphaera pieniniensis* /Borza/.

Vyššie sú červenohnedé až ružovosivé vápence so sakokómami, kimeridžské s mikrofaciami: vláknovo-globochétová, protoglobigerínová, protoglobigerínovo-rádioláriová, sakokómová s echinodermovými článkami /A.Kullmanová 1979/.

Makrofauna; hlavne amonity z viacerých lokalít preukazujú oxfordsko-kimeridžský vek súvrstvia /M.Maheľ 1959/: *Cymaceras quembeli* /Opp./, *Trimarginites arolicus* /Opp./, *Taramelliceras* /*Metahaploceras?*/ *kobyi* Choffat, *Taramelliceras greenacheri* /Moesch/, *Streblites frontho* /Opp./, *Aspidoceras acanthicum* Opp., *Aspidoceras wolffi* Neum., *Aspidoceras cyclotum* /Opp./, *Perisphinctes bernensis* Lor., *Perisphinctes methevi* Lor., *Perisphinctes jalskii* Siem., *Perisphinctes siliceus* /Quenst./, *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb., *Calliphylloceras calypso* d'Orb., *Calliphylloceras* /*Holcophylloceras*/ *zignoi* d'Orb., *Glochiceras belanense* /Neum/, *Glochiceras* /*Coryceras*/ *microdamum* /Opp./, *Glochiceras* /*Coryceras*/ *canale* /Quenst./, *Hybonotoceras beckeri* /Neum./, *Perisphinctes promiscus* Buck., *Lytoceras polycyclum* Neum.

Častejšie sú i nálezy malmských brachiopódov /J.Pevný 1976/: *Pygope diphya* /Col./, „*Terebratula*“ *insignis* Schübler, „*Terebratula*“ cf. *carpathica* Zitt., „*Rhynchonella*“ *fastigata* Gil., *Nucleata bouei* /Zeuschn./ a /M.Maheľ 1959/: *Zeilleria impressa* /Buck./, „*Rhynchonella*“ *agassizi* Zeuschn.

Najvrchnejšie polohy pestrých vápencov sú spravidla sivé, miestami s hnedastým nádychom. Sú však medzi nimi i polohy červenkastých a červených hľuznatých vápencov. Titónsky vek preukazuje fauna amonitov /M.Maheľ 1961/:

*Haploceras elimatum* /Oppel/ Zizz., *Glochiceras* cf. *tithonicum* /Oppel/ Zitt., *Glochiceras* cf. *verruciferum* /Meneghini/, *Protetragonites quadrisulcatus* /d'Orb./, *Lytoceras* cf. *metamorphum* /Neum./. Vyššie polohy obsahujú vrchnotitónske amonity: *Spiticeras* cf. *pseudograteanum* /Djanel/, *Glochiceras* sp. gr. *litograficum* /Opp./, *Phylloceras* cf. *serum* /Oppel./ Zitt.

Pre spodnejšie spodnotitónske polohy je charakteristické spoločenstvo mikroorganizmov: *Cadosina fusca* Wanner, *Parastomiosphaera malmica* /Borza/, *Carpistomiosphaera tithonica* Nowak.

Strednotitónske polohy charakterizujú mikroorganizmy: *Chitinoidea boneti* Doben a *Chitinoidea bermudes* Furrázola Bermudez, *Chitinoidea cubensis* Furrázola Bermudes a *Semichitinoidea* sp. Vrchnotitónske vápence obsahujú hojné krasikolárie a kalpionely: *Crassicollaria intermedia* /Durand Delga/, *Crassicollaria brevis* Remane, *Crassicollaria massutiniana* /Colom/.

Najvrchnejší titón až berias indikuje *Tintinopsella carpathica* /Murgeanu et Filipescu/, *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadish a *Remanniella cadischiana* /Colom/; – členenie podľa K.Borzu /1979/.

Vrchnú časť beriasu charakterizuje prítomnosť *Calpionelopsis simplex* /Colom/, *Calpionelopsis oblonga* Cadisch.

Beriaský vek preukazujú i nálezy brachiopódov: „*Rhynchonella*“ cf. *montsalvensis* Gillieron.

## Krieda

Hauteriv-apt – organodetritické vápence /K1 K/

a/ Hauteriv–spodný barém – zastupujú doskovité svetlosivé slienité vápence–biomikrity s prítomnosťou nanoplanktónu /V.Gašpariková 1978/ s hojnším druhom *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftelrempti*, *Solasites horticus* /Stradner, Adamiker et Marech/, a mikroorganizmami /K.Borza 1979/: *Colomiosphaera vogleri* /Borza/, *Colomiosphaera heliosphaera* /Volger/, *Stomiosphaera wanneri* Borza, *Stomiosphaera echinata* Nowak.

b/ Vrchný barém–apt – zastupujú sivé masívne vápence, hrubé 20 až 50 m. Predstavujú typ urgónskych vápencov s hojnými organickými zvyškami koralov, orbitolín, bivalvií, krinoidových článkov, solenopór a ostňov ježoviek.

V spodnejších polohách vápencov v súteske pri Valaskej Belej sa našli početné brachiopódy a lastúrniky /M.Mahef 1961/:

„*Rhynchonella*“ ex gr. *limbata* Sow., *Rhynchonella lineolata* Phil., „*Terebratula*“ cf. *martiniana* d’Orb., *Zeilleria* cf. *tamarindus* /Sow./, *Meirhea* cf. *stava* Rolm., *Chlamys goldfussi* /Deshayes/, *Chlamys dutemplei* /d’Orbigny/, *Chlamys archiaciana* /d’Orbigny/, *Camptonectes* cf. *cottaldinus* /d’Orb./, *Camptonectes striatopunctatus* Rolmer, *Chlamys robinaldina* /d’Orb./, *Chlamys urgonensis* /Loriol/.

Aptský vek vyšších polôh vápencového komplexu dokladá K.Borza /1982/ prítomnosťou *Praecolomiella boneti* Borza, *Parachitinoidea cuvillieri* Trejo, *Deflandronella veracrusana* /Trejo/, *Deflandronella tenuis* /Trejo/.

Urgónske vápence sú prestúpené neptunickými dajkami s výplňou zo: a/ spodnoalbských vápencov hnedastého nádychu s *Colomiella recta* Bonet a *Colomiella semilaricata* Trejo; b/ ružovohnedastých až červenkastých vrchnoalbských vápencov s *Calcisphaerula innominata* Bonet, *Pitonella ovalis* /Kaufmann/, *Cadosina oraviensis* Borza.

Spodný alb – vápence s rohovcami /vK2 K/

Najvrchnejší člen vápencového komplexu belianskej sekvencie predstavujú spodnoalbské tmavosivé rohovcové vápence /M.Mahef 1959, 1961/. Sú to mikrity, biomikrity, biopelmikrity až mikrosparity v hrúbke až 80 m. Obsahujú častejšie echinodermové články, úlomky článkov bivalvií, foraminifery, úlomky solenopór, ostrakódy, ostne ježoviek, ihlice húb, rádio-

láríe, serpuľe, machovky, kryštalíky kremeňa, živcov, klence dolomitu, pyrit a glaukonit, klastické zrnká kremeňa, zirkón a ojedinele i intra-klasty s *Calpionella alpina*. Rohovce tvorené mikrokryštalickým kremeňom a chalcedónom často obsahujú nepravidelné karbonátové uzavreniny a autigénne kryštalíky kalcitu.

Spodnoalbský vek vápencov dokladá makrofauna zo skalných stien s. od Čiernej Lehoty /M.Maheľ 1959/:

*Collyropsis moussani* /Desor/, *Holaster laevis* /Deluc. mns./ Agassiz, *Holaster* sp., *Inoceramus salomoni* d'Orb., *Hypocanthoplites* sp., *Exogyra* cf. *tambeckiana* d'Orb., *Lima* ex gr. *rhodanica* d'Orb. Spodnoalbský vek vápencov prerastených čiernymi rohovcami preukazuje i mikrofauna /K.Borza 1979/: *Colomiella mexicana* Bonet, *Colomiella coahnilensis* Trejo, *Colomiella semiloricata* Trejo, *Colomisphaera heliosphaera* /Volger/.

V glaukoniticko-krinoidových vápencoch s čiernymi rohovcami sa našli mikroorganizmy *Cadosina oraviensis* Borza, *Calcisphaerula innominata* Bonet, ktoré naznačujú najvrchnejší spodný alb /K.Borza 1979/.

Alb – slienité bridlice, sliene, vápnité pieskovce /K2K/

Najvyšším členom belianskeho prískrovu je súvrstvie tmavošedých slienitých bridlíc až bridličnatých slieňov. Vo vyšších polohách pristupujú piesčité bridlice i vápnité pieskovce – súvrstvie nadobúda flyšový charakter.

V doline Čierneho potoka pri Čiernej Lehote v najspodnejšej časti súvrstvia v sivých slienitých bridliciach sa našlo spoločenstvo foraminifer a vápnitého nanoplanktónu /V.Gašpariková 1980/, ktoré poukazujú na najvrchnejší spodný alb: *Haplophragmoides nonioninoides* /Reuss/, *Hedbergella roberti* /Gandolfi/, *Nannoconus* sp.

Vyššie uprostred bridličnato-pieskovcového súvrstvia s. od Čiernej Lehoty sa nachádzajú ako vložky tenkolavícovité až doskovité, slabo slienité vápence, tzv. kalciféruľové s hojným výskytom *Calcisphaerula innominata* Bonet v sprievode *Bonetocardiella connoidea* /Bonet/ a *Pitonella trejoi* Bonet, *Pitonella ovalis* /Kaufmann/, ktoré poukazujú na vrchný alb /K.Borza 1979/.

Foraminifery z podložia kalciféruľových vápencov poukazujú na najspodnejší vrchný alb /V.Kantorová 1957/: *Hedbergella roberti* /Gandolfi/, *Thalmaninella ticinensis* /Gandolfi/.

Z nadložia kalciféruľových vápencov pochádza mikrofauna vrchného albu: *Arenobulimina* cf. *brevicon* /Perner/, *Epistomina* cf. *spinulifera*

/Reuss/, *Eponides cf. arcia* /Loeblich-Tappan/, *Thalmaninella ticinensis* /Gandolfi/.

Vrchné polohy flyšového súvrstvia obsahujú spoločenstvo foraminifer z rozhrania albu–cenomanu a zo spodného cenomanu /V. Gašpariková 1980/: *Clavhedbergella simplex* /Morrow/, *Thalmaninella ticinensis* /Gandolfi/, *Thalmaninella brotzeni* Sigal.

## „Prechodné“ sekvencie – šupinové pásmo Kremenín

V priestore obcí Valaská Belá–Čierna Lehota v nadloží belianskej série vystupuje šošovkovité pásmo Kremenín s niektorými plytkovodnejšími fáciami. Pozoruhodnejšie je však, že do takýchto fácií prechádzajú laterálne pri z. ukončení gápeľskej digitácie i vyššie opísané jurské fácie hlbokovodnej zliechovskej jednotky typu „grestenské“ vrstvy, fleckenmergel, rádioláriové vápence, rádiolarity a to na z. svahu Kremenného vrchu a na svahoch Bebravskej doliny s. od Čiernej Lehoty.

## Jura

Lias – šedé krinoidové vápence s polohami spongolitov /vJK/

Hetanž až lotaring zastupujú krinoidové vápence prerastené hľuzami čiernych rohovcov, na báze /hetanž/ s polohami tmavých brekcií a brekciovitých vápencov s ostrohrannými úlomkami karbonátových hornín, červených rohovcov a fosforitov. Ide o príbrežné brekcie s hojnou brachiopódovou a lamelibranchiátovou faunou.

Hetanžský vek dokladá bohaté spoločenstvo brachiopódov a lastúrnikov, hlavne však amonity /M. Rakús 1965/: *Psiloceras* /*Caloceras*/ *torus* /d'Orb./, *Charmaseiceras* sp. ex gr. *ventricosum* /Canov./, *Ch. charmasei* /d'Orb./.

Sivé hrubozrnné krinoidové vápence sú spravidla lavicovité /lavice 20–55 cm/, oddelené medzivrstvičkami piesčito-vápnitých flocov. Spongolity tvoria v nich tenké 3–5 cm polohy, hojnejšie vo vrchných častiach súvrstvia.

Makrofauna v opisovanom súvrství z krinoidových vápencov /M. Kochanová 1960; M. Kochanová–J. Pevný 1980/ vykazuje vekove rozpätie spodný až stredný lias.

Z najdôležitejších druhov sú to: „*Rhynchonella*“ *greppini* Opp., „*Rhynchonella*“ *de lottoi* Piaz, *Cirpa belemnica multicostrata* /Böso/, *Rudirhynchia calcicosta*

/Quenst./, *Cirpa plicatissima* /Quenst./, *Furcirhynchia furcillata* /Theod./, *Cincta numismalis* /Lam./, *Spiriferina rostrata* /Ziet./, *Spiriferina angulata* Opp., *Oxytoma sinemuriensis* /d'Orb./, *Entolium calvum* /Goldf./, *Lima hettengiensis* Terq., *Gryphaea arcuata* /Lam./, našli sa i gastropódy: *Mactromys hesione* /d'Orb./, *Cardinia hybrida* /Sow./.

Amonity *Coroniceras bisulcatum*, *Asteroceras obtusum*, *Microderoceras steinmani*, *Oxynoticeras oxynotum*, *Echioceras raricostatum*, *Calliphylloceras nilssoni* dokladajú vrchný hetanž až lotaring /M.Rakús 1975/.

Vyššie polohy jemnozrnných krinoidových vápencov s *Amaltheus subnodosus* /Young et Bird/ a *Calliphylloceras nilssoni* /Hebert/ sú zrejmé už domérskeho až toarského veku.

Laterálne opísaný, výrazne plytkovodný typ liasu sa mení veľmi rýchlo v tzv. prechodný typ, v ktorom krinoidové vápence prerastené rohovcami tvoria lavice uprostred doskovitých lavicovitých tmavošedých vápencov, sprevádzaných polohami tmavých slienitých bridlíc a slieňov.

Vrchný lias – flekenmergel, tmavší typ /JK/

Smerom do nadložia je súvrstvie krinoidových vápencov vystriedané tmavým, netypickým flekenmergelom so škvritými vápencami bohatými na ihlice húb. Vo vrchnej časti sa pridružujú hľuzy a šošovky čiernych rohovcov. Toark zastupuje 1–1,5 m hrubá poloha červených vápencov.

Doger – škvrité kemité vápence a slieň /sJ2 K/

Pre toto súvrstvie je charakteristický veľký podiel tmavých, na organizmy chudobných silicítov nerovnomernej hrúbky /3–11 cm/. Oddeľujú ich tenké /1–15 cm/ vrstvičky tmavosivých slieňov.

Malm – červené hľuznaté, sčasti krinoidové vápence /vJ3 K/

Vyznačujú sa polohami vápencov, meniacimi sa sfarbením od červených cez ružové až do striebřistých, miestami hľuznatých, inde s hľuzami a drobnými šošovkami červených silicítov.

Oxfordsko-kimeridžský vek potvrdzujú kadosfny /A.Kullmanová 1976/:

*Cadosina parvula* /Nagy/, *C. malmica* /Borza/, *C. carpathica* /Borza/ a amonity /M.Mahel 1961; J.Pevný 1980/: *Taramelliceras* /*Taramelliceras*/ *costatum* Quenst., *Taramelliceras trachynotum* /Oppel./, *T. compsum* Oppel., *T. tricristatum* /Oppel./, *T. pseudoflexosum* /Favre/, *Glochiceras balanense* /Neum/, *Gl.* /*Coryceras*/ *microdomum* /Opp./, *Gl.* /*C.*/ *canale* /Quenst./, *Hybnoticeras beckeri*

/Neum./, Sowerbyceras tortisulcatum /d'Orb./, Perisphinctes promiscuus Bukowski,  
Lytoceras polycyclum Neum.

## MANÍNSKY PRÍKROV

Manínsky príkrov má svoju „domovskú“ oblasť v Strážovských vrchoch v sz. časti pohoria ako vnútorný okraj bradlového pásma, ako jeho najvnútornejšia jednotka /D.Andrusov 1929, 1938/.

Popri oblasti bradlového pásma bola manínska jednotka preukázaná i v centrálnokarpatskej časti v jz. cípe Strážovských vrchov, v priestore Trenčianska Teplá – Dobrá – Opatová, Trenčianske Teplice – Soblahov, Peľovka – Petrova Lehota, Dubodiel /M.Mahel 1948/. Podrobnejšie rozpracovanie litológie i stratigrafie /M.Mahel – A.Kullmanová 1961, A.Kullmanová 1968, M.Kochanová – J.Pevný 1980, K.Borza 1980/ poukazuje na zhody vývinu jednotlivých členov manínskej jednotky v celom rozsahu, teda tak v jej „klasickom“ území v manínskej jednotke /príkrove/ s.s., ako aj v jej centrálnokarpatskej oblasti – v manínskej jednotke s.l. Preukázanie nadväznosti oboch častí ich príslušnosti k tej istej tektonickej jednotke má ďalekosiahly, priam kľúčový význam pre riešenie paleogeografie i tektoniky Západných Karpát.

Triasové členy v manínskom príkrove vystupujú podradne, a to len v centrálnokarpatskej časti. Ich vývin je v podstate rovnaký ako v krížňanskom príkrove. Zatiaľ sa im nevenovala osobitná pozornosť.

### Trias

Anis – gutensteinské vápence /v'/

Najspodnejším členom manínskej jednotky sú tmavé vápence, vo vrchných polohách svetlejšie, čiastočne dolomitické.

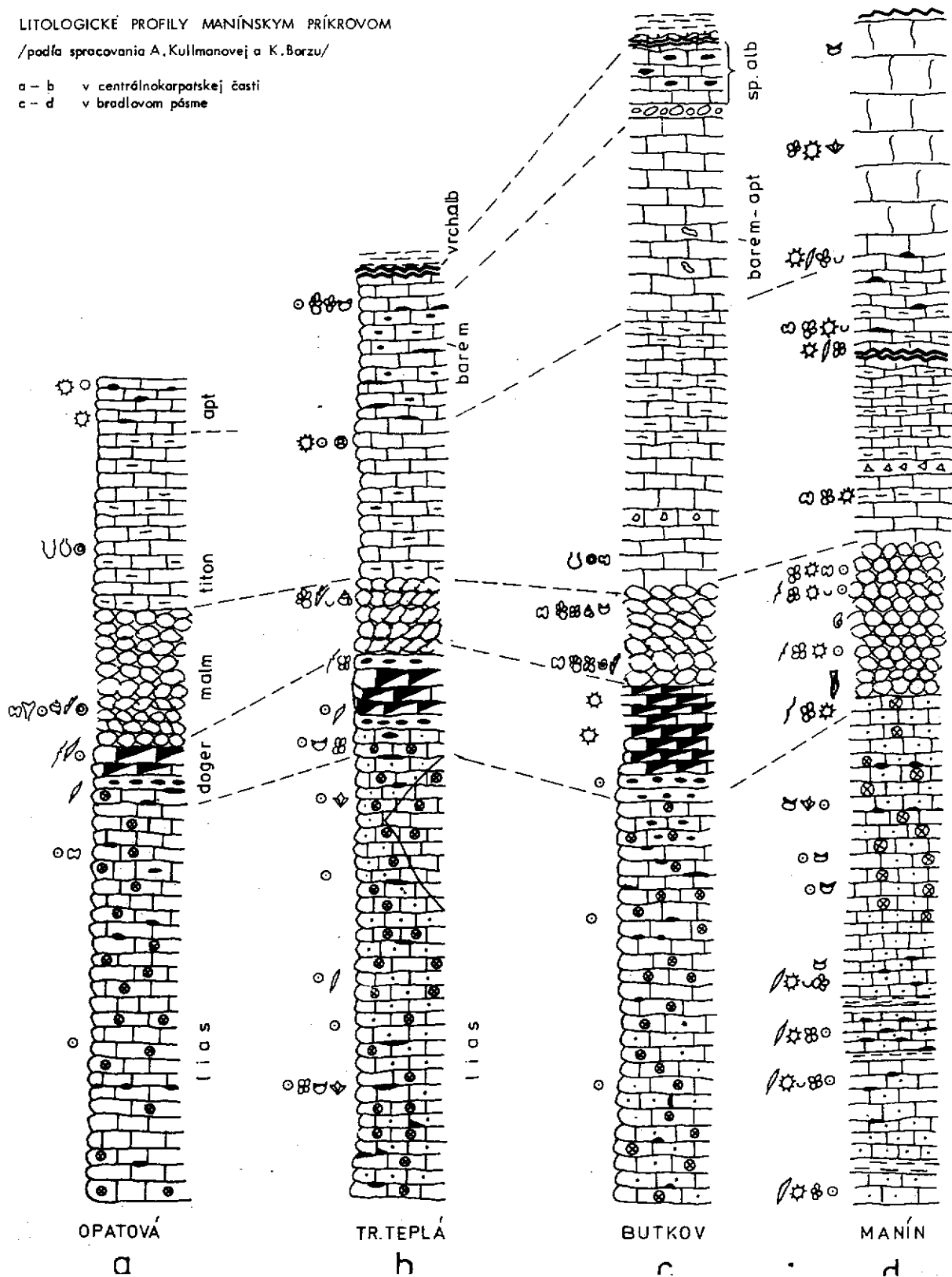
Stredný trias – dolomity; bunkovité vápence /dT2 M<sub>2</sub> rw/

V nadloží vápencov je niekoľkometrová poloha šedých masívnych dolomitov, ale v niektorých polohách i lavicovitých a doštičkovitých s vložkami šedých bridličiek. Väčšie komplexy vystupujú v soblahovskej oblasti. Častejšie sú uprostred dolomitov polohy brekciovitých i kavernóznych dolomitov, vápencov a dolomitických vápencov.

LITOLOGICKÉ PROFILY MANÍNSKÝM PŘÍKROVOM

/podľa spracovania A. Kullmanovej a K. Barzu/

a - b v centrálnokarpatskej časti  
c - d v bradlovom pásme





Vrchný karn – norik – spodný réť; pestré bridlice, vložky dolomitov a kremitých pieskovcov – karpatský keuper

Karpatský keuper má prevahu červených ílovcov; hojné sú kremité pieskovce, nájdú sa i dolomity a bunkovité vápence. Prechod do rétu je pozvoľný, charakterizovaný striedaním sa šedých a červených ílovitých polôh /TrM/.

Réť – tmavé bridlice a organogénne vápence /TrM/

Pre réť s prevahou čiernych ílovitých a vápnitých bridlíc sú vo vrchnejších horizontoch charakteristické organodetrítické vápence.

Z ílovito-vápnitých bridlíc rétu od Trenčianskych Teplíc je známa i bohatá, dobre zachovaná mikroflóra /P.Snopková 1976/ s viacerými druhmi charakteristickými pre réť: *Taeniaesporites rhaeticus* /Reinhardt; E.Schulz/, *Microreticulatisporites fuscus* /Nilson/ Morbey, *Acantotriletes varius* Nilson.

Jura

Lias, piesčité krinoidové vápence /Jl M/

Najspodnejšiu, hetanžskú časť súvrstvia predstavujú tmavé lavicovité mikrozrnité vápence, prípadne piesčito-krinoidové vápence s *Liostrea irregularis* /Münst./ a *Liostrea hissingeri* /Nils.-Münster/.

Podstatnú časť liasu zastupujú hrubolavicovité, sivé až sivohnedé drobno-, miestami hrubozrné piesčito-krinoidové vápence /10–90 m/ s nepravidelne rozloženými hniezdami rohovcov. Terigénna prímes /kremenné zrná/ dosahuje 10–40 %. Nájdú sa lumachelové vápence s grypheami: *Gryphaea arcuata* Lam., *Gryphaea cymbium elongata* Goldf., vyššie *Gryphaea obliqua* Goldf. a *Spiriferina tumida* /Buch./ . Vrchné časti piesčito-krinoidových vápencov obsahujú časté belemnity vrchnoliasové: *Passaloteutnis elongatus* Miller, *Nannobelus penicilatus* Sowerby.

Vyšší lias – miestami zastúpený ružovými krinoidovými vápencami

Ide o krinoidový biosparit sprevádzaný v nadloží červenohnedými krinoidovými vápencami i toarskými amonitmi /M.Rakús 1977/: *Calliphyloceras* cf. *nillsoni* /Hébert/, *Hildoceras bifrons* /Brug./, *Hildoceras graecum* /Mitzopoulos/.

Doger -- rohovcové vápence, rádiolarity /J2M/

Rohovcové vápence obsahujú až 40 % ihlič húb – spongolity sprevádzané medzivrstvičkami bridlíc. V ich nadloží /pri Trenčianskej Teplej, v Opatovskej doline/ sú miestami rádioláriuové vápence a nad nimi červené hľuznaté vápence. Na Butkove poloha červených hľuznatých vápencov je v podloží i v nadloží rádioláriuových vápencov a rádiolaritov.

Spodné hľuznaté vápence obsahujú amonity /D.Andrusov 1945/: *Cadomites* sp. a *Oppelia aspidoides* /Opp./ bajosu a spodného batu.

Vrchný doger – malm, červené, sčasti hľuznaté vápence /J2-3M/

Pestré vápence s hojnými rádioláriami, v spodnejších polohách s „vláknkami“ riasu a spoločenstvom sakokómov. Najspodnejšie polohy majú mikrofáciu vláknkovo-globochétovej, vyššie globochétovej-globigerínovej a nad nimi globochétovej-globigerínovej-sakokómovej. Mikrofauna preukazuje oxford zastúpením *Colomisphaera fibrata* /Nagy/ i kimeridž /K. Borza 1971/ s *Carpistomiosphaera borzai* /Nagy/ a *Stomiosphaera moluccana* Wanner.

I makrofauna hľuznatých vápencov preukazuje oxfordsko-kimeridžský vek z lokality od Beluvskej Slatiny /M.Rakús 1962/: *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* /Neumayer/, *Lytoceras polycyclum* Neumayer, *Perisphinctes orbigny* de Loriol.

Smerom do nadložia červené hľuznaté vápence prechádzajú do pleťovorových až svetlošedých i ružových celistvých masívnych vápencov. Prítomnosť tintiníd poukazuje na vrchný titón /*Crassicolaria intermedia*, *Crassicolaria brevis*, *Calpionella elliptica*/ až berias: *Tintinopsella carpathica*, *Tintinopsella cadischiana*.

Krieda

Berias /vrchný titón – hauteriv/ – sivé doskovité vápence /KnM/

Svetlosivé doskovité až lavicovité vápence, biomikrity prerastené hľuznatými rohovcami sú charakteristické pre spodný neokóm a to v rozsahu celej manínskej jednotky. Spodnejšie polohy obsahujú beriaské mikrofaunistické spoločenstvá: *Tintinopsella carpathica* Murganu-Filipescu, *Tintinopsella longa* /Colom/.

Vyššie polohy súvrstvia s hojnými hľuzami rohovcov obsahujú vyšší podiel kalifikovaných rádiolárií /7–10 %/, horninotvorné nanokóny.

*Calpionellites darderi* /Colom/ poukazuje na valangín, rovnako ako bohaté spoločenstvo nanokónov /V. Gašpariková 1976/: *Nannoconus bermudezi* Kamptner, *Nannoconus globulus* Brönniman, *Nannoconus kamptneri* Brönniman.

Smerom do nadložia vo vápencoch pribúda organogénnej drte, objavujú sa zrnká glaukonitu, fosfátový minerál a pyrit. Hoterivský vek dokladá spoločenstvo nanoplanktónu /V. Gašpariková 1978/: *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* Neöl, *Ellipsagelosphaera britannica* /Stradner/ Perch-Nielsen, *Ellipsagelosphaera coronata* /Gartner/ Black, *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftalrempti* Grün.

V najvrchnejších polohách vedľa nanokónov sú hojné rádiolárie a ihlice húb. Niektoré polohy majú charakter rádioláριοvo-spongiových vápencov.

Nálezy makrofauny v súvrství sú dávno známe, dodnes však nespracované. Zo sivých lavicovitých slienitých vápencov a slienov od Butkova pochádza /K. Telegdi - Z. Roth 1915/ fauna valangínu: *Neocomites* cf. *neocomiensis* d'Orb., *Lamellaptychus seranonis* a *Neolissoceras grasianum* d'Orb. Vrchnohoterivský vek /až spodný barém/ preukazuje i amonit *Crioceras* aff. *koechlini* /Astier/; /M. Rakús in J. Michalík et al. 1980/.

Barém-opt - sivé organodetrítické vápence /K1 M/

Sivé až tmavosivé lavicovité, vyššie masívne vápence s hľuzami rohovcov, celistvé, jemnozrné, mikritické, pelsparitové i mikrosparitové. Obsahujú drobnú organogénnu drť, rekryštalizované úlomky schránok bivalvií, krinoidové články /K. Borza 1981/, ostne ježoviek, serpuly, úlomky solenoporidných rias, machovky, ostrakódy, ihlice húb a rádiolárie. Ich charakteristickou zložkou je prítomnosť foraminifer, hlavne rodu *Hedbergella*, ale i typov miliolidných a textuláriových; vo vyšších polohách orbitálny. V najvrchnejších častiach sa objavuje *Colomiella mexicana* Bonet.

Spodný alb - sivé organodetrítické vápence s rohovcami /K1-2 M/

Prítomnosť tintiníd *Colomiella recta* Bonet a *Colomiella mexicana* Bonet preukazujú spodnoalbský vek najvyššej časti vápencového komplexu rohovcových vápencov /K. Borza 1980/.

Miestami rohovcové vápence začínajú už v apte /okolie Soblahova/ preukázanou prítomnosťou *Praecolomiella* trejoi Borza.

Vrchný alb - spodný cenoman, sliene, ílovce /sK2 M/

Na korodovanom povrchu barémsko-spodnoalbských vápencov miestami vystupujú pestré sliene s foraminiferami najvrchnejšieho albu až spodného

cenomanu /V. Kantorová 1956/ s *Thalmaninella ticinensis* /Gandolfi/ a *Thalmaninella appenninica* /Renz./.

Inde /Butkov/ sú to čierne slieňe s *Thalmaninella ticinensis* /Gandolfi/, *Rotalipora brotzeni* /Sigal/ a s nanokónovým spoločenstvom nižšej zóny vrchného albu s *Podorhabdus albianus* Black, *Praediscosphaera cretaceae* /Archangelskij/ Gartner.

Toto súvrstvie slieňov má premenlivú, ale malú hrúbku /najviac 40 m/, jeho spodná hranica je diachronická. I vrchná hranica voči nadložnému flyšu nie je rovnaká. Niekde sa flyšové súvrstvie začína už v spodnom cenomane /Butkov/, inde až vo vrchnom cenomane.

Stredný – najspodnejší – vrchný cenoman; flyšové súvrstvie /KcM/

Hrubý komplex laminovaných pieskovcov, prachovcov a slieňov /R. Marschalko – J. Kysela 1980/. Miestami drobnorytmický flyš prechádza do flyšu s mocnejšími pieskovecami s normálne vyvinutou turbiditovou postupnosťou textúr.

Idé zrejme o sedimenty utvárané počas subsidencie, ale s lokálnymi výzdvihmi v strednom a vrchnom cenomane, pri ktorých dochádzalo k reciklyte a miestami i k obnaženiu flyšu. Príznačné sú miestami polohy organogénnych zlepenčových vápencov až zlepenčov, vápnatých modrosivých pieskovcov a sivozelených slieňovcov s hojnými exogýrami: *Exogyra columba silicea* Lam. a *Exogyra columba minor* Jourdy a s orbitolinami: *Orbitolina concava* /Lam./, *Orbitolina plana* d'Arch.

Vrchný cenoman – jemnorytmický flyš, slieňe s vložkami pieskovcov a zlepenčov /praznovské vrstvy/ /sKcM/

Základ súvrstvia vytvárajú slieňe sprevádzané značne piesčitými vápencovými slieňmi, sivej, hnedosivej i hnedej farby. Uprostred nich sú pelosiderity a tmavé až tmavosivé slieňe. I v tomto súvrství v hrubších pieskovcových a zlepenčových polohách sú hojné schránky i úlomky exogýr. Premennivé farby slieňov a vápnatých ílovcov, pelosideritové vrstvičky, tenšia prúdovo-čerínová laminácia, vložky gradačných turbiditov a simmikritov s exotickým materiálom zlepenčov a s resedimentovanou mikrofaunou poukazujú na účinok gravitačných tokov podmienených blízkosťou svahu. Naznačujú ho i exotické zlepenče a olistolity. Rozloženie hrubozrnných turbiditových pieskovcov s úlomkami schránok *Exogyra columba* poukazuje na existenciu plytkých podmorských kaňonov na svahu /R. Marschalko – J. Kysela 1980/.

Cenomanský vek praznovských vrstiev dokladajú exogýry, orbitolíny a foraminifery /D.Andrusov - O.Kühn 1946; J.Salaj O.Samuel 1966/:

*Exogyra columba* Lam., *Exogyra columba minor* Lam., *Dimorphastrea sulcosa* Reuss., *Lasmogyra synnosa*, *Orbitolina plana* d'Orb., *Orbitolina concava* /Lam./, *Radiolitella secunda*.

Stredný cenoman zastupuje mikrofauna: *Thalmaninella appenninica* /Renz/, *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Praeglobotruncana delrioensis* Plummer a *Hedbergella brittonensis* Loeblich - Tappan.

Vrchnocenomanská mikrofauna je reprezentovaná druhmi:

*Thalmaninella reicheli* Mornod, *Rotalipora cushmani* /Morrow/, *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerová a *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerová. Častejšie v slienitých bridliciach sa nájdu belemnity /V.Činčurová 197../: *Neohibolites minimus* /Lister/, *Neohibolites ultimus* /d'Orbigny/.

Augitivity, melafýry, tufy a tufity. Telesá magmatických hornín hrubé až 40 m tvoria ložné žilky uprostred neokómu a sprevádzajú i urgónske vápence. Najčastejšie sú augititické brekcie v podloží vrchnoalbských tmavých slieňov. Tufity sa nájdu i ako vložky uprostred vrchnoalbských slieňov. Rozsiahla submarinná vulkanická činnosť sa začala prejavovať už v neokóme, najintenzívnejšia bola počas manínskej fázy medzi spodným a vrchným albam /J.Salaj - O.Samuel 1966; J.Salaj 1976/.

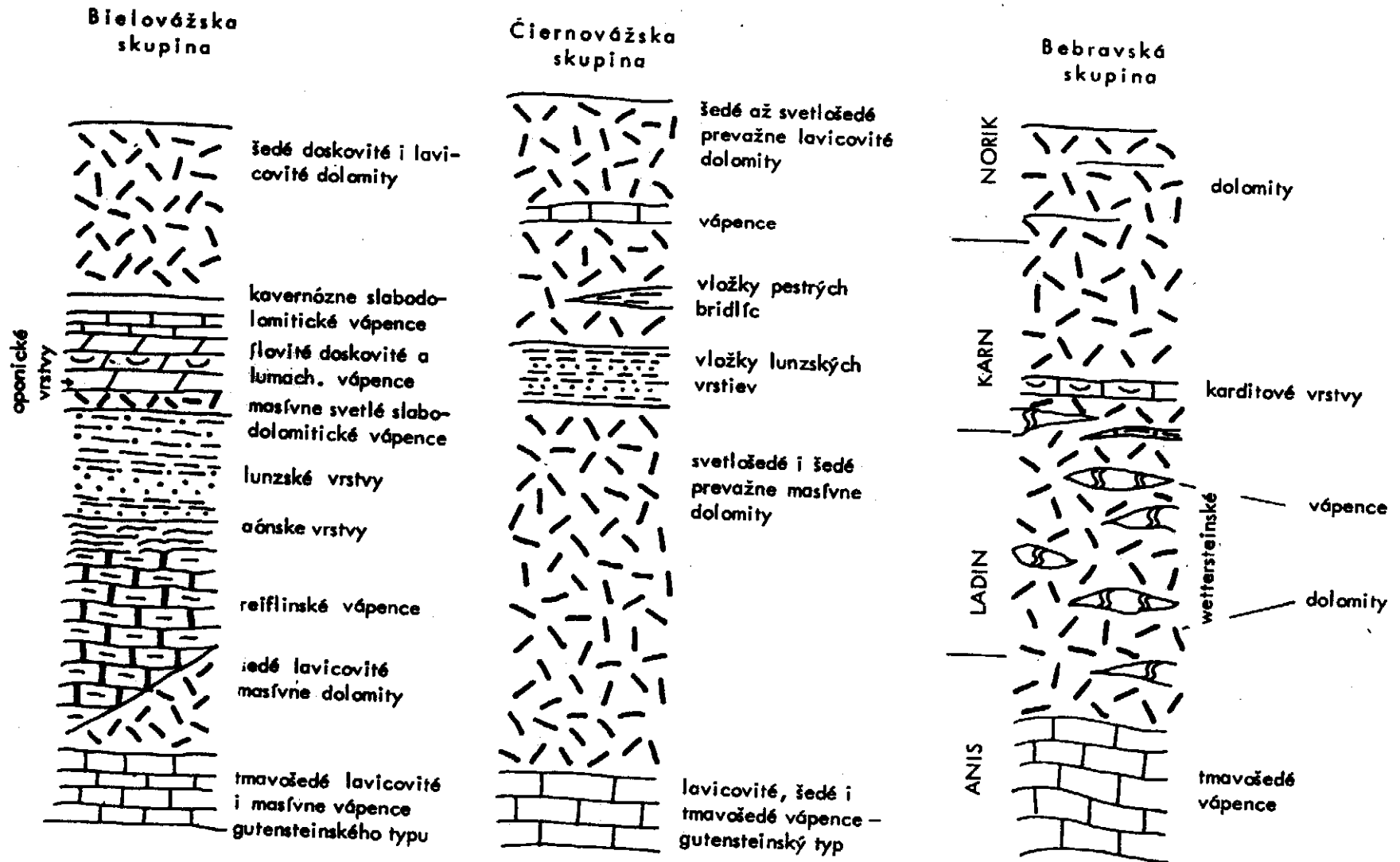
Areál častejších drobných výskytov bázických až ultrabázických vulkanitov sa viaže nielen na manínsky príkrov, ale i na čelovú časť krížňanského príkrovu. I to poukazuje na úzku genetickú väzbu týchto jednotiek.

## CHOČSKÝ A STRÁŽOVSKÝ PRÍKROV

Vytvárajú graficky jednotnú skupinu. Na geologickej mape ich však odčleňujeme presunovou líniou prvého radu. Majú i niektoré členy blízke vývinom. Strážovské vrchy sa pritom vyznačujú kompletným zastúpením chočského príkrovu: s čiernovážskou, bielovážskou i bebravskou jednotkou. Tie vytvárajú obsahové i geneticky „spojku“ medzi chočským a strážovským príkrovom. Obidva majú v Strážovských vrchoch svoju „domovskú“ oblasť /D.Andrusov 1936, M.Maheľ 1979/. V posledných rokoch práve v stratigrafii bebravskej jednotky a strážovského príkrovu boli získané dôležité poznatky /M.Krivý 1976, 1981, J.Hanáček 1975, M.Maheľ 1979/.

Spodné predstrednokriedové členy sú zastúpené len v južnej časti, zná-

## LITOLOGICKO-STRATIGRAFICKÉ KOLÓNKY CHOČSKÉHO PRÍKROVU



me ako súčasť „melafýrovej série“. Sú to permské melafýry, pestré bridlice a pieskovce; spodotriasové súvrstvie pieskovcov, bridlice a súvrstvie slienitých vápencov a slienitých bridlíc.

Perm – melafýry /B/

Melafýrové porfýry, mandľovcové porfýry a melafýrové tufy vystupujú j. od Belanky pri Račiciach.

Perm – pestré bridlice a pieskovce /pP/

Melafýrové horniny vystupujú uprostred červenofialového súvrstvia bridlíc, piesčitých bridlíc s vložkami pestrých pieskovcov.

Trias

Spodný trias – pieskovce a pestré bridlice /Ts/

V nadloží permu vystupuje pestré súvrstvie svetlošedých doskovitých, dobre vytriedených kremitých pieskovcov. Spreádzajú ich pestré bridlice. Pelitickejší charakter má súvrstvie na báze bebravskej jednotky pri Timoradzi.

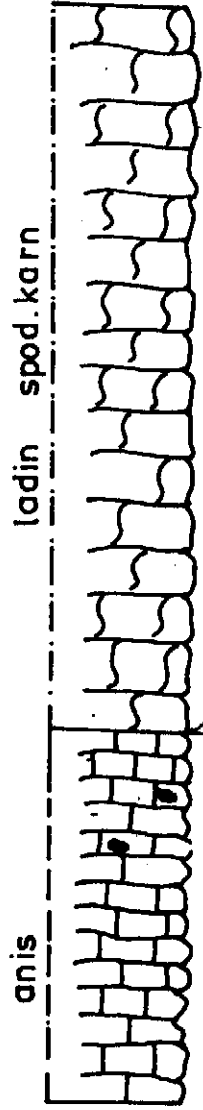
Spodný trias – slienité vápence, slienité dolomity /Tc/

Žltozelené slienité vápence v sprievode so zelenkastými slienitými bridlicami s vložkami slienitých dolomitov tvoria prechod od detritického komplexu do karbonátového. Vrchnoskýtsky vek dokladá fauna od Timoradze s typickými zástupcami: *Turbo rectecostatus* Haue, *Natiria costata* /Muenster/, *Tirolites cassianus* Quenst. Stredný a vrchný trias predstavujú pestrú paletu členov, viaceré sú blízke tak v chočskom ako i v strážovskom príkrove.

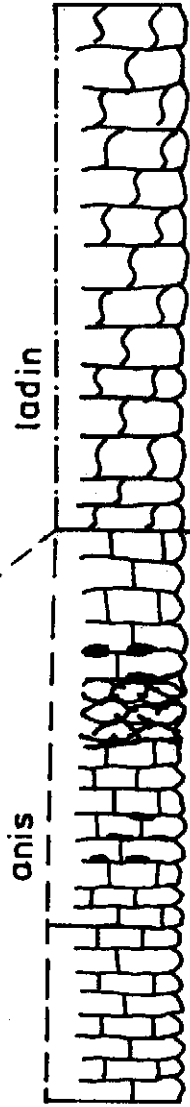
Anis – tmavošedé vápence /Ta/

Typ gutensteinských mikritických vápencov s polohami dolomitických vápencov a dolomitov; dolomitizácia vápencov je vo forme hniezd žiliek i nepravidelných polôh. Hrúbka súvrstvia je prevažne 20–50 m. Aniský vek dokladajú z viacerých miest:

BASKE

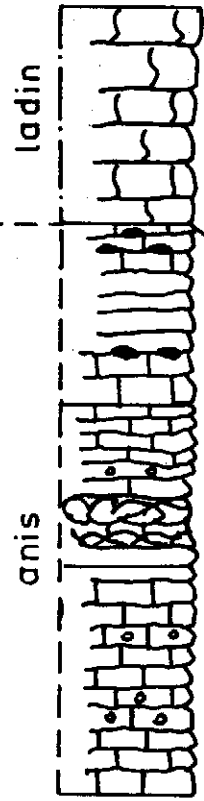


MAŽIAR-SVRČINOVEC

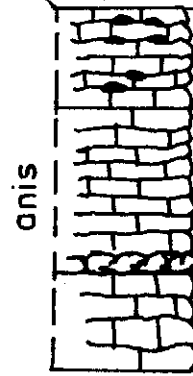


LITOLOGICKÉ PROFILY STRÁŽOVSKÝM PRÍKROVOM  
podľa M.Krivého /197 /

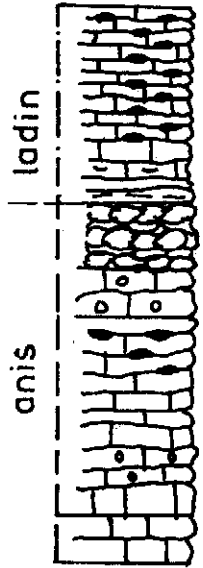
HRUBÁ KAČKA



JAZOVČIE



TRSTENA





- riasy /v bebravskej jednotke/: *Physoporella pauciforata* /Guemb./ Steinm. v. *gemerica* Bystr., *Physoporella dissita* /Guemb./ Pia, *Physoporella* cf. *praealpina* Pia; *Teutloporella peniculiformis* Oth;
- foraminifery: *Meandrospira insolita* /Ho/ a *Meandrospira pusilla* /Ho/, *Meandrospira dinarica* Kochanski-Devidé, *Meandrospira iulia* /Premoli Silva/, *Meandrospira defformata* Salaj, *Earlandinita* aff. *oberhauseri*;
- brachiopódy /hlavne vo vrchných polohách/ *Piarorhynchia fragilis* /Schloth./, *Piarorhynchia trinodosi* /Bittner/, *Tetractinella trigonella* /Schloth./, *Aulacothyris angusta* /Schloth./, *Mentzelia mentzelii* /Dunk./.

Zvlášť v bebravskej jednotke sú vápence častejšie obsahove pestrejšie s polohami biosparitov, ale i so svetlejšími i pestrejšími polohami, miestami s bohatším výskytom foraminifer /M.Krivý 1970/.

V bielovážskej jednotke gutensteinské vápence častejšie vytvárajú bezprostredné podložie reiflinských vápencov, vo vrchných polohách sa s nimi laterálne zastupujú.

V strážovskom príkrove tmavašedé až šedé vápence /spodný až stredný anis/ sú masívne i hrubolavicovité, vo vrchnejších doskovitých mikritických až pelmikritických polohách s polohami biosparitov. Vrchná hranica voči nadložným súvrstviam je nevýrazná. Stratigraficky majú význam foraminifery /M.Krivý 1981/: *Meandrospira dinarica* /Kochanski-Devidé/, *Pillamina densa* Pantič a konodonty *Neospathodus kockeli* /Tatge/.

Ilýr - šedé a pestré hľuznaté rohvcové vápence /Ti/

Vystupujú len vo v. časti pohoria ako vrchné polohy tmavašedých vápencov. Sú zväčša pestré, organodetrítické, sčasti hľuznaté vápence v niektorých polohách s rohvcami a s polohami bridlíc. Nájdú sa i vložky krinoidových vápencov. Ich hrúbka je nestála a menlivý je aj ich mikrofaciálny súbor. V niektorých šošovkách pripomínajú reiflinský typ, v iných schreyeralmský. Sú pomerne bohaté na konodonty. Stratigrafický rozsah tejto v podstate panvovej fácie je premenlivý. Makrofauna i mikrofauna indikuje najčastejšie ilýrsky vek /*Mentzelia mentzelii* /Dunk./, *Aulacothyris angusta* /Schloth./, *Tetractinella trigonella* /Schloth./, *Spiriferina manca* Bittner /M.Mahel 1967, J.Pevný 1979/ *Tetravirga perforata* /Mostler/, *Priscopodatus tyrolensis* Mostler, *Priscopodatus triassicus* Mostler. Lokalita na Šibeničnom vršku zastúpením konodontov *Nicoraella kockeli* /Tatge/, *Gondolella bulgarica* /Budurov/ naznačuje začiatok pestrého súvrstvia už v pelsóne.

Na viacerých lokalitách spoločnosť konodontov a holotúrií preukazuje /oblasť Trstenej a Rieky/ ladinský a to až langobardský vek /H.Kozur - R.Mock - K.Pušková 1980/. Pri Fačkove sú faunisticky preukázané spo-

ločenstvá od ilýru až po kordevol: *Metapolygnathus hungaricus* /Kozur-Végh/, *Metapolygnathus mungoensis* /Diebel/ *Gondolella foliata* /Budurov/.

Ilýr až ladin – rohovcové vápence, reiflinské /Ti-l/

Sivé až tmavosivé celistvé až jemnozrné vápence, mikrity až mikrosparity, charakterizované prítomnosťou hľuz čiernych rohovcov s polohami vápencov a silicítov i vložkami slienitých a ílovitých bridlíc. Častejšie sú lavicovité až doskovité v hrúbke 20–100 m, ale vyskytujú sa i menlivým charakterom podložia /miestami gutensteinské vápence, inde dolomity/. Premennivosť jednotlivých typov reiflinských vápencov je zvlášť charakteristická pre tento typický člen bielovážskej jednotky.

Ilýrsky vek reiflinských vápencov je preukázaný na viacerých lokalitách konodontmi a holotúriami /J.Pevný 1979/: *Gondolella excelsa* Mosher, *Gondolella constricta* /Mosher-Clark/, *Hibardella lautissima* Huckriede, *Thelia undata* Mostler, *Thelia planorbis* Mostler, *Priscopodatus horridus* /Mostler/.

Najčastejšou makrofaunou reiflinských vápencov sú z bivalvií lumachely posidónie a daonely.

Amonitová fauna /V.Andrusovová 1976/ rovnako dokladá ilýrsky vek /sv. svah Markovice/: *Norites* cf. *dieneri* Arthaber, *Paraceratites* cf. *trinodosus* /Mojsis/, *Trachyceras* sp.

Najvrchnejšie polohy reiflinských vápencov prechádzajú do tmavých slieňov a slienitých vápencov. Ich kordevolský vek preukazujú v lome pri Kolačine [M.Kochanová 1976: *Halobia comata* /Bittn./] a v. od lokality Sokolie lumachely z bivalvií v bezprostrednom podloží lunzských vrstiev [*Euractynella* cf. *contraplecta* /Münster/].

Ladin – spodný karn; wettersteinské vápence /Ti-k/

Svetlé wettersteinské vápence sú charakteristickým členom strážovského prúvku prevažne vo fácií hubkovo-koralovej v bebravskej jednotke – prevažne riasové vápence.

Masívne vápence sú miestami hrubolavicovité, prevažne koralovo-hubkovej subfácie, často organodetrítické s častejšími koralmi, vápnitými hubami, brachiopódmi, lamelibranchiátmi a gastropódmi. Hrúbka týchto, najčastejšie pelmikitických až mikritických vápencov je od niekoľko metrov do viac ako sto metrov. Niektoré polohy vytvárajú rifové útvary s hojnými koralmi, hubami a solenopórmami. Makrofauna z početných

lokality, hlavne z oblasti Žihľavníka poukazuje na ladinský až spodnokarnský vek. Najvyššie polohy sú nepochybne karnské: Pomarangina haydeni Diener, Conocardia hornigi /Bittner/, Neomegalodon /Neomegalodon/ ex gr. rostratus, „Terebratula“ veszpremiensis Laube, „Terebratula“ debilis Bittner.

Spoločenstvo koralov, hubiek, brachiopódov a bivalvií charakterizuje i kryhy wettersteinských vápencov v severnej časti pohoria /napr. známe sú lokality z Bieleho potoka; J.Pevný 1975; M.Kochanová 1975/:

Dioristella cf. indistincta /Beyrichi/, Tetractinella cislensis /Bittner./, Pteria cassiana /Bittner/, Pteria caudata /Stoppani/, Chlamys /Praechlamys/ cf. rotai /Tomasi/, Misidioptera cf. canalloi /Stoppani/. I tu viaceré druhy brachiopódov: Diplospirella ex gr. sufflata /Münst./, Eurictinella ex gr. contraplecta /Münst./, Dioristella cf. indistincta /Beyrichi/, Tetractinella cislensis /Bittner/ a nálezy rias Poikiloporella duplicata /Pia – Pia/ poukazujú na zasahovanie wettersteinských vápencov do karnu.

Svetlé wettersteinské vápence v chočskom príkrove vystupujú len v bebravskej sérii ako nepravidelné telesá uprostred svetlých wettersteinských dolomitov. Ich charakteristickým znakom sú pomerne časté riasy /určil J. Bystrický/. Ide prevažne o biosparity s hojnými organoklastmi bohatými na riasy.

Pre tieto vápence je typická značná dolomitizácia a pozvoľné prechody vápencov do dolomitov.

Našli sa v nich i foraminifery: Erlandinita oberhauseri Salaj, Neodothyria cf. keuperi, Salvulina sp., Duostomina sp., Monospinella sp., Endothyrella sp.

Vrchný anis preukazujú riasy: Physoporella dissita Pia a Ph. cf. praealpina Pia. Najčastejšie sú výskyty spodnoladinských foriem /J.Bystrický 1980/: Diplopora annulata /Schafh./ v. dolomitica Pia, Diplopora annulata /Schafh./ var. annulata Pia, Diplopora annulatissima Pia, Diplopora clavaeformis. Nálezy foriem Andrusoporella duplicata a Teutloporella herculaea /Steff./ ukazujú na najvyšší ladin až spodný karn.

Stredný trias – vrchný trias; dolomity /dT2-3/

Tvorí ho 200<sup>\*</sup> až 300 m hrubé súvrstvie zastúpené vo všetkých jednotkách chočského príkrovu; sú to prevažne svetložedé jemnokryštalické, miestami i laminované brekciovitú dolomity. Menlivý je ich rozsah hlavne v strednom triase, najmenší je v bielovážskej jednotke. V bebravskej jednotke sú dolomity prevažne wettersteinského typu s hojnejšími riasami,

foraminiferami, dolomitickými i riasovými vápencami, miestami s evinospongiovými textúrami.

#### Vrchný trias – dolomity /dT3/

Vrchnotriasové dolomity sú obvykle slienitejšie, doskovité a obsahujú medzivrstvičky dolomitických slieňovcov, ílovitých dolomitov a ílovcov, miestami pestrých s afinitou ku karpatskému keuperu /v čiernovážskej jednotke/.

V najvrchnejších polohách uprostred dolomitov sa nájdú dolomit-biosparity, loferitové dolomity, laminované dolomity s náznakmi hľuznatosti /M.Krivý 1974/.

V severozápadnej časti pohoria sú mocnejšie polohy zrnitých dolomitov s organickými bioklastmi a peletmi, často brekciovité. Nie vždy je ľahké určiť, pokiaľ patria strážovskému príkrovu a pokiaľ bebravskej jednotke.

#### Karn – bridlice, pieskovce; lunzské vrstvy /bTk/

Tvoria ich tmavosivé pieskovce, piesčité a ílovité bridlice; hrubšie polohy sú v bielovážskej jednotke, kde sa spravidla vyvíjajú z reiflinských vápencov až slienitých vápencov a bridlíc. Osobitný vývoj vykazujú pri Šipkove prítomnosťou mohutnejších polôh slienitých bridlíc s vločkami hnedastých organogénnych vápencov. Karnský vek preukazuje makrofauna /M.Kochanová 1968/: *Halobia rugosa* Gumbel, *Sisenna turbinata* Holines, *Cruratura jamesi* /Hauer/, *Spiriferina gregaria* Suess.

Podstatná časť súvrstvia vykazuje flyšovitý až flyšový charakter: striedanie negradačných pieskovcov a čiernych ílovcov s množstvom ílovcových úlomkov, prúdovými stopami po rozmyve a hojnosťou rastlinnej drviny kumulovanej na plochách lamín. Prúdovočerínová laminácia pieskovcov poukazuje na trakčné pohyby v čerínach počas neustáleho vypadávania zo suspenzie /R.Marschalko 1966/.

V čiernovážskej a bebravskej jednotke lunzské vrstvy tvoria len niekoľkokometrové polohy, ktoré oddeľujú ladinské dolomity od vrchnotriasových.

#### Karn – karditové vrstvy; oponické vápence /Tk/

Súvrstvie tvoria 20–30 m hrubé polohy vápencov premenlivých farieb: tmavošedé, svetlé, hnedasté s vločkami slienitých a dolomitických vápen-

cov. Typické sú pre bebravskú a bielovážsku jednotku Strážovských vrchov a ich charakteristickým prejavom je okrem obsahovej premenlivosti i prítomnosť lumachel v celom rade lokalít /M. Maheľ 1948, 1962, 1967, M. Kochanová 1962/ s početnou, ale druhovo chudobnou makrofaunou:

*Newagia obliqua* /Münster/, *Schaffhaeutlia mellingi* /Hauer/, *Filopecten incognitus* /Bittner/, *Lopha montiscaprilis* /Klipstein/, *Ammusium incognitum* /Bittner/, *Costatoria* /*Costatoria*/ *inaequivalvis* /Klipstein/, *Lopha calceiformis* /Broili/, *Myophoricardium lineatum* Wöhrmann.

Rét – organogénne vápence; norovické súvrstvie /Tr/

Súvrstvie tvoria svetlošedé vápence /25–30 m/ organodetritickej a organoreliktnej štruktúry; obvykle sú hrubolavicovité, slienitejšie polohy sú doskovité. Niektoré polohy zastupujú oolitické a krinoidové vápence. Tenšie polohy tvoria tmavosivé až čierne vápence a brekciovitú vápence, lumachelové vápence s čiernymi bridlicami. Nájdu sa i vložky slienitých a loferitických tenkodoskovitých laminovaných dolomitov. Rétsky vek dokladá na celom rade lokalít makrofauna:

*Rhaetina gregaria* /Suess/, *Zugmayerella uncinata* /Schafh./, *Placunopsis alpina* /Winkler/, *Rhaetavicula contorta* /Portl./, *Modiolus minutus* /Goldf./ a foraminifera Triasina hantkeni Majz. /A. Gaździcki–J. Michalík 1980/.

Jura

Spodný lias; rohovcovo-krinoidové vápence /J1/

Komplex nerovnomernej hrúbky /50–300 m/ budujú organogénne vápence, prevažne krinoidové. Lavicovité až doskovité sivé, hnedosivé i tmavé celistvé vápence sú poprerastané hľuzami rohovcov. V takých prípadoch sa dali kartograficky vyčleniť ako krinoidovo-silicifické vápence. Častejšie tento komplex vytvára jednotnú masu kartograficky nečlenenú, vyznačenú ako krinoidové vápence, J<sub>1-2</sub>. Súvrstvie je bohaté na skameneliny, hlavne na brachiopódy a lastúrniky /M. Kochanová–J. Pevný 1976/.

Hetanž dokladajú bivalvie: *Entolium hehli* /d'Orb./, *Pseudolimea hettangiensis* /Terquem/, *Anomia striatula* Opper, *Chlamys* /*Chlamys*/ *falgeri* /Merian/.

Sinemúrsky vek dokladajú amonity /M. Rakús 1962/: *Asteroceras* cf. *obtusum* /Sow./, *Eoderoceras* cf. *armatum* /Sow./, *Microderoceras* sp., *Arnioceras* sp., *Coroniceras* sp.

Stredný – vrchný lias; krinoidové vápence /vJ1/

Podstatnú časť súvrstvia liasu budujú masívne alebo lavicovité stredné až hrubokrinooidové, krinooidové vápence s celým radom význačných lokalít brachiopódov hlavne sinemúrsko-lotarinských spoločenstiev.

V spodnejších polohách sivých krinooidových vápencov, ojedinele poprerastaných rohovcami na z. svahu Rohatej skaly sa našli lotarinské amonity /M.Mahel 1948/: *Echioceras raricostatus* Ziet. a *Paltechioceras nodotianum meigeni* /Aug./.

Z ružových krinooidových vápencov j. svahu Strážova pochádza nález domérskeho amonita *Partschiceras* sp. /M.Mahel 1961/. Zasaňovanie krinooidových vápencov až do toarku potvrdzujú nálezy belemnítov: *Aerocoelites strictus* Liss. Spravidla však toark zastupuje 0,5–1 m hrubá poloha červených hematitizovaných vápencov. Bohaté spoločenstvo amonítov sa našlo na j. svahu Strážova /M.Rakús 1962/.

*Calliphylloceras nilssoni* Hebert, *Catacoeloceras* cf., *confeatum* Buck., *Dactylioceras tenuicostatum* Young et Bird, *Harpoceras* cf. *falcifer* /Sow./, *Polyplectus* cf. *discoides* /Zieten/ a belemnít *Acrocoelites strictus* Liss.

Doger – silicity a rohovcové vápence /J2/

Sivé vápence, miestami s červenkastým nádychom, husto poprerastané hľuzami hnedých i červených rohovcov /8–10 m/. Amonity *Teloceras* sp. a *Eurystomiceras* sp. dokladajú ich dogerský vek. Miestami doger zastupujú tenké /niekde iba 1 m hrubé/ žltosivé, škvrnité, sčasti rohovcové slabá krinooidové vápence s brachiopódmi /J.Pevný 1976/: „*Terebratula*“ fylgia Opp. a „*Rhynchonella*“ subechinata.

Malm, kelovej až kimeridž – červené, sčasti hľuznaté vápence; šošovky rádiolarítov /J3/

Spodné polohy kelovej až kimeridžu zastupujú červené až žltkasté doskovité vápence, ktoré vo vyšších polohách sú sýtočervené – hľuznaté, organodetritickej štruktúry s článkami echinodermátov. Z lomu j. od Košice z nich pochádza fauna /M.Mahel 1956, 1959/ kelovejisko-oxfordského veku:

*Phylloceras kudernatschi* /Hauer/, *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* /Neum./, *Cymatorhynchia quadriplicata* /Zieten/, *Perisphinctes* sp., *Lamellaptychus sparsila-*

mellosus /Gümb./, Lamellaptychus sp. Hnedé doskovité vápence so šošovkami červených rádiolaritov predstavujú kimeridž, doložený amonitmi z lomu pri Košeci /M.Mahef 1959/: Hybonoticeras sp., Aspidoceras sp., Perisphinctes cf. subinvolutinus Moesch, Calliphylloceras cf. flabellatum /Neum./, Calliphylloceras cf. disputabile Kitten, Crussoliceras tenuicastratum Geyer, Progeronia aff., Progeronia ernesti /Loriol/.

## Krieda

Titón – valangín; slienité vápence /Kn/

Sivé, sivohnedé slienité vápence, s bielosivou patinou a tmavosivými, čiernymi hľuzami až šošovkami rohovcov v spodnejších polohách titónskych organogénnej štruktúry s kalpionelami: Calpionella alpina Lorenz a aptychom Punctaptychus ex aff. punctatus /Volz./, Lamellaptychus sp.

Vyššiu časť súvrstvia tvoria šedé slienité vápence a sliene, sčasti škvrnité vápence kalovej štruktúry s kalcifikovanými rádioláriami, globigerínami, miliolidmi.

Hoteriv – bridlice a siltovce /b/

Najvyšším členom sú tmavašedé slienité bridlice a slieňovce s vložkami piesčitých slieňovcov, piesčitých vápencov a siltovcov, známe zo zárezu cesty smerom k Mojštnu, pavyše druhej Štúrovej brány.

Hoterivský vek dokladajú:

Nucleata cf. hippopus Roemer /M.Mahef in M.Mahef–T.Buday 1967/ a spoločenstvo nanoplanktónu /V.Gašpariková 1979/: Buscutum sp., Ellipsagelopsaeta britannica /Stradner/ Perch-Nielsen, Ellipsagelosphaera ex gr. coronata /Gartner/ Black, Ellipsagelosphaera ex gr. keftalrempti Grün, Ellipsagelosphaera ex gr. ovata /Bukry/ Black, Parhabdolithus cf. embergeri /Nöel/ Stradner, Zygolithus sp., Watznaueria barnesae /Black/ Perch-Nielsen.

Nález flyšoidného súvrstvia hoterivského veku je zaujímavý nielen tým, že je zatiaľ jediný v chočskom príkrove. Jeho význam však tkvie v tom, že naznačuje nástup flyšoidného súvrstvia, sčasti diastrofického, v južných jednotkách Západných Karpát už v spodnej kriede.

## TERCIÉR

### Paleogén

V Strážovských vrchoch vystupuje dvojaký typ paleogénu:

1. paleogén centrálnokarpatský s južným vývinom, rozložený v Kšínianskej a Hornonitrianskej kotline. Charakteristickým znakom tohoto typu je:

- transgresia v strednom lutéte a zasahovanie do oligocénu,
- zastúpenie štyroch litofácií.
- výrazná afinita fauny k panónskemu typu.

2. Paleogén pribradlovej zóny s okrajovým južným vývinom tohoto pásma. Jeho charakteristickým znakom je:

- výpraska transgresia v čelových častiach príkrovov, a to nielen chočského, ale i krížňanského príkrovu; ukončenie sedimentácie už koncom lutéte, resp. spodného priabónu,
- zastúpenie len dvoch litofácií.

Centrálnokarpatský paleogén /p<sup>3</sup>-e<sup>2</sup>; pp<sup>3</sup>-e<sup>2</sup>/

Lutét – bazálne transgresívne súvrstvie, pieskovce, brekcie a zlepenca, organogénne vápence

Súvrstvie je 10–120 m hrubé. Jeho najnižšie polohy sú tvorené obyčajne monomiktnými /karbonátovými/ brekciami a zlepenkami. Opracovanie valúnov je nižšie 0–2°, smerom k nadložíu veľmi dobré 3–4°. Tmel zlepenčov je karbonátovo-piesčitý, miestami sú v prevahe nad valúnmi parazlepenca /P.Gross in M.Mahel 1975/.

Zlepenca sa laterálne i vertikálne často striedajú so šošovkovitými polohami karbonátových pieskovcov a organodetritických a organogénnych vápencov. Ani jeden z týchto litotypov nepredstavuje osobitný stabilný horizont. Premennivá hrúbka bazálneho súvrstvia, preukázaná hlavne v bojnickej pramennej oblasti, je dôsledok členitosti reliéfu, na ktorý bazálne súvrstvie transgredovalo.

Hrubozrnné i jemnozrnné pieskovce sa vyskytujú ako vložky /niekoľko metrov hrubé/, hlavne vo vrchnej časti bazálneho súvrstvia. Sú zväčša vápňité, prípadne drobovo-vápnité s prevahou dolomitového materiálu, tmelené karbonátovou hmotou. Pozorovať u nich gradačné zvrstvenie,



v hornej časti lavíc lamináciu, na vrstevných plochách časté zuhoľnatené zvyšky rastlín.

Vrchnolutétsky vek bazálneho súvrstvia dokladajú veľké i malé foraminifery z viacerých lokalít /M.Vaňová 1972/:

*Nummulites rotularius* Deshayes, *Nummulites gallensis* /Heim/, *Nummulites millecaput millecaput* Boubée, *Nummulites millecaput minor* /Heim/, *Assilina exponens* /Sowerby/, *Orbitolites complanatus* /Lamarck/ a *Alveolina fusiformis* Sowerby.

Malé foraminifery poukazujú na vrchný lutét, charakterizovaný zónou *Truncorotaloides rohri* /O.Samuel–J.Salaj 1968/. Dominujú druhy /O.Samuel in P.Gross–O.Franco–O.Samuel 1970/: *Globigerina hagni* Gohrbandt a *Globigerina bowei* Bolli.

Lutét – priabón; prevaha zlepenčov a brekcií nad ílovcami a pieskovecami – okrajová litofácia /ke<sup>2-3</sup>/

Tvorí ju komplex polymiktných, pomerne pestrých zlepenčov, hrubý niekoľko desiatok metrov. Valúnový materiál je väčší ako obvykle a prevládajú v ňom, podobne ako v bazálnych zlepencoch, dolomity a vápence, časté sú i valúny verfénskych bridlíc a pieskovcov fialovohnedej farby, menej často sa vyskytuje žilný kremeň, kremence, melafýry, ruly, žuly, tmavo- až svetlosivé ílovce /paleogénne intraklasty/, pieskovce, ojedinele i rohovce. Tmel je piesčito-ílovitý, miestami v prevahe nad množstvom valúnov, inde opačne.

V úsekoch, kde sú vedľa polôh brekcií /parazlepenčov/ zvlášť hrubé zlepence, je preukázateľný charakter podmorských zosunov. Na niektorých miestach /napr. ssz. od Lutova/ je spevnenie brekcií a zlepenčov veľmi malé; sú rozpadavé, čím pripomínajú neogénne súvrstvia.

Znakom marginálnej fácie je:

– striedanie sa pieskovcov a brekcií, ku ktorým vo vyšších častiach v hojnejšom podiele pribúdajú ílovce, tým nadobúda nábeh k flyšovému charakteru; vytvára laterálny prechod do flyšu.

– textúrne znaky v brekciách, gradačné zvrstvenie a laminácia v hornej polohe; zrejme ide o sklzy transportované v turbiditnom prúde,

– úlomky ílovcov v brekciách, ktoré poukazujú na podmorskú eróziu zapríčinenú gravitačným transportom.

Okrajové fácie sa rozširujú vo forme vejárov od okraja k osi bazénu. Hrúbka súvrstvia je nerovnomerná od 280 m do 29,5 m /P.Gross–O.Franco–O.Samuel 1970/.

Okrajová litofácia je stratigraficky viac-menej analogická s transgre-

sívnou litofáciou – je vrchnolutétska. Vykazuje spoločenstvo veľkých i malých foraminifér. I peľové spektrum je takmer rovnaké ako v bázánej litofácii /E.Planderová – P.Snopková 1970/.

Z okrajovej litofácie v oblasti Bojníc je už dávnejšie známa priam klasická makrofauna /D.Andrusov 1955; J.Papšová 1970/. V súvrství piesčitých slieňov, pieskovcov a organogénnych vápencov sa našlo bohaté vrchnolutétske spoločenstvo makrofauny, ktorá poukazuje na kolísavosť salinity so striedaním sa morských a brakických horizontov.

Až na nepatrné výnimky sú všetky druhy známe z paleogénu Podunajskej nížiny. Podobný je aj faciálny vývin s neustálym kolísaním hladiny mora a tým aj nestálou salinitou /J.Papšová 1973/.

Priabón; prevaha ílovcov – ílovcová litofácia /pe<sup>2-3</sup>/

Vrtmi v západnej časti Hornonitrianskej kotliny v nadloží transgresívnej a okrajovej litofácie je preukázané ílovcové súvrstvie v hrúbke 191,9 m /vrt NB-2/ až 372,1 m /vrt NB-1; P.Gross – O.Franko – O.Samuel 1970/. Ide o premenlivo vápňité pevné kompaktné ílovce s jemnou piesčitou prímesou, ostrohranného rozpadu, sivé až zelenosivé s častými kalcitovými žilkami. Miestami v niektorých polohách sú laminované tenké /niekoľko cm/ lavičky siltovcov a organodetritických vápencov.

Ílovce sú miestami čierne sfarbené od obsahu Mn oxidu. Spoločenstvo foraminifér zodpovedá spodnej časti vrchného eocénu: *Globigerapsis index* /Finlay/, *Turborotalia* /A./ *rotundimarginata* /Subbotina/, *Turborotalis* /T./ *centralis* /Cushman-Bermudez/.

Vrchnoeocénny vek preukazujú i palinologické štúdiá /E.Planderová – P.Snopková 1970/: *Cicatricosisporites dorogensis* R.Pot., *Leiotriletes adriennis* Krutzsch, rod *Lygodium* /*Trilites* cf. *multivallatus* Pflug 1953/, *Tricolpopollenites liblarensis* Thomson, *Triatropollenites coryphaeus* subsp. *microcoryphaeus* R.Pot./.

Priabón – spodný oligocén; flyšové súvrstvie s pieskovecami a ílovcami /e<sup>3-01</sup>/

Flyšové súvrstvie predstavuje najvyšší člen paleogénu vo všetkých oblastiach Strážovských vrchov. Jeho hrúbka, preukázaná vrtom NB-1 dosahuje až 351,5 m.

Vyznačuje sa prevahou pieskovcov nad vápňitými ílovcami. Polymiktné zlepence, valúnovým zložením zhodné so zlepenkami okrajovej fácie tvoria niekoľkometrové polohy uprostred flyšu. Prstovité vклиňovanie zlepenčov okrajovej fácie do flyšu /pri Kšínnej/ a ich priestorové rozloženie

naznačujú, že spodné časti flyšového súvrstvia sú synchronne s okrajovou litofáciou.

Typ flyšu je premenlivý. Miestami prevládajú v ňom lavice pieskovcov v hrúbke niekoľko metrov /pri Opatovciach/. Vykazujú homogénne jemno- až strednozrnné zvrstvenie s tenkými vložkami piesčitých ílovcov. Inde vo flyši majú prevahu ílovce často pestrofarebné, zelené, žlté, ale i ružové, s náznakmi laminácie. Pri najjužnejších okrajoch Strážovských vrchov zväčša už mimo rámeček našej mapy hlavne pri Veľkých Kršteňanoch a Skačanoch vo vrchnej časti flyšového súvrstvia vystupujú vápnité pelity, faciálne blízke šlíru; obsahujú tenké, niekoľko cm lavice jemnozrnných pieskovcov /P.Gross in E.Brestenská 1980/.

Spodné časti flyšového súvrstvia vykazujú foraminifery zóny *Globigerina index*, t.j. spodnej časti priabónu. Podstatná časť súvrstvia vykazujú foraminifery zóny *Globigerina officinalis*, t.j. vrchnej časti priabónu.

Vrchnoeocénno-oligocénny vek flyšového súvrstvia preukazujú i sporomorfy /E.Planderová-P.Snopková 1970/.

#### Paleogén pribradlovej zóny

Ilerd–spodný lutét /p<sup>3</sup>-e<sup>2</sup>/

Bazálna litofácia brekcií a zlepencov vystupuje na báze paleogénu i v Prečfnskej a Domanižskej kotline v transgresívnej pozícii. Všade ide o hrubé homogénne klastiká, monomiktne dolomitové konglomeráty len s malým podielom valúnov vápencov. Vytriedenie valúnov je nedokonalé, vrstevnatosť nezreteľná. Smerom do nadložia pozorovať zjemňovanie klastického materiálu.

Lutét–priabón; flyšová litofácia s polohami zlepencov a blokmi organogénnych vápencov /e<sup>2</sup>-3/

Na rozdiel od južnejších oblastí flyš v Prečfnskej a Domanižskej kotline vykazujú mocnejšie polohy zlepencov. Flyš s konglomerátovými telesami sa vyvíja z bazálnej litofácie náhle.

Najtypickejším znakom je striedanie pieskovcov, ílovcov so zlepencovými polohami v hrúbke od niekoľko dm do niekoľko metrov. Dlhé šošovkovité telesá sa na obidve strany vytrácajú. Smerom do nadložia konglomeráty ubúdajú a pribúdajú ílovce /R.Marschalko 1961/.

Na báze zlepencových telies sú popri malých valúnoch bloky veľké 40–60–100 cm, zložené zvyčajne z organogénnych vápencov /numulito-

vých, riasových aj lumachelových/. Nízky stupeň ich opracovania poukazuje na rýchly transport a rozrušenie, redepozíciu pôvodných súvislých organogénnych sedimentov.

Zlepence, podobne ako v bazálnej litofácii zložené obvykle z úlomkov stredotriasových dolomitov /typu mikritov, peletov, 90–98 %/ s malou prímесou vápencov jury, spodnej kriedy /vrchný apt/. Charakteristické pre zlepence je nepravidelné až chaotické zvrstvenie s plávajúcimi blokmi v základnej hrúbke /20–40 %/ a malé opracovanie valúnov.

Zlé triedenie spolu s neprítomnosťou šikmého zvrstvenia a úplný nedostatok makroorganických zvyškov umožňujú klasifikovať tieto sedimenty ako uloženiny podmorských sutinových tokov nízkej zrelosti. Pochádzajú z dolomitov čelovej časti chočského a strážovského príkrovu, ktorá sa pri dosúvaní trhala a drobila. Litosómy zlepencov jazykovite vyznievajú od zdroja do bazénu k SZ až Z, resp. prechádzajú do pieskovcových fácií v prúdovom smere /R.Marschalko 1978/.

Foraminiferové spoločenstvo /O.Samuel 1962/ zo slieňovcov šedozelenej farby poukazuje na spodný a stredný eocén: *Globigerina ex gr. eocenica* Terq., *Globigerina turgida* Fin., *Globigerina eocena* Gumb., *Globigerina inaequispira* Subb. Chudobné spoločenstvo numulitov /M.Vaňová 1964/ zastupujú: *Nummulites gallensis* Heim, *Nummulites millicaput millicaput* Boubée, *Nummulites rotularius* Deshayes, *Assilina exponens* /Sowerby/.

Zvyšky paleogénu sa našli i pri Mojtíne v nadloží bebravskej jednotky ďaleko od čelových častí vyšších príkrovov. Hrubozrnné i jemnozrnné zlepence a brekcie obsahujú vložky numulitových vápencov. Numulity /D.Andrusov–E.Köhler 1963/: *Nummulites exilis* /Douv./, i foraminifery /J.Salaj–O.Samuel 1963/: *Alveolina rütimeyeri* Hott a *Alveolina oblonga* d'Orb. poukazujú na ypreský vek bazálneho súvrstvia. K jeho osobitostiam patrí prítomnosť valúnov bauxitu i prítomnosť bauxitického tmelu, dôkaz vzniku bauxitov v tejto oblasti je pred spodným eocénom.

### Neogén pri okrajoch Strážovských vrchov /spracované podľa podkladov E.Brestenskej/

Neogén pri okrajoch Strážovských vrchov vytvára výplň kotlín Považského podolia – Ilavskej a Trenčianskej kotliny. Buduje kotlinovú výplň Bánovskej pahorkatiny a výplň Hornonitrianskej kotliny. Na geologickej mape Strážovských vrchov sú zachytené predovšetkým okrajové časti uvedených štruktúrnych elementov neogénu. Ich osobitosťou je predovšetkým zastúpenie spodného miocénu obyčajne malej hrúbky a rozlohy vo forme denudačných zvyškov. Odkryté sú napr. pri Trenčianskom hrade, pri Kašeci, a pri s. okrajoch Bánovskej pahorkatiny. Zväčša ide o bazálnu

časť súvrstvia, karbonátové zlepenca a pieskovce egenburgu. Súvislý profil spodnomiocénnym súvrstviem poskytol vrt DB-15 pri Horňanoch. Ukázal, že hrúbka spodnomiocénneho súvrstvia dosahuje v Bánovskej kotline do 1200 m a že možno v ňom rozlíšiť tri oddiely: bazálny, šľirový a flyšoidný.

#### Egenburg – bazálne súvrstvie /kN1/

Bazálne súvrstvie tvoria predovšetkým karbonátové zlepenca zložené prevažne z úlomkov triasových vápencov a dolomitov, len podradne obsahujú žilný kremeň. Obsahom i polohou v nadloží triasových komplexov mezozoika silne pripomínajú bazálne súvrstvie paleogénu, s ktorým boli v minulosti miestami zamieňané /M. Maheř 1952/. Častejšie vyplňuje priehlbieniny v členitom podklade. Spevnenie zlepenecov je rôzne, vytvára ho karbonátový tmel, miestami dolomitický piesok. V takom prípade sú častejšie zlepenca rozpadavé. Na viacerých miestach v bazálnych zlepencoch sa našla egenburská makrofauna /A. Ondrejičková 1979/ s charakteristickými druhmi: *Pecten hornensis*, *Chlamys justiniana*, *Anomia ephippium costata*, *Pitaria schafferi*.

Pieskovce obstarávajú prechod do šľirového súvrstvia. V oblasti Neporadze a Dolných Motešíc však na viacerých profiloch v priamom nadloží zlepenecov je pelitické súvrstvie.

#### Egenburg a šľír – vápnité a aleuritické ílovce /iN1/

V spodnejších polohách šľirového súvrstvia je častejšie striedanie sa pelitov s vápnitými lavicovitými pieskovecami. Piesčitej i vápnitej zložky smerom do nadložia ubúda v šľirovom súvrství sivých, žltastosivých ílov. Pritom profil šľírom vykazuje vertikálnu zmenu mikroasociácie. V spodnej časti je mikroasociácia s prevahou lageníd a aglutinancií, vyššie s pyritizovanými rozsievkami a foraminiferami, nad nimi asociácia s rádioláriami a vo vrchnej časti so silikoplacentínami. Šľirové súvrstvie znamená teda prehĺbenie sedimentačného prostredia, v ktorého najvrchnejšej časti je výraznejšie zníženie salinity.

V najvyšších častiach súvrstvia egenburgu sa pelity striedajú s rozpadavými pieskovecami. Ide o spodnú časť tzv. flyšoidného súvrstvia spodného miocénu Bánovskej kotliny, ktoré siaha až do spodného karpátu. Mohutnejší komplex tohto súvrstvia je rozložený ďalej od okrajov Strážovských vrchov a tvorí spolu so sladkovodnými sedimentmi stredného a vrchného miocénu vlastnú kotlinovú výplň Bánovskej pahorkatiny.

Spodný miocén sa nachádza v útržkoch miestami i v nadloží centrálnom-

karpatského flyšu v Hornonitrianskej kotline. Je charakteristický brakickými a sladkovodnými usadeninami. Zlepencové fácie z egenburgu sa našli pri Kľačane /V.Čechovič 1959/.

Rozšírené a mocné je šľifové súvrstvie, ktoré miestami, hlavne v severnej časti, vytvára podložie vrchnotortónskeho uhľonosného súvrstvia. Ide o tmavosivé, prevažne piesčité slienité íly a ílovce s ojedinelými vložkami zlepencov, prípadne slaboslienité íly a piesčité íly s tenkými vložkami jemnozrnných pieskovcov a piesčitých ílovcov. Ich hrúbka /pri Opatovciach/ je maximálne 167 m /M.Brodňan 1970/. Stredný miocén miestami leží priamo na flyšovom súvrství. Predstavuje ho vulkanosedimentárny komplex uhľonosný /báden/, ílovcový /sarmat/ a vulkanická formácia sarmatu až vrchného pliocénu.

Pliocén – dák; fluviálno-limnické štrky s vložkami pieskov a piesčitých ílov /šN2/

Je to súvrstvie stratigraficky zaradované k dáku. Vystupuje v malých hrúbkach ako denudačné zvyšky v nadloží spodnokarpatského paleogénu a spodného miocénu pri severných okrajoch Bánovskej kotliny. Jeho súvislejšie a mocnejšie polohy sú až vo vlastnej Bánovskej kotline, od Bánoviec nad Bebravou na juh.

Fluviálne polymiktné štrky stredno- až hrubozrnné predstavujú i základnú výplň Trenčianskej kotliny.

Výplň Iľavskej kotliny tvoria polymiktné štrky miestami slabo spevnené, polymiktné pieskovce a šedé, žltkavé a zelenkasté, miestami vápnité íly, rozložené v šošovkovitých polohách. Súvrstvie dosahuje hrúbku viac ako 100 m.

## KVARTÉR

/spracované podľa podkladov I.Vaškovského/

Štruktúrna, hlavne morfoštruktúrna pestrosť Strážovských vrchov sa odrazila v mozaike rôznych variet štruktúrne-morfologických foriem i v typoch kvartérnych sedimentov. V reliéfe možno odlíšiť tri základné denudačné formy: stredohorský systém, riečny a sieť mladých dolín, vhlbených do poriečnej rovne zhruba o 70–120 m /E.Mazúr 1963/. Kvartérne sedimenty v súvislejších pokryvoch sú na svahoch v okrajových častiach pohoria v zóne prechodu do kotlin. Tvoria ich sedimenty proluviálne a

fluviálne; zriedkavejšie sú výskyty spraší, sprašových hĺn a sladkovodných vápencov.

Svahové sedimenty, prevažne vrchnopleistocénne /wü"rm/ a holocénne /3–4 m, zriedka 12 m/ sú:

– kremito-hlinité, zväčša viazané na svahy budované mäkkšími horninovými komplexmi,

– hlinito-piesčité na svahoch kryštalinika,

– hlinito-kamenité zväčša na skalných komplexoch mezozoika.

Osobitnú skupinu svahových sedimentov tvoria zosuny, ktoré vznikli spravidla premiestnením kvartérnych sedimentov. Na strmých svahoch /z. svah Strážova/ sa nájdu aj zosuny starších útvarov. Sú to väčšinou plošné zosuny, zriedkavejšie prúdové. Miestami sa nachádzajú i mladé aktívne zosuny, ktoré vznikli podkopením svahov /hlavne v Trenčíne/.

Wü"rm – ris: proluviálne sedimenty / $P_{Qw}$ ;  $P_{Qr}$ ;  $P_{QII}$ /

Vytvárajú kužele v priúpätných častiach Strážovských vrchov /napr. v doline Nitrice pri Nitrianskych Sučanoch, v okolí Nitrianskych Rudnians a Liešťan/ na stykoch pohoria a kotliny /pri Bojniciach/. Sedimenty kuželov majú pomerne slabo opracovaný úlomkovitý materiál s piesčito-hlinitou prísadou, s vrstevnatosťou niekde viac, inde menej výraznou. Petrografické zloženie kuželových materiálov je pestré, závislé od zloženia zberných oblastí tokov. V severozápadnom okolí Prievidze sú tri generácie kuželov, všetky pleistocénneho veku: nízke, stredné a vysoké /M. Lukniš 1968/. Hrúbka kuželovej akumulácie je 2–15 m.

Ris: fluviálne sedimenty, piesčité štrky / $f$   
 $s_{Qr}$ /

Fluviálne sedimenty /I. Vaškovský 1977/ sa zúčastňujú na stavbe stredného terasovitého stupňa medzi Hložou, Dubnicou a v okolí Trenčína, na stavbe dna horských potokov a poriečnej nivy Váhu a Nitry.

Hrúbka sedimentov na dne potokov je nerovnomerná, závislá od typu dolín – niekde úzkych, inde kaňonovitých s pomerne strmým spádom pozdĺžneho profilu s častým hlbokým vrezom dolín v tvare V. Aktívne rezávanie potokov do podložných hornín pokračuje rovnako ako transport úlomkového materiálu zo svahov. Hrúbka fluviálnych sedimentov sa pohybuje od 1–5 m. Prevládajú piesky, štrky, ale i balvany a úlomky; jemnejších hlinitých častíc je málo.

Poriečna niva Váhu predstavuje najvýznamnejšiu akumuláciu kvartér-

nych sedimentov, ktorých hrúbka dosahuje 5–9 m. Na báze sú väčšinou hrubé, nepravidelne uložené sedimenty s vertikálnym prechodom do štrkopieskov a piesku. Vrchné časti poriečnej nivy tvoria asi 1,5 m hrubé poriečne piesčité hliny. Zloženie hrubých klastík je nerovnomerné v priemere vyjadrené nasledovnou skladbou /E.Horníš 1956/: žuly 37,1 %, potom kremeň, kremence 25,5 %, vápenec 20,4 %, pieskovec 12,5 %, ruly 1,1 %, dolomity 1,1 %, bazické vyvreliny 1 %. Štrkový materiál je dobre opracovaný, má tvar ovalný, podlhovastý, doštičkovitý a splaštený.

Petrografické zloženie sedimentov stredného terasovitého stupňa Váhu je v podstate rovnaké. Ich hrúbka dosahuje 5–10 m. Na povrch vystupujú prevažne štrkopiesky, hlavne na hrane terasového stupňa, ktorého podstatná časť je zakrytá sprašovými hlinami.

Wurm: eolické sedimenty; sprašové hliny, spraše  
/l<sup>e</sup>Q<sub>w</sub>; h<sup>e</sup>Q<sub>w</sub>/

Sprašové hliny sú zvlášť hojné v okolí Trenčína smerom k Soblahovu, pri okrajoch Bánovskej kotliny i v okolí Prievidze, v okrajových častiach Hornej Nitry. Sú prevažne nevápnité alebo slabo vápnité, farby žltej, žltohnedej a hnedej /priemer CaCO<sub>3</sub> 0,26 %, maxim. 2,7 %/. Miestami /v Trenčíne/ sú v nich dva výrazné horizonty fosílnych pôd a vložky svahových sedimentov. V zrnitostnom zložení sprašových hĺn, ktoré sú vrchnopleistocénneho veku, prachovitá frakcia tvorí 58–82 %, piesčitá frakcia 2–29 %, ílovitá frakcia /Md 0,08–0,04 mm/ 7–30 % /E.Vaškovská 1964/.

Spraše vystupujú v nižších nadmorských výškach v okolí Trenčína. Sú farby žltej a žltohnedej, sú vápnité, CaCO<sub>3</sub> od 3–27,6 %, v priemere 11,4 %. Obsahujú vápnité konkrécie až do veľkosti 7 cm, dva výraznejšie horizonty fosílnych pôd i malakofaunu. V zrnitostnom zložení spraší prevláda prachovitá frakcia /52–83 %/, kolísavým obsahom je zastúpená piesčitá frakcia /5–34 %/ a ílovitá frakcia /4–24 %/, Md -0,15–0,04 mm.

Ris/wurm: organogénne sedimenty /t<sup>o</sup>Q/

Na viacerých miestach v prameniskách minerálnych vôd vystupujú sladkovodné vápence prevažne holocénneho veku /J.Kovanda 1971/, najčastejšie sypké penovce /piesčité/, ľahké penovce i silne pórovité travertíny, až sladkovodné vápence /Bojnice/. Miestami sladkovodné vápence tvoria rozsiahlejšie kopy, ktoré vznikli počas posledného interglaciálu /Trenčianske Teplice, Bojnice; J.Bárta 1972/.



## TEKTONIKA

Strážovské vrchy sú najkomplexnejším jadrovým pohorím budovaným všetkými základnými tektonickými jednotkami.

### KRYŠTALINIKUM SUCHÉHO A MALEJ MAGURY

Kryštalikum Strážovských vrchov s masívom Suchého a Malej Magury predstavuje dvojjadro rozčlenené neskoropalpínskou tektonikou; temešskou synklinálou a rudnianskym zlomom. Stavba oboch masívov je v podstate rovnaká s tým rozdielom, že v Suchom je väčší podiel hornín plášťa; masív Malej Magury s rozsiahlejším zastúpením granitoidov je zrejme viac vyzdvihnutý.

Nápadnou črtou kryštalinika v Strážovských vrchoch, a to v oboch jadrách je, že základné horninové typy – pararuly, migmatity, granitoidy vystupujú v pruhoch od niekoľko desiatok metrov do niekoľko km. Ich rozloženie svedčí o tom, že každé z jadier predstavuje zložené megaantiklinórium /A.Klinec 1962, Š.Kahan 1971/ s najvyšším vyklenutím pozdĺž centrálnych centrálnych hrebeňov budovaných prevažne granitoidnými horninami. Na stavbe sa podieľa niekoľko zreteľných makroštruktúr.

Pararuly, migmatity a čiastočne i granitoidy vykazujú jednotný charakter foliácie s prevládajúcimi smermi v juhozápadnej časti SSV–JV až S–J; v severozápadnej a severnej časti smery JZ–SV až V–Z /A.Klinec 1958, 1963, Š.Kahan et al. 1978/. V severnej časti kryštalických jadier teda dochádza k pootočeniu smeru štruktúr. Väčšina plôch s<sub>1</sub> je strmo vztýčená, lokálne až kolmá, najmä v juhozápadnej časti územia. Plytšie sú sklony v západnej a severnej časti s prechodom do antiklinál a synklinál zreteľných tak v pararulách, ako aj v migmatitoch /Š.Kahan 1979/.

Drobné vrásky veľkosti do 100 cm hojné v migmatitoch, zriedkavejšie v rulách sú valcovité s miernym až tesným záverom, kongruentné i koncentrické, časti združené, kľukaté, pygmatitické, častejšie so zdvojeným jadrom. V rulách sú hojnejšie vrásky milimetrových rozmerov /M.Putiš 1979/.

Na rozdiel od väčšiny kryštalických jadier ani v Suchom ani v Malej Magure niet mezozoika paleoalpínsky zavrásneného uprostred kryštalinického komplexu. Uprostred kryštalinika nie sú ani výrazné alpínske plochy bridličnatosti s<sub>2</sub>.

Z alpínskych štruktúrnych elementov sa výrazne uplatňujú len zlomové neoalpínske línie, ktoré kopírujú smery predalpínskych štruktúr. Zlomové línie sprevádzajú zóny s plochami kliváže osovej roviny vrás V<sub>1</sub> s<sub>1</sub> smeru zreteľnejšie v migmatitoch. Pozdĺž zlomu, pri v. ukončení jadra Suchého sa na drobných zlomových poruchách sprevádzaných lineáciami kĺzania čiastkových blokov nájdu i tektonické zrkadlá.

Nápadné je vystupovanie kemitých porfýrov na mladej zlomovej štruktúre ssz. jz. smeru v údolí Belanky. Pravdepodobne je to prejav alpínskeho vulkanizmu.

## MALOMAGURSKÁ JEDNOTKA

Vytvára bezprostredný obal kryštalického jadra, rozložený zväčša vo forme monoklinály pri sz. okraji masívu Suchého a Malej Magury. Jeho súvislý priebeh narušuje sj. diviacky zlom, ktorý spôsobuje vysunutie obalu Suchého oproti obalu Malej Magury asi o 4 km. Z východnej strany tohto zlomu malomagurská jednotka vystupuje v okolí Čavoja vo výraznej neskoroalpínskej synklinále temešskej.

V nej je pozoruhodný značný rozsah vápencovo-dolomitických komplexov triasu i značný plošný rozsah s klenbovým štýlom najmladších členov malomagurskej jednotky, hlavne albu. Pritom sa miestami mladšie členy prudko ponárajú pod vápencovo-dolomitické komplexy. Je to dôsledok smerného prešmyku kryštalického jadra vrátane obalu zo starších členov malomagurskej jednotky cez mladšie členy.

Analogický smerný prešmyk pozorovať i západne od rudnianskeho zlomu, západne od Gápľa. Tu mladšie členy obstarávajú tektonický styk priamo so spodotriasovými kremencami. Stredno- a vrchnotriasové členy k povrchu nevystupujú, sú zrejme prekryté prešmykom. Rozsiahlejší komplex triasových vápencov a dolomitov vystupuje i v ďalšej z neskoroalpínskych synklinál, zo synklinály Trhanie pri sz. okraji Suchého.

Výraznejšie tektonické komplikácie v stavbe kryštalinika i malomagurskej jednotky vo východnom úseku sú v. od Tužinskej doliny. Tu sa na južnom svahu bočnej Lúčnej doliny uprostred malomagurskej jednotky o krížňanského príkrovu vynára tektonické okno kryštalinika v sprievode spodotriasových kremencov. Východnejšie malomagurská jednotka vystu-

puje v dvoch pruhoch. Južnejší obal kryštalinika má malé sklony. Budujú ho mocné spodnotriasové kremence a jurské členy. Len kulisu vytvára spodnokriedový komplex sprevádzaný albom. Celá séria sa pod mier- nym uhlom skláňa pod mohutný komplex dolomitov poklesnutej kryhy krížňanského príkrovu. Severnejší pruh malomagurskej jednotky je tekto- nicky včlenený medzi dva mocné pruhy dolomitov krížňanského príkrovu. Predstavuje súčasť zdvihu s tektonickým oknom kryštalinika Lúčnej doliny. Pritom pozorujeme od juhozápadu k severovýchodu normálny sled – spod- notriasovými kremencami začínajúc a albskými bridlicami končiac.

## KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Krížňanský príkrov je najrozsiahlejšou jednotkou Strážovských vrchov s celým radom znakov, ktoré majú celokarpatský význam a v určitom sme- re ho charakterizujú. K nim patrí:

a/ polyštruktúrnosť ako odraz viacsériovosti /polyfaciálnosti sensu A. Tollmann/ s kmeňovým zliechovským a neveľkým odnožovým belianskym príkrovom,

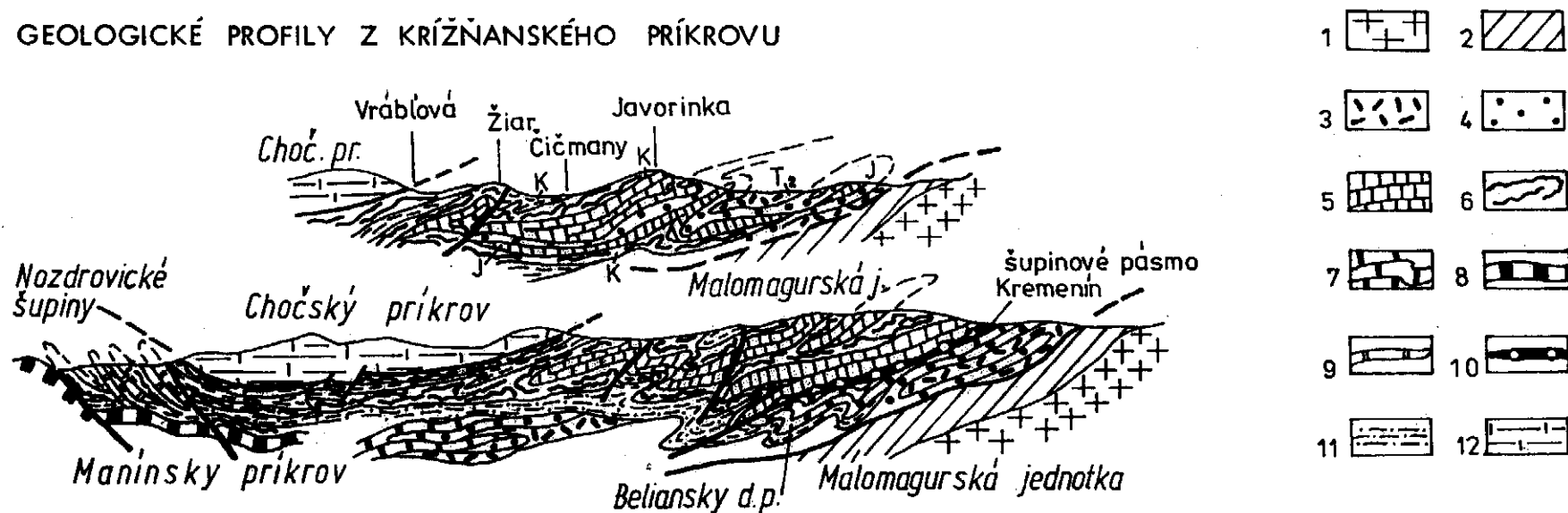
b/ početné digitácie regionálneho i lokálneho rozsahu i ležaté vrásy – znaky vrásového charakteru pripovrchového príkrovu. Pritom digitácie a ležatá vrása sú nielen v severnej pričelovej časti príkrovu, ale i v juž- nej časti pohoria, južne od kryštalického jadra.

Viacsériovosť krížňanského príkrovu sa prejavuje v určitej štruktúrnej samostatnosti belianskej jednotky. Vystupu je hlavne v priestore Valaská Belá – Čierna Lehota ako bazálny štruktúrny element s členmi od spodné- ho triasu po vrchný alb. Na báze súvislého sledu príkrovu v podloží spod- notriasových kremencov a v nadloží albu malomagurskej jednotky sú šupi- ny spodnotriasových kremencov sprevádzané útržkami žuly /M. Maheľ 1948/, tektonicky silne rozdrvenej. Mocné triasové členy vývinu typického pre krížňanskú jednotku vykazujú zdigitovanie. V priestoroch výstupu belian- skej jednotky sú triasové členy sústredené len u nej; nadložná zliechov- ská jednotka sa začína až keuperom; s postupným vykľňovaním belian- skej jednotky k východu objavujú sa na báze krížňanského príkrovu s.s. – zliechovského.

Zdigitované sú i mladšie členy belianskeho príkrovu; vytvárajú celové digitácie. Pritom najmladší člen – alb nadväzuje na ten-istý člen pre- vráteného krídla ležatej vrásy zliechovského príkrovu.

Podstatnú časť krížňanského príkrovu buduje zliechovský čiastkový prí- krov s dvoma regionálnymi digitáciami – gápelskou a čičermanskou. Tieto

## GEOLOGICKÉ PROFILY Z KRÍŽŇANSKÉHO PRÍKROVU



## Vysvetlivky:

1 – Kryštalinikum, 2 – malomagurská jednotka, 3 – 11: krížňanský príkrov, 3 – stredný trias – vápence a dolomity, 4 – vrchný trias – karpatský keuper a rét, 5 – jura zliechovskej skupiny, 6 – titón až spodná krieda – slienité vápence zliechovskej skupiny, 7 – jura až spodný alb – plytkovodný typ /beliansky čiastkový príkrov/, 8 – jura až spodný alb – manínsky príkrov, 9 – apt až spodný alb – vápence šupinového pásma nozdrovického, 10 – trias až spodná krieda – šupinové pásmo Kremenín, 11 – alb až cenoman – flyš, 12 – chočský a strážavský príkrov

dva rozsiahle štruktúrne elementy prepája prevrátená synklinála Kohútovej doliny.

Gápelská digitácia v oblasti v. od rozloženia belianskej jednotky predstavuje zastúpením mocných triasových členov podstavcovú časť príkrovu. Vo vyššej, čičermanskej digitácii sú mohutne zastúpené jurské a kriedové členy. Na značnom priestore /v západnej časti pohoria/ vytvárajú rozsiahlu ležatú vrásu – dubnickú.

Stavba dubnickej ležatej vrásy i čičermanskej digitácie je spestrená lokálnymi digitáciami a spätnými vrásami zjavnými v oblasti Salašníka /s. časť Tužinskej doliny/, v oblasti Čičmian v priestore Lazničky, na Vápenici pri Zliechove, Homôlky a v oblasti Dubnice n/Váhom.

V čelovej časti krížňanského príkrovu vystupujú len najmladšie členy titónom počnúc. Striedajú sa v niekoľkých pruhoch a vytvárajú sústavu miestami troch, inde až štyroch čelových vrás severozápadnej vergencie, kombinovaných so súbežnými prešmykmi. Pre tieto čelové vrásy je charakteristický častejší výskyt drobných telies augititov a výraznejšie zastúpenie členov spodnej kriedy, faciálne bližších butkovskému vývinu manínskeho príkrovu. Osobitne výrazné je zastúpenie organodetrilitických vápencov, organodetrilitických vápencov prerastených rohovcami, prítomnosť šošoviek rohovcových vápencov spodného albu. Najhojnejšie sú v najsevernejšej nozdrovickej štruktúre, ktorá obstaráva styk s manínskym príkrovom. Medzi manínskym príkrovom a krížňanským je spojujúca synklinála Zlatého Dielu, ktorá má v jadre sčasti pieskovcový flyš vrchnoalbský až spodnocenomanský /zaradovaný D. Andrusovom 1968 už k manínskej jednotke/.

Paletu typov digitácií v krížňanskom príkrove spestrujú i tzv. strechové digitácie. Báza chočského príkrovu sa veľmi často nachádza na nie najmladšom albsko-cenomanskom súvrství, ale na neokóme. I v priestoroch vzdialenejších od čela krížňanského príkrovu, priamo pod presunovou plochou chočského príkrovu ležia šošovky, vankúše i súvislejšie polohy neokómskeho súvrstvia a nie najmladší člen príkrovu bridličnato-pieskovcové súvrstvie albsko-spodnocenomanské. Prítomnosť sprievodných rauvakov nevyklučuje, že ide o vyvalcované krídlo vyššej digitácie.

Pri južnom okraji kryštalinika Suchého a Malej Magury krížňanský príkrov vystupuje v dvoch tektonicky odlišných areáloch:

a/ v šupinách pri okrajových zlomoch na rozhraní kryštalinika a paleogénu,

b/ v tektonických oknách uprostred chočského príkrovu.

I tu je výrazné zdigitovanie krížňanského príkrovu, ale podradné zastúpenie najmladšieho albsko-cenomanského súvrstvia.

## MANÍNSKY PRÍKROV

Manínsky príkrov buduje viac-menej súvislý vnútorný okraj bradlového pásma /D. Andrusov 1938/ a umožňuje spojenie s čelami krížňanského príkrovu. Súvislosť manínskeho pásma zabezpečujú mocné flyšové komplexy albu-cenomanu. Uprostred nich morfológicky vo forme bradiel vystupujú sledy starších jursko-spodnokriedových členov zaradené do vrás, prevažne prevrátených. Typickou čelovou prevrátenou antiklinálou je butkovská antiklinála v severnej časti s periklinálnym uzáverom. „Urgón“ spodného krídla antiklinály leží nasunutý na strednocenomanských praznovských vrstvách. V normálnom krídle vrásky nad „urgónom“ len miestami sú vrchnoalbské sliene. Toto krídlo je miestami zošupinovatené vďaka mladším juhovergentným prešmykom.

Periklinálne uzávěry antiklinál známe i z Manína, zaznamenávajú nábeh k bradlovému štýlu hlavne tam, kde sú tektonicky redukované vnútorné vrchné krídla vrás.

Základným tektonickým štýlom manínskeho príkrovu sú teda ležaté vrásky, intenzívnejšie prevrásnené. Týka sa to tak flyšových komplexov, ako i starších karbonátových sekvencií. Charakteristické pre čelové časti príkrovu sú niekde viac, inde menej vztýčené vrásky. Krídla vrás sú častejšie redukované; vrásky sú kombinované s prešmykmi. Jadrové členy sú morfológicky vypreparované v bradlá, sú rozostavené do dvoch, inde do troch radov – vrásových štruktúr. Pritom každý rad má iný vývin.

Rozsiahle bradlo Manína predstavuje vonkajšiu štruktúru a spomedzi uvedených troch radov má najplytkovodnejšie fácie jury a spodnej kriedy. Veľké bradlo Butkova reprezentuje najvnútornejšiu štruktúru. Práve ono vykazuje najväčšiu príbuznosť ku krížňanskému príkrovu – jeho belianskej jednotke vývinom väčšiny svojich členov. I štruktúrne butkovská antiklinála k juhu nadväzuje na čelovú časť zliechovského príkrovu spojujúcou synklinálou s mocným cenomanským flyšom a pieskovecami. Antiklinoriálne pásmo manínske je vlastne súčasťou čelových vrás vnútrokarpatských príkrovov, hlavne krížňanského. Nie je náhoda, že spojujúcu synklinálu s mocným cenomanským flyšom sprevádzajú šupiny titónsko-spodnoalbských členov, nozdrovického vývinu, blízkych butkovskému vývinu manínskej jednotky.

Čelovú časť manínskeho príkrovu takú, aká vystupuje v bradlovom pásme, možno sledovať v priestore Trenčianska Teplá – Dobrá, Trenčín – Skalica. Lenže táto čelová štruktúra bez prerušenia pokračuje do oblasti Opatovskej doliny k Soblahovu, južne k Trenčianskym Tepliciam – Petrovej Lehote – Peťovke a možno ju sledovať 15–20 km od okraja bradlového

pásma až k Dubodielu. Podobne ako nadložný krížňanský príkrov leží plocho. Obidva príkrovy predstavujú systém plochých ležatých vrás až šupín. Plastickejšie členy, miestami spolu so strednotriasovými vápencami a dolomitmi sú nahromadené v spodnej časti príkrovu.

Tak butkovská štruktúra, ako aj vrchné šupiny manínskeho príkrovu v centrálnokarpatskej časti sú previazané „spojujúcim“ albsko-cenomanským flyšom. Výrazný je hlavne v oblasti Trenčianske Teplice a pri Soblahove. I tu rovnako ako južne od butkovskej štruktúry sú pre ňu príznačné šašovky – bradielka s rohovcovými vápencami spodného albu i s kalCIFerulovými vápencami vrchného albu.

Postih mladšími povrchnokriedovými vrásneniami je pochopiteľne intenzívnejší, ale i zjavnejší v centrálnokarpatskej časti manínskeho príkrovu, v jeho severnejších častiach bližšie k bradlovému pásmu.

Zvlášť poučný v tomto smere je profil pri Kolačfne, kde manínska jednotka je prešmyknutá na chočskú. Názorný je prešmyk manínskej jednotky cez krížňanskú pri Dobrej.

Príkrovový charakter a stavbu manínskej jednotky zvlášť názorne dokladajú výsledky vrtu SM-1 pri Soblahove /M.Maheľ-M.Kullmanová 1970/, a to vo viacerých smeroch:

a/ Už v hĺbke 289 m sa dosiahlo podložie manínskej jednotky a prevrätané boli šupiny tmavosivých slieňov a slienitých bridlíc rétu a liasu striedajúce sa so súvrstvom keuperu s telesami anhydritov podložnej tatrídnej jednotky.

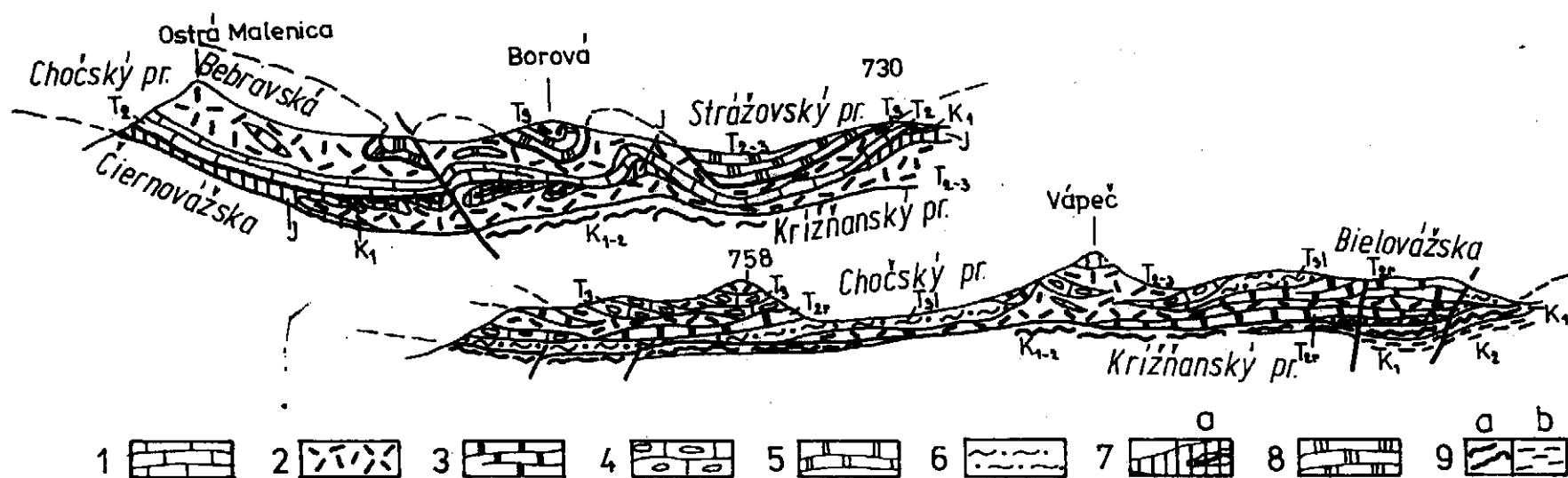
b/ Preukázaná bola šupinovitá stavba manínskeho príkrovu s náznakmi existencie dvoch ležatých vrás. Tektonickú komplikovanosť dokladajú tenké vložky spodného cenomanu, resp. vrchného albu v sprievode barému, prípadne aptu.

c/ Navrätaná poloha slieňov a bridlíc vrchného albu – spodného cenomanu s výskytom barému potvrdzuje kondenzovaný vývoj vrchného albu, resp. spodného cenomanu a predchádzajúci hiát rovnaký ako v butkovskej štruktúre.

d/ Potvrdzuje sa značný rozsah povrchnokriedových pohybov a to tým, že v hĺbke 1317–1346 m bolo navrätané súvrstvie koňaku, vývinom i veľkom analogické s výskytmi uprostred kryštalinika v neďalekom Inovci /A. Kullmanová 1980, V. Gašpariková 1980/.

Medzi čelovou časťou manínskeho príkrovu, rozloženou pri okraji bradlového pásma a jeho časťou v centrálnych Karpatoch niet zásadnejších rozdielov v obsahu. Pokiaľ sú rozdiely v štruktúre, sú také, ako bývajú medzi čelovou a ostatnou časťou príkrovu, pravda násobené vyššou dynamikou bradlového pásma, iným charakterom podložia s rozdielmi v intenzite mezoalpínskeho vrásnenia. Obsahová zviazanosť s krížňanským príkro-

## GEOLOGICKÉ PROFILY: CHOČSKÝ A STRÁŽOVSKÝ PRÍKROV



## Vysvetlivky:

1 – 8 Chočský a strážovský príkrov: 1 – anis: gutensteinské vápence, 2 – stredný a vrchný trias: dolomity, 3 – vrchný anis a ladin: reiflinské vápence, 4 – karn: oponické vápence, 5 – vrchný anis a ladin: wettersteinské vápence – bebravská jednotka, 6 – karn: lunszké vrstvy, 7 – mladšie členy rétu a lias: a/ malm až hoteriv, 8 – stredný lias: vápence strážovského príkrovu, 9 – krížňanský príkrov: a/ titón – apt – slienité vápence, b/ alb – slienité bridlice, pieskovce



vom, vyjadrená sekvenciami s paleotektonicky zmiešanými členmi i štruktúrna zviazanosť poukazujú na to, že manínsky príkrov je geneticky úzko zviazaný s krížňanským príkrovom. Samostatnejší vývin má iba v čelovej časti vplyvom mezoalpínskeho vrásnenia. Taký záver zásadne mení názor na paleogeograficky i štruktúrny obraz stykovej zóny centrálnych a vonkajších Karpát /M. Maheľ 1978/.

## CHOČSKÝ PRÍKROV

Na stavbe chočského príkrovu v Strážovských vrchoch sa zúčastňujú jednotky: čiernovážska, bielovážska, bebravská. Každá so špecifickým obsahom, ale i s určitými štruktúrnymi osobitosťami – spodnotriasovými kremencami a pestrými bridlicami.

Popri vzájomnom zastúpení sa jednotlivých sérií chočského príkrovu, resp. čiastkových elementov pozoruhodné je i laterálne zastupovanie strážovským príkrovom.

### Čiernovážska jednotka

Vytvára bazálne šupy chočského príkrovu hlavne v južnej a severnej časti pohoria. V južnej časti vystupuje vo forme jednej, miestami dvoch šupín nevelkých hrúbok. Tu má na báze i spodnotriasové členy. V severnej časti pohoria je jej základný člen – dolomitové komplexy – mocný, tektonicky zdvojený existenciou rozsiahlej mohutnej ležatej vrásky sprevádzanej na krídlach rétskymi až spodnokriedovými členmi.

Tieto mladšie členy sú vo svojej podstatnej mase sústredené na čelovú časť príkrovu, a to vždy len na čiernovážsku jednotku. V čelovej časti príkrovu tieto mladšie členy sú prevrásnené. Miestami budujú zložitý rad šošoviek a nezrelých bradiel.

Pozoruhodné sú výskyty rétskych a jurských súvrství i v južných častiach Strážovských vrchov pri Diviakoch. Tektonické komplikácie i tu vykazujú nábeh k zošupiňovateniu.

### Bielovážska jednotka

Vystupuje v malom rozsahu v južnej časti Strážovských vrchov. V strednej a západnej časti pohoria predstavuje základný štruktúrny element choč-

ského príkrovu. Vyznačuje sa existenciou ležatých vrás, dlhých niekoľko km v hrúbke /výške/ sotva 200–300 m.

### Bebravská jednotka

Rozsahom i mocnosťou je čiernovážskej a bielovážskej jednotke prinajmenej ekvivalentná ďalšia zo sekvencií chočského príkrovu – bebravská jednotka. V južnej časti Strážovských vrchov buduje podstatnú časť chočského príkrovu a neraz jej spodnoaniské vápence ležia priamo na neokóme krížňanského príkrovu. Na viacerých miestach v jej podloží sú len tenké šupiny bielovážskej série /pri Krásnej Vsi/ prípadne série čiernovážskej.

Prevrátené sledy bebravskej jednotky, ako aj opakovanie sledov, zavinovanie jadrového člena aniských vápencov, to všetko poukazuje na ležaté vrásky /hlavne v okolí Šipkova/. V severnej oblasti v horskej skupine Malenice bebravská jednotka zastupuje podstatnú časť chočského príkrovu. Severné časti kryh vápencov strážovského príkrovu sú zavinuté do dolomitových más podložnej bebravskej jednotky.

Komplikovanejšiu stavbu má chočský príkrov i vo východnej časti Strážovských vrchov. Tu v doline Rajčianky je uprostred aniských vápencov hlboko zavrásnený pomerne mocný komplex dolomitov. Ide o synklinálu strmú s vergenciou k JV – možno hovoriť o nábehu k digitácii.

### STRÁŽOVSKÝ PRÍKROV

Strážovský príkrov vytvára tektonické kryhy spravidla v nadloží rôznych jednotiek chočského príkrovu, najčastejšie bebravskej jednotky. V čelových častiach vykazuje prevrásnenie s podložnou bebravskou jednotkou, zjavné severne od Strážova, na Smrčinovci i v čelovej časti Kačiek, ale i v kryhe Baske.

Pri posudzovaní vzájomných vzťahov chočského a strážovského príkrovu treba mať na zreteli ich vzájomnú priestorovú kompenzáciu, blížiacu sa miestami až k zastupovaniu. Nie je totiž náhodné, že chočský príkrov je redukovaný v celom rade priestorov, kde sa objavuje strážovský príkrov. Obsahová i štruktúrna spätosť chočského príkrovu so strážovským je oveľa väčšia ako spätosť chočského príkrovu s krížňanským.

## PALEOGÉNNE KOTLINY

### Južné paleogénne kotliny

Južne od kryštálických masívov Suchého a Majej Magury sú rozložené dve kotliny s paleogénom: Kšinianska a Hornonitrianska.

#### Kšinianska kotlina

V geologickej literatúre je známa ako uhrovská panva /M.Maheľ 1948, 1962/, je pretiahnutá v smere SV – JZ s postupným poklesom – ponorom osi k JV k Bebravskej nive, súčasť Bánovskej pahorkatiny. Kšinianska kotlina sa s ňou stýka pozdĺž sj. zlomu timoradského /M.Maheľ 1963/. Západne od tohto zlomu v Bánovskej pahorkatine paleogén nebol zastihnutý vrtmi v podloží neogénu a jeho výskyty nie sú známe ani na okrajoch tejto pahorkatiny. Pri v. okraji panvy sa nachádza tektonicky silne porušený komplex zlepenčov okrajovej fácie. K západu zlepenca laterálne prechádzajú do flyšu, sklony vrstiev sú miernejšie a pravidelnejšie smerom k osi panvy. Len západne od doliny potoka Radiša, pozdĺž ktorej prebieha výrazný sj. radišský zlom, severný okraj kotliny vytvára bazálna litofácia. Tu bazálne zlepenca, ležiace nad komplexmi /prevažne dolomitovými/ bebravskej jednotky, lemujú po celej dĺžke i južný a sčasti východný okraj kotliny.

Osovú časť kšinianskej kotliny predstavuje flyšové súvrstvie, sčasti prekryté neogénom.

#### Hornonitrianska kotlina

Začala sa formovať ako včasná depresia už v paleogéne. Paleogén podstieľa v značných hrúbkach jej hlavnú neogénnu výplň. K povrchu vystupuje pri jej z. okraji na vysokej bojnickej kryhe, zovretej tromi zlomami: severojužným diviackym na západe, sz. – jv. šutovským na severe a ssv. – jv. zlomom malomagurským na východe /M.Maheľ 1961/. Tektonická stavba tejto kryhy je dobre známa vďaka hydrogeologickému prieskumu bojnickej pramennej oblasti /P.Gross – O.Franko – O.Samuel 1970/. Rozlamanie je spôsobené hlavne systémami zlomov smeru SV – JZ, v dôsledku čoho sú sklony paleogénu pri zlomoch strmšie; smerom do panvy sú podstatne miernejšie 10 – 15°. Doložená je nerovnomerná hrúbka jednotlivých členov hlavne ílovcevej fácie /slienité ílovce, slieňovce vrchného lutétu až priabónu/ s hrúbkou vo vysokej kryhe 30 m, v kotline až 635 m.

A to svedčí o funkcii niektorých zlomov i malomagurského zlomu už počas paleogénu. Výskum skalných a riečnych terás travertínov dokladá pohyby na zlomoch až do sarmatu, ba i v pliocéne a v kvartéri.

### Kotliny pribradlovej zóny

Prečínska a domanižská kotlina predstavujú synformy, rozložené pri vnútornom okraji štruktúrne členitej pribradlovej oblasti, porušené systémom prešmykov s vergenciou k vnútrajšku.

Paleogénna výplň týchto panví je vnútorným okrajom paleogénu hričovsko-žilinského typu /D.Andrusov 1965/ s prítomnosťou paleocénnych a spodnoeocénnych súvrství tektonicky intenzívnejšie postihnutých. Sú okrajovými zvyškami pribradloveho trógu rozloženého v čele mobilného bloku centrálnych Karpát a zaplňovaného materiálom z čiel príkrovov /R.Marschalko 1965/. Prečínska kotlina je južným výbežkom synklinálneho prehybu prečínsko-hričovského, Domanížská kotlina domanižsko-brezovsko-žilinského /M.Maheľ et al. 1962/. Oddeľuje ich antiklinálny pruh budovaný čelami chočského a krížňanského príkrovu. Severnejšie paleogénne výplne obidvoch synforiem oddeľuje členená súľovská brachyantiklinála /D.Andrusov in D.Andrusov – M.Kuthan 1943/.

Severnejšiu prečínsku synformu buduje predovšetkým mocný komplex zlepencov. Ich transgresívny charakter je zjavný na čelových členoch krížňanského príkrovu /neokóm – alb/.

V domanižskej synforme je popri zlepencoch vyvinutý i mocnejší flyš s polohami zlepencov, monoklinálne uklonený k JV. Južnú časť panvy predstavuje vyzdvihnutá, plocho ležiaca kryha so zlomami paralelne prebiehajúcimi s osou „kotliny“. Vrt pri Pružine /RK-27/ zasiahol podložie paleogénu už v hĺbke 34 m. Ani tu nejde o členy chočského, prípadne strážovského príkrovu, ktoré vystupujú pri okrajoch kotliny, ale o najmladší člen krížňanského príkrovu, súvrstvie vápnitých flovcov a pieskovcov so spodnoalbskou mikrofaunou /J.Šalaga et al. 1978/.

Okraje Prečínskej kotliny sprevádzajú prešmyk trstiansky a počarovský. Prešmyk východovergentný ohraničuje i západný okraj Domanížskej kotliny; sklony paleogénu pri ňom dosahujú až 70°.

Prečínska a Domanížská kotlina predstavujú vnútorné okrajové časti pribradlovej zóny s prehybmi usmernenými zlomami západokarpatského smeru JZ–SV, založenými v spodnom eocéne až v spodnom lutéte.

## NEKOROALPÍNSKA A POPALEOGÉNNÁ TEKTONIKA

V Strážovských vrchoch sa výraznejšie než v ktoromkoľvek inom pohorí uplatnilo neskoroalpínske vrásnenie s následným vznikom prešmykov. Prítom priebeh vrásových i smerných prešmykov pokračuje do susedných Súľovských vrchov, Malej Magury i do Ziaru. Považský Inovec i v neskoroalpínskom štruktúrnom pláne je súčasťou iného bloku než Strážovské vrchy.

1. V rozložení neskoroalpínskych vrásových štruktúr v Strážovských vrchoch dominuje antiklinála Vápenice /M. Maheľ 1961/. Tá smerne pokračuje cez tektonické okná Biely potok – podhrebeňová časť Hrubej Kačky – dolina Rajčianky /z. od Fačkova/ – tektonické okno dŕčinskej jednotky – antiklinálna hrasť Kozla v Malej Fatre. Smerom k juhozápadu antiklinála Vápenice pokračuje v antiklinálnom pásme Jám /pruh aniských vápencov na plošine Žihľavníka/ až k tektonickému oknu Slatinky s výstupom najmladších členov krížňanského príkrovu uprostred vápencovo-dolomitických más chočského a strážovského príkrovu.

2. Zo severu súbežne s opísaným antiklinálnym pruhom prebieha výrazná, miestami široká synklinála, reprezentovaná od severu k juhozápadu týmito útvarmi: Rajecká kotlina – synklinála Sádeckého vrchu a Hrubej Kačky s mocnými komplexmi strážovského príkrovu – široká synklinála so zachovanými zvyškami paleogénu pri Mojtíne, Čierny vrch – Slezajny /s kryhami strážovského príkrovu k juhovýchodu/ a synklinála Baske.

3. I z južnej strany ústredného antiklinálneho pásma sa tiahne synklinálne pásmo, reprezentované: priekopovou prepadlinou, pretiahnuté z vnútornej strany antiklinálnej hrasti Kozla – synklinálou Tiesňav v doline Rajčianky – kryhou Strážova – zliechovskou depresiou – synklinálou Ostrice.

Priebeh neskoroalpínskych, tu azda až neskoropaleogénnych vrásových štruktúr sprevádzaných smernými zlomami, hlavne prešmykmi je najvýraznejší v pribradlovej zóne v sz. časti Strážovských vrchov a v Súľovských vrchoch. Štruktúry, ktoré vyčlenil v Súľovských vrchoch D. Andrusov /D. Andrusov – M. Kuthan 1942/, ukazujú sa nám ako priebežné synklinály i antiklinály. Zvlášť dôležité je preukázanie regionálnejšieho rozsahu antiklinály Skaliek a súľovskej antiklinály.

Antiklinála Skaliek prebieha pri z. okraji synklinály Kačiek cez tek-

tonické okno druhej Štúrovej brány so zdigitovanými mladšími členmi čier-  
novázskej jednotky: tektonické okno kopecké, antiklinálne pásmo Štefan-  
ca; antiklinálu omšenskú so zdvihom prevráteného krídla dubnickej vrásky;  
cez tektonické okná krížňanského a manínskeho príkrovu v úseku Sobla-  
hov – Mníchova Lehota.

5. Pásmo brezovskej a domanižskej synklinály s mocnou výplňou pri-  
bradlového paleogénu napája sa smerom k JV na synklinálne pásmo Male-  
nice, budované chočským príkrovom so zavrásnenými kryhami strážovské-  
ho príkrovu. V jeho smernom pokračovaní sú kryhy chočského príkrovu  
Holazní, z. od Hornej Poruby, Markovice a Machnáča pri Trenčianskych  
Tepliciach a Jánovho vrchu pri Kubrici.

6. I západnejšia súľovská antiklinála má v podloží paleogénu nadväz-  
nosť na antiklinálny pruh Stráne – Trudovač. Smerom k západu, v okolí  
Dubnice nadväzuje na tektonické okná členov prevráteného krídla dubnic-  
kej vrásky /v Lieskovskej a v Dubnickej doline/ a antiklinálny pruh manín-  
skeho príkrovu pri Trenčianskych Tepliciach, jej priebeh možno sledovať  
až ku Kubre.

7. Najsevernejšia prečínska synklinála svojou osou smerne nadväzuje  
na kryhy chočského príkrovu Norovice pri Ilave a na malé kryhy tohto  
príkrovu pri Kubre a na hradnom vršku Trenčín.

8. V južnej polovici Strážovských vrchov z vnútornej strany synklinály  
zóny Tiesňavy – Čierny vrch – zliechovská depresia Ostrica prebieha anti-  
klinálny pruh, ktorý dokumentujú: – tektonické okná albu prevráteného  
krídla čičermanskej digitácie v dolinách Hanušovej a okno Cigánik v Škrí-  
povej doline; – antiklinála Trebichavskej doliny.

9. Južnejšie prebieha čičmianska synklinála, ktorá azda smerne nad-  
väzuje na synklinálu Trhanie so zavrásneným obalovým mezozoikom sz.  
časti kryštalinika Suchého.

10. Ďalšou synklinálou analogického typu je temešská synklinála /M.  
Maheľ 1948, 1961/ so zavrásnenou malomagurskou jednotkou na rozhraní  
kryštalických jadier Suchého a Malej Magury. V jej smernom pokračovaní  
k SV prebieha os čičermanskej digitácie a kryha chočského príkrovu na  
vrchu Kľaku.

11. Medzi obidvoma práve opísanými synklinálami je široké antiklinál-  
ne pásmo, reprezentované ústrednou osovou časťou kryštalinika Suchého,  
ale i „falošná“ antiklinála Kohútovej doliny so spätnou vráskou Rakytníka.

12. Antiklinálne pásmo Malej Magury je najvnútornejšou štruktúrou.  
Jeho prepojenie na megaantiklinálu Malej Fatry – Veľkej Lúky naznačujú  
okná spodnejších členov krížňanského príkrovu v hornej časti Lesnianskej  
/Frývaldskej/ a Porubskej doliny.

13a, b, c. Viaceré z opísaných synklinál sú smernými prešmykmi rozčlene-

né na čiastkové štruktúry. Smerné prešmyky, a to severovergentný prešmyk Ukovca a juhovergentný šipkovský rozčleňujú vápencovo-dolomitický komplex na paralelne prebiehajúce tri čiastkové synklinálne štruktúry. Každá vykazuje určité odlišnosti stavby a samostatný hydrogeologický režim.

Neskoroalpínske vrásové štruktúry sú výrazné i v južnej časti Strážovských vrchov, v oblastiach mimo kryštalickej jadier – južne a juhozápadne od nich. Tieto štruktúry sa však končia pri okrajoch kryštalickej jadier, ktoré predstavujú bloky hlbšej základovej časti pohoria vyzdvihnuté pozdĺž viacerých systémov okrajových zlomov.

Z južnejších neskoroalpínskych štruktúr sú to:

14. synklinála Kňazinhovrchu,
15. antiklinála Jalše,
16. kšinianska a
17. rokošská synklinála oddelené úzkymantiklinálnym pásmom,
18. antiklinála sučianska.

Viacere antiklinály sú sprevádzané prešmykmi, ktoré postihujú najčastejšie vnútorné /j., resp. jv./ krídlo. Priebeh osi neskoroalpínskych vrásových štruktúr i prešmykov je sčasti kosý k paleoalpínskym elementom.

## ZLOMY STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV

V stavbe Strážovských vrchov dominujú tri systémy zlomov, a to týchto smerov: SZ – JV, S – J, SV – JZ.

1. Systém zlomov smeru SZ – JV sa najvýraznejšie prejavuje pri južných okrajoch kryštalickej jadier Suchého a Malej Magury, v prvom prípade ako zlom závadský, druhý ako zlom šútavský /M. Mahel 1961/. Oba vykazujú miestami znaky prešmykov k JV. Osobitne významný je jastrabský zlom hlbinného založenia, ktorý oddeľuje bloky odlišnej stavby /M. Mahel 1969/ – paleo- i mezoalpínskej – ale s dôležitým významom pri formovaní neogénnej kotliny.

Celý rad súbežných zlomov s jastrabským v juhozápadnej časti Strážovských vrchov až k Butkovu dokladá tektonickú zložitú, rozlámanosť, juhozápadnej časti Strážovských vrchov. Zvlášť v jz. cípe Strážovských vrchov je hustá sústava zlomov smeru SZ – JV, z ktorých najvýraznejšie sú:

- zlomy Sopkovho kameňa,
- sústava soblahovských zlomov,
- zlom Starého hája,

- pešovský zlom s prejavom posunu a kompresie,
- kubranské a opatovské zlomy,
- teplický zlom, ktorý z juhu nadväzuje na zlomy Svitaň,
- zlom Ostrého vrchu,
- zlom Dubnickej doliny,
- lieskovský zlom,
- prejtiansky,
- klobušický,
- ilavský,
- porubský,
- podhradský.

Opísané zlomy smeru SZ–JV predstavujú zlomy lokálne. Ich sieť je veľmi hustá, odráža sa to na morfolologickej členitosti. Prejavuje sa to i v geologickej členitosti kryhami priečne orientovanými k priebehu tektonických jednotiek. V poklesnutých kryhách má väčší rozsah chočský príkrov, vo vyzdvihnutých kryhách vystupujúcich k povrchu nižšie tektonické jednotky, hlavne krížňanský príkrov, a to i so spodným krídlom ležatej dubnickej vrásky.

Pri západnej hranici Domanižskej kotliny – je zlomové pásmo radotínske, ktoré sleduje sčasti priebeh doliny Radotínky i doliny Pružinky. Dolomitový pruh Trudovač – Končiny – Stráne utína západný z dvojice prečniských zlomov.

V strednej časti Strážovských vrchov viaceré z priečných zlomov sa stáčajú do smeru SSZ–JV. V tomto smere sú orientované i doliny Škrípová, Sláviková, Zliechovská, Jasenina. Zlomy, ktoré pomenúvame podľa týchto dolín porušujú súvislý sled členov /pruhov/ malomagurskej jednotky a hlavne krížňanského príkrovu. Vykazujú prevažne smer SSZ–JV, v niektorých úsekoch dokonca až S–J.

V juhozápadnom cípe Strážovských vrchov k význačnejším zlomom smeru SZ–JV patrí tužinský zlom a gápeľský zlom, ktorý sleduje geografickú hranicu Strážovských vrchov a Malej Fatry. Pri východnom okraji Rokošov sú zjavné hlavne zlomy smeru ZSZ–VJV, teda s určitým odklonom od základného smeru.

2. Hlavnú úlohu priečného štruktúrneho elementu v južnej časti Strážovských vrchov preberajú zlomy severojužné: timoradzský, kšiniansky, malomagurský a diviacky. Sú to zlomy vyššieho radu, sprevádzané lokálnymi zlomami. Miestami zlomy vyššieho radu majú charakter prešmykov, a laterálnych posunov /hlavne diviacky pri s. okraji kryštalického jadra/. Sú to zrejme staršie zlomy, azda paleogénne, ktoré sa však výrazne uplatnili v mladšom neogéne pri formovaní morfoštruktúrneho plánu.



Severojiužné zlomy sa zrejme zúčastnili ako významný faktor v morfoštruktúrnom formovaní hlavne južnej časti Strážovských vrchov. V strednej a severnej, resp. severozápadnej časti pohoria sú zlomy severojiužného smeru zriedkavé. Viac-menej doplňujú sústavu zlomov SZ – JV.

3. Zlomy smeru západ--východ a s nimi zblížené /v Strážovských vrchoch ojedinelé/ majú až na výnimky len lokálny význam. Výraznejšie sú zlomy: kubrický a podmachnáčsky, slatinský a trebichavský.

4. Zlomy smeru SV – JZ, paralelné s priebehom paleoalpínskych štruktúr patria k trom skupinám, geneticky i vekovo odlišným:

- prešmyky konvergentné s presunovými líniami,
- spätné smerné prešmyky,
- poklesy.

a/ Konvergentné prešmyky sú s mezoalpínskymi štruktúrami súbežné nielen priebehom, ale i smerom pohybu. Predstavujú zdvihovú zložku mezoalpínskych kontrakcií. Zvlášť zjavné sú v čelovej časti príkrovov, hlavne v manínskom príkrove v západnom cípe Strážovských vrchov.

Tieto prešmyky zrejme patria k sústave zlomov, ktoré sprevádzajú hlbinný peripieninský zlom.

b/ Spätné smerné prešmyky sú najvýraznejšie v severozápadnej časti Strážovských vrchov, na okraji paleogénnych kotlín pribradlovej zóny. Sú zrejme priabónske. Takými sú prešmyky pri okrajoch prečínskej paleogénnej kotliny. Západný, ktorý predstavuje styk paleogénu s manínskym príkrovom, nazývame záskalským /podľa obce Záskalie/. Východný prešmyk tvorí styk paleogénu s čelovým pruhom krížňanského príkrovu a nazývame ho trstiansky /podľa obce Trstie/.

Pri západnom okraji Domanižskej kotliny, na styku dolomitových komplexov chočského príkrovu s paleogénom, je prešmyk Drieňovej.

Spätný prešmyk je zjavný i pri južnom okraji butkovského bradla.

Strmý prešmyk k juhu, spojený so zdvihom manínskej jednotky je i pri južnej /resp. juhovýchodnej/ hranici mocného pruhu liasu manínskeho príkrovu Kňazovho vrchu pri Trenčianskej Teplej, ktorý sa stýka s viacerými členmi krížňanského príkrovu /alb, neokóm/.

I uprostred Strážovských vrchov sú výrazné juhovergentné prešmyky, paralelné s priebehom vrásových štruktúr. Najvýraznejší je prešmyk rovniasky pri Košeckom Rovnom a Zliechove, na ktorom sa stýka spodný neokóm prevráteného krídla juhovergentnej prevrátenej vrásy Vápenice s vrchným albom až spodným cenomanom /M. Maheľ 1979/.

Výrazný smerný prešmyk sleduje rozhranie neskoroalpínskej synklinály Sádeckého vrchu a antiklinály fačkovskej.

Viaceré smerné prešmyky sú uprostred chočského a krížňanského príkrovu a prejavujú sa v zostrnení prešmykovej plochy príkrovov.

Osobitný typ smerných porúch stretávame pri severnom okraji kryštalickeho jadra Suchého a Malej Magury. Sú spojené so zdvihom kryštalickeho jadra a prejavujú sa anomáliami stavby sprievodného obalového mezozoika sčasti prekrytím jeho viacerých členov.

Častá je zdanlivá redukcia jednotlivých členov, a to i mocnejších komplexov, aké predstavujú triasové vápence a dolomity. Styk spodotriasových kremencov priamo s členmi jury, zvlášť častý v Malej Magure je dôsledok severovergentného prešmyku kryštalickeho jadra s obalom spodotriasových kremencov cez mladšie členy malomagurskej jednotky, ktoré zakrývajú vápencovo-dolomitické komplexy triasu.

c/ Osobitnú skupinu zlomov predstavujú zlomy – poklesy smeru SV – JZ v okrajových častiach Strážovských vrchov a v príľahlých neogénnych kotlinách. Výrazne sa uplatňujú v severnej časti Bánovskej kotliny, v trojuholníku zovretom zlomom jastrabským a timoradzským /preverené vrtmi E. Brestenská 1980/. Pozdĺž nich sedimenty spodného miocénu postupne klesajú k východu, v západnom cípe vystupujú na mezozoiku transgresívny egenburg, pri východnom okraji karpát. Výška skoku týchto zlomov spravidla nepresahuje 200–300 m.

I severozápadný okraj Strážovských vrchov obmedzujú kotliny Ilavská a sčasti Trenčianska orientované pozdĺž zlomov – poklesov smeru SV – JZ. Sarmatsko-paleocénna výplň Ilavskej kotliny napovedá veľmi mladý vek týchto zlomov. Výskyty spodného miocénu pri Trenčíne, ale i zvyšky pri Košeci naznačujú už staršie založenie zlomov.

# HYDROGEOLOGICKÝ VÝZNAM NESKOROALPÍNSKEJ TEKTONIKY

Superpozície tektonických jednotiek nad sebou – základný štruktúrny znak v jadrových pohoriach Západných Karpát, a teda i v Strážovských vrchoch je dielom paleoalpínskej, hlavne strednokriedovej tektoniky. Jej účinkom i vápencovo-dolomitické komplexy, najpriaznivejšie prvky infiltrácie, sú rozmiestnené v hydrogeologicky vhodnej pozícii. Týkasa to hlavne rozloženia stredno- a vrchnotriasových členov chočského príkrovu v nadloží málo priepustných mladších členov krížňanského príkrovu na rozsiahlych plochách. Tektonická hranica týchto dvoch príkrovov je obvykle sprevádzaná prameňmi. Analogická, ale v menšom rozsahu je aj situácia na styku bazálnej časti krížňanského príkrovu /anisko-karnských dolomitov a vápencov/ s podložnými spodno- a strednokriedovými členmi obalovej jednotky.

Výsledkom paleoalpínskej tektoniky je aj zložitá vnútorná stavba jednotlivých tektonických jednotiek čiastkových príkrovov a digitácií. To všetko sa odráža v zvýšenom počte etáží, budovaných hydrogeologicky priaznivými komplexmi, ale často i v porušení ich rozsiahlejšieho plošného rozloženia. Štruktúrna členitosť krížňanského príkrovu sa prejavuje v jeho väčšej hydrogeologickej členitosti. Každý z čiastkových príkrovov a digitácií vytvára viac-menej samostatnú hydrogeologickú jednotku. Vďaka rozloženiu triasových členov, hlavne vo vnútorných podstavcových digitáciách sú hydrogeologicky zaujímavějšíe len tieto časti príkrovu. U chočského a strážovského príkrovu s prevládajúcim podielom hydrogeologicky priaznivých členov členitosť i štruktúrne nižšie elementy narušujú jednotnosť síce v menšej miere, úmerne s rozsahom i rozložením takých členov, ako sú jednotlivé členy melafýrovej série, lunzské vrstvy /dogerské až spodnoneokómske súvrstvia/. Komplexy chočského príkrovu sú hydrogeologicky členitejšie v priestoroch vystupovania bielovážskej jednotky, často prevrásnenej čelovej časti príkrovu, v severozápadnej časti Strážovských vrchov, kde sú početnejšie zastúpené najmladšie členy.

Laramské vrásnenie najintenzívnejšie postihlo severozápadnú časť Strážovských vrchov a odrazilo sa v presune centrálnokarpatských jednotiek cez pieninské členy. Postihnutej oblasti, hlavne v pribradlovej zóne

vtislo osobitosti hlbinej cirkulácie vôd. Odráza sa to s najväčšou pravdepodobnosťou v genéze minerálnych zdrojov v Trenčianskych Tepliaciach a v Beluškých Slatinách. Vplyv hlbinej stavby tektoniky prekrytej časti pieninských jednotiek na režim vôd nemožno vylúčiť ani v oblasti Manína.

Najväčší význam na formovanie režimu spodných vôd v centrálnokarpatských príkrovoch mala neskoralpínska tektonika /paleogénna a popaleogénna/ vznikom priebežných vrásových štruktúr a rozsiahlej siete zlomov.

## Priebežné synklinály a antiklinály

1. Vytvorenie viac-menej priebežných synklinál a antiklinál a sprievodného zvlnenia plôch hydrogeologicky významných rozmedzí predstavuje najdôležitejší faktor pri usmernení cirkulácie spodných vôd, pre vytváranie podzemných vodných tokov.

Väčšina významnejších prameňov v Strážovských vrchoch je výstupom podzemných vodných tokov sformovaných korytovitým synklinálnym rozložením vápencovo-dolomitických komplexov /hlavne chočského príkrovu/ na nepriepustnom podloží /najčastejšie na neokóme a albe krížňanského príkrovu.

Paleogénne kompresie spôsobili zvlnenie presunových plôch príkrovov, ale i roztrhnutie spojovacieho krídla antiklinál a synklinál, hlavne na styku komplexov rozdielnej kompetencie a odlišnej vrásnateľnosti. Miestami sa vytvorili zlomy, inde sa styk zostrmil. Zvlášť výrazne sa to prejavuje a má i väčší význam u stykových plôch:

- chočského príkrovu s podložnými najmladšími členmi príkrovu krížňanského, napr. na severných svahoch kryhy Baske; prejavuje sa výskytom bariérových prameňov pri Omšeni,

- na styku triasových vápencovo-dolomitických členov krížňanského príkrovu s podložnými mladšími členmi obalovej jednotky,

- na styku triasových vápencovo-dolomitických členov krížňanského príkrovu s mladšími členmi hlavne s keuperom v bazálnych digitáciách, napr. na severných svahoch Čičermanu.

Zvlnenie a tektonické porušenie príkrovových plôch neskoralpínskou kompresiou je sprevádzané smernými zdvihmi a prešmykmi, ktoré tiež zohrali významnú úlohu v režime spodných vôd:

a/ Zdvihy jednotlivých pozdĺžnych krýh od úseku k úseku menlivej hodnoty, usmerňujú cirkuláciu vôd i polohu podzemných tokov v jednotlivých synklinálach tým, že spôsobujú kombináciu monoklinálnej a vrásovej štruktúry.

b/ Zdvihy prešmykového charakteru sprevádzané výraznejším poklesom a ponorom spodného krídla spôsobujú prekrytie spodnejších členov.

Osobitný hydrogeologický význam má zistenie smerných prešmykov a zdvihov pri s. okraji kryštalických jadier, hlavne takých, ktoré porušujú obalové jednotky. Tie spôsobujú tektonické prekrytie celého radu členov. V obalových jednotkách sú takto v hĺbke veľmi často tektonicky zaklesnuté vápencovo-dolomitické komplexy triasu. Ich nedostatočné vystupovanie na povrchu, považované za dôsledok tektonického vyvalcovania, znehodnocovalo význam obalových jednotiek ako zdrojov spodných vôd. Nový pohľad na tektonickú stavbu obalových jednotiek stavia ich hydrogeologický význam do celkom inej situácie. Štruktúrna situácia sa síce môže meniť od jadra k jadrú, od úseku k úseku, v každom prípade však pri hydrogeologickej bilancii treba počítať s pravdepodobnosťou týchto komplexov viac-menej po celej dĺžke jednotiek a to v takých mocnostiach a kvalitách, aké sú známe z ich vystupovania na povrchu.

V Strážovských vrchoch to znamená, že vápencovo-dolomitické komplexy sa pravdepodobne nachádzajú tektonicky prekryté i v tých úsekoch, kde spodný trias sa na povrchu stýka priamo s členmi jury. Ide o úseky viac kilometrov dlhé. A tie vzhľadom na značnú hrúbku triasových vápencov a dolomitov v priestoroch výstupov na povrch môžu byť hydrogeologicky priaznivé.

c/ Smerné prešmyky a zdvihy obstarávajú tektonické zaklesnutie bázy chočského príkrovu s vápencovo-dolomitickými komplexmi a vytvorenie stykovej bariéry s mladšími členmi chočského príkrovu. Na ne sa viažu zaujímavějšíe pramene, napr. pri Omšeni.

d/ Antiklinály a sprievodné prešmyky rozčleňujú rozsiahlejšie kryhy chočského a strážovského príkrovu na celý rad paralelných štruktúr viac-menej samostatnými podzemnými tokmi. Typickým príkladom toho sú kryhy Žihľavníka, rozčlenené antiklinálou Jamy, prešmykmi Ukovca a šipkovským prešmykom na štyri hydrogeologicky viac-menej samostatné zóny, každá s významnými prameňmi – výtokmi samostatných podzemných tokov.

Málo výrazné antiklinály, často zastreté napr. tenkou polohou paleogénu, sprevádzané obyčajne prešmykmi, oddeľujú synklinály budované vápencovo-dolomitickými komplexmi chočského a strážovského príkrovu od súbežných paleogénnych kotlín, čím spôsobujú ich hydrogeologickú samostatnosť. Príkladom je antiklinálny prah medzi domanižskou kotlinou a mohutnou synklinálou Sádecký vrch – Kačky. K tejto kategórii treba rátať i antiklinálny pruh Jalša, ktorý oddeľuje synklinálu Kňazovho vrchu od Kšinianskej kotliny. I antiklinálny pruh Uhrovská Závada – Rudnianska Lehota oddeľuje kšiniansku kotlinu od synklinály Rokašov s mocnými masami hlavne dolomitov chočského príkrovu.

Smerné zlomy, hlavne poklesy, často mladšie naložené na staršie prešmyky, zohrávajú významnú úlohu ako výstupné cesty podzemných vodných tokov.

e/ Osobitný význam majú smerné zlomy pri okrajoch neogénnych kotlín /napr. zlomy smeru SV–JZ koso usekávajú priebeh neskoropalpínskych štruktúr/. Na styku neogénu Bánovskej kotliny je niekoľko dôležitých prameňov pri Motešiciach, Neporadzi, Míticiach.

## Priečne zlomy

2. Ďalšou skupinou významných hydrogeologických činiteľov sú priečne zlomy skupiny elementov neskoropalpínskej tektoniky. Významne sa podieľajú na:

- kryhovitej stavbe,
- na usporiadaní a sklonoch krýh a tým
- na tvorbe výstupných ciest spodných vôd k povrchu vo forme prameňov i pramenných línií pozdĺž plôch diskontinuity, zón drvenia vďaka rozmiestneniu zlomov hlavne v dolinách.

a/ Kryhovitá stavba pri hojnosti priečných zlomov spôsobuje hydrogeologickú členitosť, rozbitosť v menšie, viac-menej samostatné celky. Týka sa to hlavne chočského a strážovského príkrovu najmä v západnej časti pohoria. Priečne zlomy vyššieho radu a hlbšieho dosahu /jastrabský, pešovský, timoradzský/ oddeľujú väčšie kryhy viac-menej jednostranného sklonu /k SV/, vytvárajú kaskádovitý štýl stavby. Jeho hydrologický význam sa odráža v režime hlbšie ležiacej kryhy, vynorenej len pri zlomoch manínskej jednotky. Tieto zlomy vplyvom zdvihov pozdĺž nich vytvárajú podmienky pre vodný režim hlbších horizontov.

b/ Priečne zlomy slúžia ako výstupné cesty prameňov v priestoroch, kde presekávajú podzemné vodné toky.

Na tvorbe výstupných ciest hlavne minerálnych vôd z hlbších horizontov sa podieľajú priečne zlomy hlbšieho dosahu, spravidla na križoviatke zlomov viacerých systémov. Napr. na výstupe bojnických akraťotériem sa podieľajú zlomy malomagurský a šútovský /SZ–JV/, na výstupe trenčianskoteplických minerálnych vôd timoradzské zlomy /S–J/ a teplický zlom /SZ–JV/.

c/ Hydrogeologický význam okrajových zlomov kryštalických jadier spočíva vo výzdvihu blokov kryštalinika s odlišným hydrogeologickým režimom, len v menšej miere ovplyvneným mladšími tektonickými činiteľmi.

## ZÁKLADNÁ LITERATÚRA \*

- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. *Carpathica I*, Praha, 3 – 33.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch III. *Tektonika. Rozpr. Stát. geol. úst.*, 9, Praha, 1 – 135.
- BORZA, K. 1980: Litologicko-mikrofaciálny výskum vrchnej jury a spodnej kriedy belianskej série /Strážovské vrchy/. *Geol. Práce, Správy 74*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 33 – 56.
- BORZA, K. 1980: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu. Mikrofácie a mikrofosílie vrchnej jury a spodnej kriedy. *Dokt. diz. práca. Archív Geol. Úst. SAV*, Bratislava.
- BORZA, K. – MICHALÍK, J. – VAŠÍČEK, Z. 1979: Stratigrafia a paleogeografia spodnokriedových uloženín krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch. *Geofond*, Bratislava, 1 – 180.
- BRESTENSKÁ, E. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- FRANKO, O. – GROSS, P. – SAMUEL, O. et al. 1977: Štruktúrne hydrogeologické vrty v Hornonitrianskej kotline. *Regionálna geológia ZK*, 9, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 170.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1976: Stratigrafia kriedy v Strážovskej hornatine na základe vápnitého nanoplanktónu a foraminifer. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- HANÁČEK, J. 1975: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. *Západné Karpaty, sér. geológia I*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125 – 149.
- JABLONSKÝ, J. 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175 – 187.
- KAHAN, Š. 1979: Geologické profily kryštalinikom Strážovských vrchov /Suchý a Malá Magura/. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153 – 160.
- KAHAN, Š. – GOREK, A. – ZELMAN, J. – PUTIŠ, M. 1978: Správa o vykonaných prácach v rámci HZ 23/74-VČ a HZ 36/76-VČ /Suchý – Magura/ v r. 1974 – 1976. *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1 – 130.

\* Vyčerpávajúca literatúra je uvedená v monografii M. Mahel: *Geológia Strážovských vrchov /v red. príprave/*.

- KLINEC, A. 1958: Kryštalinikum severovýchodnej časti Malej Magury. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93 – 101.
- KOCHANOVÁ, M. 1967: K problému hranice rét – hetang v Západných Karpatoch. Západné Karpaty, 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–102.
- KOCHANOVÁ, M. – PEVNÝ, J. 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny /bivalvia, gastropoda a brachiopoda/ východnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastková záver. správa. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRIVÝ, M. 1969: Litologicko-petrografický výskum karbonátových hornín triasu západnej časti Strážovskej hornatiny. Kand. diz. práca, PFUK, Bratislava, 1 – 149.
- KULLMANOVÁ, A. 1976: Litologicko-mikrofaciálne štúdium jury a spodnej kriedy belianskej série a prechodných vývinov v Strážovskej hornatine. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1978: Výskyty pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157 – 160.
- MAHEĽ, M. 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce Štát. geol. Úst. 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 – 116.
- MAHEĽ, M. 1948: Geológia okolia Trenčianskych Teplic. Práce Štát. geol. Úst., 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187 – 240.
- MAHEĽ, M. 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nítou. Práce Štát. geol. Úst. 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1 – 78.
- MAHEĽ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5 – 52.
- MAHEĽ, M. 1961: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29 – 70.
- MAHEĽ, M. 1978: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrova. Mineralia slov., 10, 4, Alfa, Bratislava, 289 – 309.
- MAHEĽ, M. 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Mineralia slov., 11, 1, Alfa, Bratislava, 1 – 20.
- MAHEĽ, M. 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. Mineralia slov., 12, 3, Alfa, Bratislava, 193 – 207.
- MAHEĽ, M. 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. Mineralia slov., 13, Alfa, Bratislava, 289 – 306.
- MAHEĽ, M. – KUTHAN, M. 1947: Podrobná geologická mapa ČSR: Slovensko – list Zliechov 4461/1. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEĽ, M. et al. 1964: Geologická mapa ČSSR, mapa predštvrtahorných útvarov 1 : 200 000, list Žilina, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEĽ, M. – KULLMANOVÁ, A. 1974: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny. Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALKO, R. 1962: Ročná správa o geologickom mapovaní paleogénu na liste Pružina /M-34-97-D-d/ úloha 01-A-6. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MICHALIK, J. 1973: Paläogeographische Studie des Ráts der Krížna-Decke des Strážov-Gebirges und einiger Anliegender Gebiete. Geol. zborník Geol. carpatica 24, 1, Bratislava, 123 – 140.
- MICHALÍK, J. – VAŠÍČEK, Z. 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrova v Strážovskej hornatine. In: Vážnejšie problémy ... Zborn. mat. sem. symp. konf. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.



- PEVNÝ, J. 1971: Biostratigrafický výskum ramenonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Ciastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POLÁK, M. 1973: Litologicko-petrografický a mikrofaciálny výskum mezozoika obalovej série Malej Magury. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. 1961: Amonity červených hľuznatých vápencov manínskej série. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143 - 151.
- RAKÚS, M. 1975: Hettangian ammonites from Strážovská hornatina Mts. /West Slovakia/. Západné Karpaty, paleontológia, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7 - 24.
- SALAJ, J. 1962: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov krížňanskej a manínskej jednotky a ich vzájomný vzťah. Geol. Práce, Zášit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 245 - 259.
- SALAJ, J. 1969: Essai de zonation dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123-128.

## VYSVETLIVKY

ku Geologickej mape Strážovských vrchov

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy,  
vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1982.

Vedecský redaktor: RNDr. Ján Gašparik, CSc.  
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková  
Sadzba a technická úprava: Mária Cabadajová

Vytlačilo Tlačové stredisko GÚDŠ. Povol. SÚKK 1197/0-1981. Tem.skup.  
03/9. Náklad 500 kusov, rozsah AH 5,38, VH 5,55. Cena brož. 9,- Kčs.