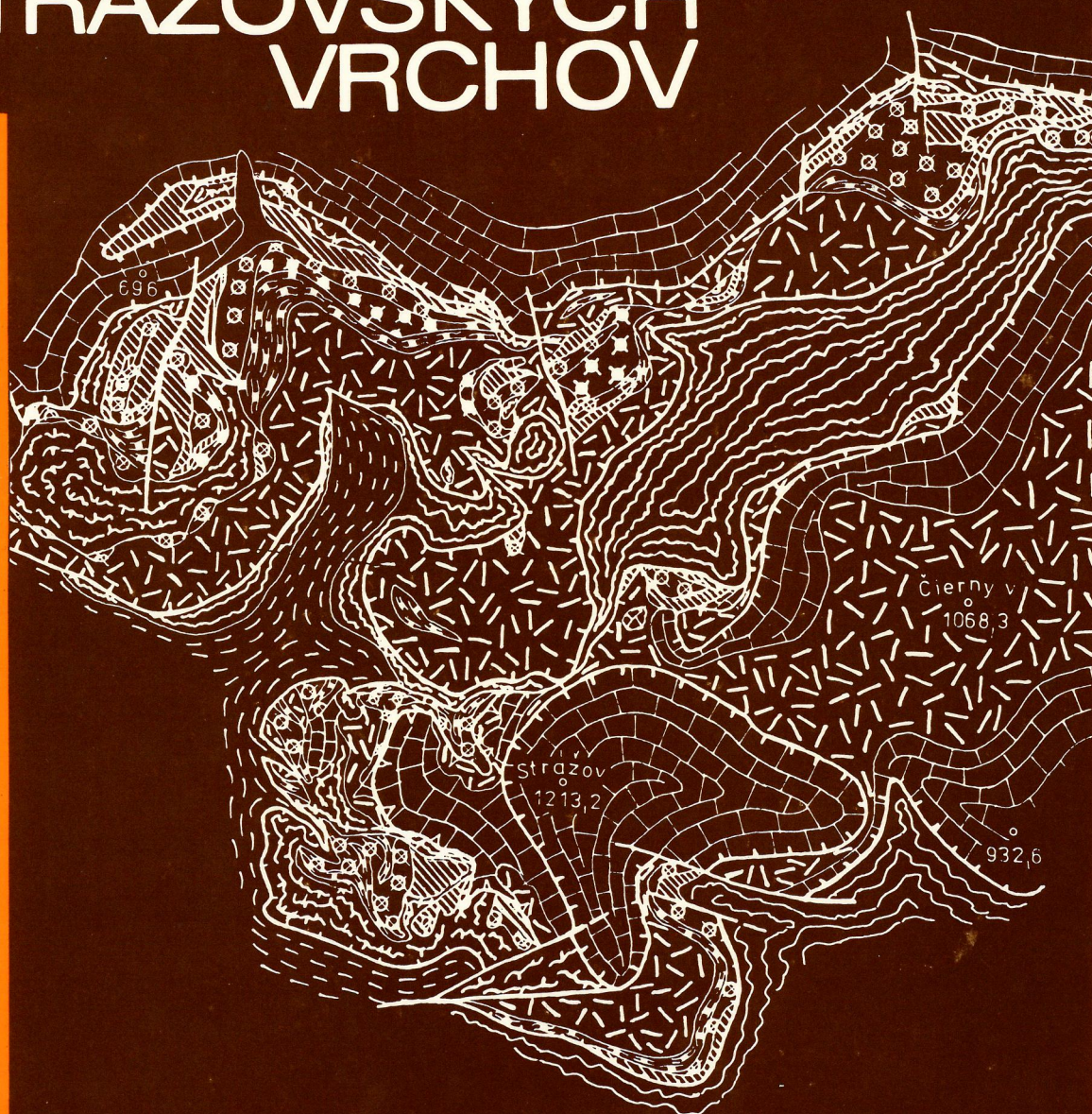


GEOLOGICKÁ STAVBA

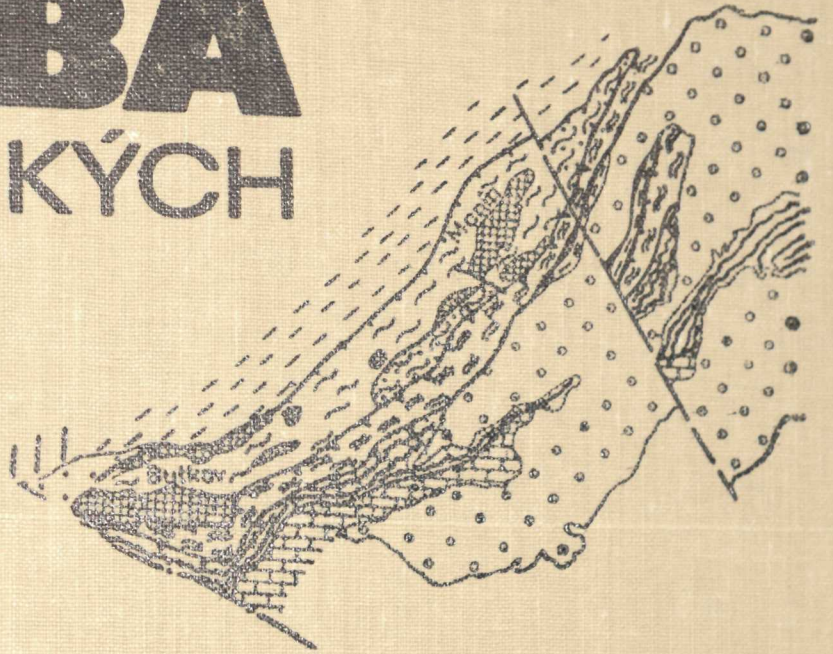
MICHAL
MAHEL'

STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV



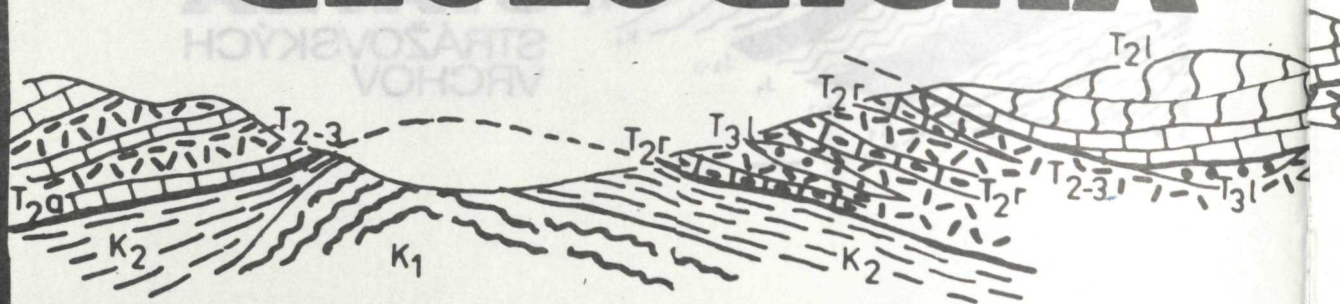
GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

GEOLOGICKÁ STAVBA STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV



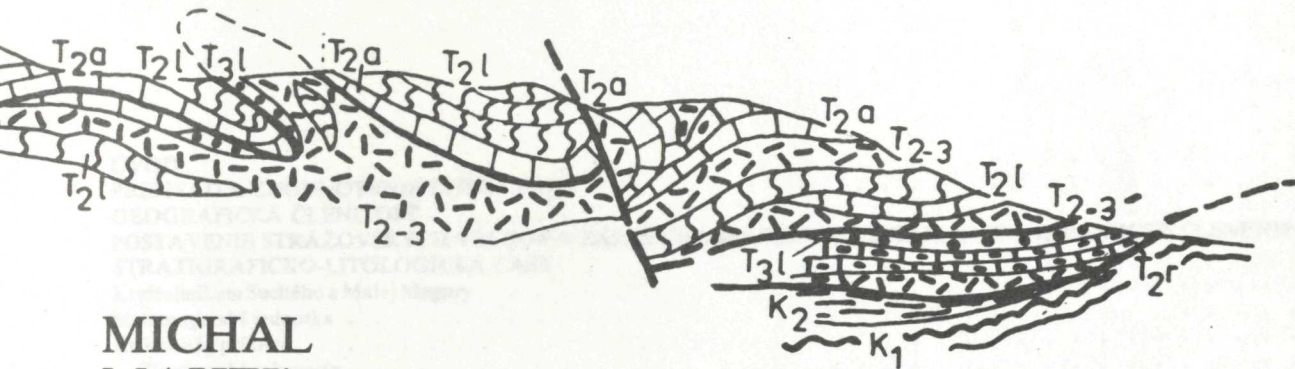
B 5866 c /
75/2004

GEOLOGICKÁ



STAVBA

STRAŽOVSKÝCH VRCHOV



MICHAL
MAHEL'

NAHRADA za 13 19 / kprá'y 6
Dr. Vass

GEOLOGICKÝ ÚSTAV
DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA

1985

© Geologický ústav Dionýza Štúra 1985

VEDECKÝ REDAKTOR: **RNDr. JOZEF SALAJ, DrSc.**
ODBORNÍ RECENZENTI: **RNDr. KAROL BORZA, DrSc.,**
RNDr. JOZEF MICHALÍK, CSc.

MICHAL
MICHAL

VÁZBA
ARCHIV
AVAZBA

OBSAH

ÚVOD	7
PREHLAD A ZHODNOTENIE LITERATÚRY	8
GEOGRAFICKÁ ČLENITOSŤ	13
POSTAVENIE STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV V ZÁPADOKARPATSKOM SYSTÉME A ICH GEOLOGICKÉ ČLENENIE STRATIGRAFICKO-LITOLOGICKÁ ČASŤ	15
Kryštalinikum Suchého a Malej Magury	18
Malomagurská jednotka	22
Krížňanský príkrov	31
Zliechovská sekvencia	38
Belianska jednotka	60
Prechodné sekvencie	65
Manínsky príkrov	66
Vrt SM-1 pri Soblahove	81
Chočský príkrov	84
Strážovský príkrov	100
Paleogénne včasné depresie	106
Centrálnokarpatský paleogén	106
Pribradlová zóna	112
Neogén	113
Kvartér	114
TEKTONIKA	116
Tektonika kryštalinika Suchého a Malej Magury	116
Malomagurská jednotka	120
Krížňanský príkrov	121
Manínsky príkrov	139
Chočský príkrov	148
Strážovský príkrov	158
Paleogénne panvy	158
Neskoroalpínska a popaleogénna tektonika	161
Vrásové štruktúry	161
Zlomy v Strážovských vrchoch	165
Vek zlomov a genetickej typu	178
Hydrogeologický význam neskoroalpínskej tektoniky	179
Morfoštruktúrny význam neskoroalpínskej tektoniky	181
ŠIRŠÍ VÝZNAM POZNATKOV ZO STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV	183
Kryštalinikum Suchého a Malej Magury	183
Malomagurská jednotka	183
Krížňanský príkrov	184
Postavenie manínskeho príkrovu	186
Manínska fáza vrásnenia	191
Význam poznatkov z chočského a strážovského príkrovu	192
Strážovský príkrov	194
Širší význam neskoroalpínskej tektoniky	194
Strážovské vrchy, východisko pre novú koncepciu stavby Západných Karpát	195
LITERATÚRA	198
GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE STRÁŽOVSKÉ VRCHY MTS.	203

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
KNIZNICA, Bratislava

MEN 9485

Signatúra : **B 5866 C**

Inv. čís. : **75/2004**

Sk. : **984,-**

Získané: **N**

Prílohy: **1**

DEPARTMENT OF THE STRATIGRAPHY AND LITHOLOGY

100
101
102
103
104
105
106
107
108
109
110
111
112
113
114
115
116
117
118
119
120
121
122
123
124
125
126
127
128
129
130
131
132
133
134
135
136
137
138
139
140
141
142
143
144
145
146
147
148
149
150
151
152
153
154
155
156
157
158
159
160

ÚVOD

Predkladaná monografia je napísaná s cieľom podať syntézu stratigrafických a tektonických poznatkov zo Strážovských vrchov. Opiera sa o rozsiahly faktografický materiál z výskumov, ktoré som v tomto pohorí robil od roku 1943, no i o výsledky prác celého radu mojich spolupracovníkov, hlavne špecialistov riešiacich čiastkové problémy.

Jednotlivé stratigraficko-litologické a tektonické závery dokladám množstvom grafických príloh (102). Prílohy pre stratigrafickú časť sú preberané prevažne z prác špecialistov: stratigrafov, sedimentológov, paleontológov, petrografov, ktorí v posledných desaťročiach rozšírili naše poznatky získavané pri zostavovaní geologickej mapy tohto pohoria. Tektonickú časť práce dokladám geologickými profilmi a geologickými mapami vybraných oblastí; len časť z nich je publikovaná v posledných rokoch.

Prevažná časť tejto knihy sa zaoberá stavbou mezozoika Strážovských vrchov — útvaru budujúceho najdôležitejšiu časť pohoria. Kryštalínium, paleogén i neogén a kvartér podávam prehľadne. Ide o výťah z prác mojich spolupracovníkov na geologickej mape Strážovských vrchov.

Našou snahou je predložiť dokument adekvátny práve vytlačenej Geologickej mape Strážovských vrchov i svedectvo nášho viac-desaťročného úsilia vytvoriť zo Strážovských vrchov „odrazový môstik“ pre úpravy, ale i pretváranie koncepcie stavby Západných Karpát. Do akej miery sa to podarilo, odráža posledná časť diela posudzujúca hodnotu poznatkov o jednotlivých jednotkách zo Strážovských vrchov pre pochopenie vývoja a stavby Západných Karpát ako celku.

Ak sa podarilo málo známe pohorie predstaviť ako jedno z „kľúčových“ pre poznanie stavby vnútorných Karpát, tak za to vďačíme týmto možnostiam:

— Pracovali sme dlhodobejšie v regióne ojedinele

zložitej stavby, a to v troch periódach mojej geologickej činnosti:

a) v rokoch mladosti (1943—1948), keď sa mi podarilo podrobnejšie zostaviť a kartograficky zvládnuť podstatnú časť pohoria;

b) v rokoch vedeckej zrelosti, keď výsledky výskumu „kľúčových“ oblastí Strážovských vrchov pomáhali usmerniť práce na mezozoiku generálnych máp vnútorných Karpát a na zostavení knihy „Regionální geologie ČSSR — Západní Karpaty I“;

c) v rokoch 1972—1976 po poznaní stavby a hlavne problematiky Západných Karpát a čiastočne alpínskeho systému značnej časti Európy.

— Regionálny výskum (zostavenie geologickej mapy) Strážovských vrchov sme spájali s riešením tematických problémov za účasti širokého okruhu odborníkov-špecialistov.

Vďaka rýchlemu nárastu poznatkov sa formovali nové kritériá pre členenie klasických jednotiek, pre riešenie ich genetických vzťahov a ich typu; hlbšie sme poznávali tektonické pomery.

Osobitne vyzdvihujem možnosť získané poznatky konfrontovať s pomermi v pohoriach analogickej stavby v Západných Karpatoch i v alpínskom systéme.

Viacere poznatky som získal po výskume usmerenom podnetmi z iných pohorí.

Pri písaní tejto knihy som sa snažil, aby účasť mojich spolupracovníkov na získaní poznatkov vyplynula z citácií v práci. Za ich prínos im i touto cestou ďakujem.

Moja vďaka patrí všetkým, ktorí prispeli svojím podielom k tejto práci. Osobitne mi prichodí s vďakom spomenúť Viliama Viskupa (za zbery skamenelín), Helenu Brliťovú (za kresličské práce), Emíliu Janatovú a Helenu Škrovanovú (za technické práce).

Ku skvalitneniu monografie prispeli svojimi radami i opravami: vedecký redaktor monografie RNDr. J. Salaj, DrSc., a recenzenti RNDr. J. Michalík, CSC., a RNDr. K. Borza, DrSc., za čo im úprimne ďakujem.



PREHLAD A ZHODNOTENIE LITERATÚRY

Pri výskume Strážovských vrchov možno odlišiť päť vývinových období.

Prvé obdobie spadá zhruba do šesťdesiatych rokov minulého storočia a je späté so zhotovovaním prehľadnej geologickej mapy Rakúsko-Uhorska. V tomto období k poznatkom prispel hlavne ŠTÚR, FÖTERLE a STACHE. O ich zistenia sa opieral i UHLIG v svojej syntetickej práci „Bau und Bild der Karpathen“.

Druhé obdobie je spojené s podrobným výskumom niektorých častí pohoria. Spadá do rokov pred prvou svetovou vojnou a hlavne počas vojny. Na prácach sa zúčastnili KNETT, VETTERS a najmä maďarskí geológovia KULCSÁR, VIGH, SCHRÉTER, TOBORFY, TELLEGDI-RÓTH.

Tretie obdobie spadá do rokov medzi dvoma svetovými vojnami. Podrobné výskumy sa konali len na malom území; zúčastnil sa na nich ANDRUSOV, KODYM a HYNIE. Objavuje sa však viac článkov dotýkajúcich sa riešenia čiastkových otázok, najmä otázok stratigrafických (ANDRUSOV, MATĚJKA), prípadne petrografických (ČECHOVIČ, ULRICH).

Štvrté obdobie výskumu začína po druhej svetovej vojne. Charakterizuje ho systematický a podrobný geologický výskum. Robil ho v priliehajúcich častiach bradlového pásma ANDRUSOV. V samotných Strážovských vrchoch autor sprvu sám (1943—1948; M. MAHEL 1946a, b), neskôr so širokým kolektívom špecialistov (M. MAHEL 1961, 1969).

Piate obdobie zahŕňa posledné roky, keď sa formou tematických výskumov rieši celý rad stratigrafických a litologických otázok potrebných pre tektonické a paleogeografické interpretácie.

Teraz sa pozrime bližšie na vývoj názorov na stavbu Strážovských vrchov.

Prvú výskumnú etapu charakterizuje snaha geológov vypracovať základnú stratigrafiu mezozoických komplexov. V tom čase, v šesťdesiatych rokoch minulého storočia, poznatky o stratigrafii mezozoika Karpát sú veľmi skromné, stratigrafia je v počiatkoch štádia. Prvá práca širšieho významu pochádza od D. ŠTÚRA (1860). Svoju stratigrafiu opiera Štúr o niekoľko nálezov skamenelín zo Strážovských vrchov i z ostatných jadrových pohorí Karpát, ktoré súčasne skúmal a zároveň porovnával s vývinmi Východných

Álp. Ako ťažko sa rodila prvá stratigrafická schéma mezozoika vidieť práve na tejto práci. Nenachádzame v nej napr. žiadny útvar zaradený do triasu, a to iste predovšetkým preto, že sa v týchto súvrstviach v prvých rokoch nepodarilo nájsť nijaké skameneliny. Kremence, červené bridlice i šedé bridlice a pieskovce, t. j. súvrstvia spočívajúce bezprostredne na kryštaliniku, zaraďuje Štúr ako „Rotliegendes“. V šedých bridliciach striedajúcich sa s kremencami našiel totiž v masíve Veľkej Lúky pri Kunerade prasličkovitú rastlinu, ktorú určil ako permskú (*Abarthrocanna deliquescens* GÖPP UNGER).

Najstarším mezozoickým súvrstvím, v ktorom sa podarilo nájsť faunu, sú kössenské vrstvy — réť. Z viacerých lokalít uvádza skameneliny charakteristické pre réť. V jure vyčlenil niekoľko základných faciálnych typov: flekenmergel doložený amonitmi, krinoidové vápence „Vilserkalk“ doložený brachiopódmi, červené hľuznaté vápence — „Klippenkalk“.

Z rozloženia jednotlivých typov jury vyvodil členenie na základné tektonické pásma: bradlové, pásmo Manína a Rohatína a vnútorné pásmo. Osobitným stratigrafickým príspevkom je zaradenie slieňovcového súvrstvia k neokómu na základe nálezov viacerých lokalít amonitov (Kamenné vráta, z. od Šipkova, Mraznica s. od Košického Podhradia).

Od Štúra pochádza i názov šipkovské sliene. Karnský vek lunzských vrstiev na viacerých miestach doložil nálezmi flóry (Uhrovske Podhradie), hlavne rodu *Equisetites arenaceus* (BGT.) SCHENK.

Viacerí Štúrovi rovesníci sa v čase zostavovania prvej prehľadnej geologickej mapy nášho územia zúčastnili na výskumoch Strážovských vrchov a prispeli k poznaniu jednotlivých útvarov:

— F. FÖTERLE (1884) zaradil dolomitové komplexy v podloží grestenských vrstiev k vrchnému triasu. Nálezmi skamenelín pri Trenčianskej Teplej prispel k doloženiu liasového veku súvrstvia, a tým k preukázaniu ďalšieho typu liasu piesčitých vápencov a pieskovcov.

— C. M. PAUL (1864) sa o výskum osobitne zaslúžil prvou stratigrafiou manínskeho bradla.

— G. STACHE (1865) preukázal spodnotriasový vek

súvrstvia červených bridlíc a pieskovcov v južnej časti Strážovských vrchov v susedstve melafýrov. Spodnoliasový vek rohovcových vápencov pri Diviackej Novej Vsi doložil gryfeami. Aptychmi z viacerých lokalít preukázal prítomnosť vrchnojurských vápencov.

Stavby kryštalinika Suchého a Malej Magury sa čiastočne dotýkali práce D. ŠTÚRA, ale najmä A. ČERMÁKA (1866).

Poznatky D. Štúra a jeho rovesníkov poslúžili neskôršie V. UHLIGOVI (1903) pri zostavení jeho state o Strážovských vrchoch v slávnom diele „Bau und Bild der Karpathen“. Na rozdiel od iných jadrových pohorí nemal zo Strážovských vrchov toľko podkladov, aby mohol tak ako inde oddeliť od seba dva vývinu mezozoika — subtatranský a vysokotatranský. Považuje preto nedostatok vysokotatranského vývinu za charakteristický pre Strážovské vrchy. Pásmo Manína a Rohatina vyčleňuje ako osobitnú prechodnú zónu medzi bradlovým a centrálnym pásmom.

Druhá etapa geologického výskumu Strážovských vrchov sa spája so začiatkami vypracovávania prvých geologických máp v mierke 1:75 000. I vtedy išlo predovšetkým o postavenie základnej stratigrafie a o rozlišovanie najzákladnejších súborov hornín. Medzi prínosy prvých rokov tohto storočia treba rátať:

Rozšírenie faunistických nálezov v okolí Trenčianskych Teplíc J. KNETTOM (1902) pri hydrogeologických výskumoch.

Väčší význam majú práce F. VETTERSA (1910), ktorého známa geologická mapa 1:75 000 z územia Žiaru zasahuje i do východnej časti Strážovských vrchov. Vyčlenil súvrstvia ílovitých a vápnitých bridlíc blízkych flekenmerglovej facií medzi masami spodnotriasových kremencov v podloží a hrubým súvrstvom strednотriasových dolomitov v nadloží, a tak ako prvý vyznačil prítomnosť obalovej série Malej Magury.

Osobitne významné pre poznanie stratigrafie mezozoika Strážovských vrchov sú práce K. KULCSÁRA (1915, 1917, 1934) z podstatnej časti pohoria, hlavne v oblasti Zliechova, Považskej Bystrice i Trenčianskej Teplej. K. KULCSÁR (1915) našiel celý rad lokalít a viaceré útvary stratigraficky doložil. V centrálnom pásme rozlíšil dve jednotky: „pobrežnú“ faciú, v našom ponímaní obalovú, a plytkomorskú — dnešný krížňanský príkrov. K bradlovému pásmu zaradil dnešnú manínsku jednotku a sprvu mladšie členy chočského príkrovu série Rohatej skaly. Ako prvý vyčlenil v Strážovských vrchoch tzv. vápencový príkrov, v podstate náš chočský príkrov (spolu so strážovským príkrovom); v neskorších prácach k nemu zaradil i sériu Rohatej skaly. K. KULCSÁROVI (1937) sa podarilo i podrobnejšie členiť základné tektonické

jednotky. Jeho „pobrežná faciá“ (v našom poňatí obalová jednotka) má tieto členy: kremité zlepenca a pieskovce — perm, červené ílovité bridlice — spodný trias, dolomity — stredný trias, pestrý keuper — vrchný trias, kössenské vrstvy — rét, grestenské vrstvy — spodný lias, svetlošedé doštičkovité, miestami rohovcové vápence — jura. Ako vidieť, podal členenie spodných členov tejto jednotky. Mladšie členy od stredného liasu až po alb zahrnul ako jeden jurský člen.

Aj v ďalšej jednotke s členmi vzniknutými ďalej od príbrežnej časti K. KULCSÁR (1915) podal ich základnú charakteristiku. Vstevný sled tejto jednotky je v Kulcsárovom členení nasledovný: kremité pieskovce — perm, dolomity — stredný trias, lunzské vrstvy a keuper, dolomit — karn, pestrý keuper s lavicami dolomitov, kössenské vrstvy, grestenské vrstvy — spodný lias, flekenmergel, rohovcové vápence, červené a zelenkavé vápence — vrchná jura, neokómske sliene, slienité bridlice a pieskovce — sférosideritové vrstvy. Viaceré členy doložil skamenelinami:

— kössenské vrstvy: lokality Zobler sz. od Zliechovského Gápľa, južne od Čičmian v ústí doliny Lukáčovej, sv. od Zliechovského Gápľa;

— grestenské vrstvy: Pánska lúka, Kozík juhovýchodne od Čičmian;

— vo flekenmergli na viacerých miestach našiel arietity;

— v neokómskych slienoch uvádza nálezy aptychov a belemnitov hlavne z lokality Vápenica a z oblasti medzi Zliechovom a Košeckým Rovným.

Osobitne významné sú doloženia väčšiny členov série Rohatej skaly. Rétske vápence doložil skamenelinami na lokalitách Mažiar, Hluchá dolina, Rovnianska dolina, severovýchodný svah Čierneho vrchu, severozápadne od Mojtína, v doline potoka Hloža.

Zvlášť bohaté sú jeho nálezy skamenelín v krinoidových vápencoch hierlatzského typu: lokalita v Hlučej doline v šedých krinoidových vápencoch patrí medzi najbohatšie na brachiopódy. Na základe brachiopódov sa mu podarilo preukázať až spodnodogerský vek vrchnej časti krinoidových vápencov s rohovcami.

K. KULCSÁR patrí medzi prvých, ktorí vyčleňujú podstatnú časť vápencovodolomitových hornín triasu ako „triasový príkrov“. Postupne k nemu zaradil i sériu Rohatej skaly. Doloženie aniských vápencov brachiopódmi od Mojtína má kľúčový význam.

Pri zaradení vápencovodolomitových komplexov rozložených v nadloží kriedových členov do triasu sa Kulcsár opieral o poznatky G. VIGHA (1915, 1917), o jeho nálezy triasových rias vo vápencových komplexoch z oblasti Veľkej Fatry. Aniské brachiopódy

v tmavých vápencoch sa našli (G. VIGH a E. VADÁSZ) i v južnej časti Strážovských vrchov pri Nitrianskych Sučanoch.

K stratigrafii manínskeho príkrovu osobitne prispel najmä K. RÓTH-TELLEGI (1917), keď nálezmi amonitov preukázal spodnodogerský vek červených hľuznatých vápencov.

Stavby kryštalinika Suchého a Malej Magury – najmä oblasti s výskytom rúd, zlata, olova a zinku v okolí Čavoja a Chvojnickej doliny – sa dotýkajú hlavne práce G. TOBORFYHO (1914).

Rozsah výskumov v Strážovských vrchoch v čase medzi dvoma svetovými vojnami je malý. Výnimkou sú práce D. ANDRUSOVA, ktorý sa zamerlal na podrobné spracovanie manínskeho pásma. V liase vyčlenil až štyri súvrstvia, v spodnej kriede tri súvrstvia. Stratigrafický sled manínskej jednotky je v jeho podaní (D. ANDRUSOV 1938) nasledovný: 1. hetanž – tmavé vápence a sliene; 2. sinemúr – hrubozrnné pieskovce a piesčité krinoidové vápence s *Gryphea arcuata*; 3. lotaring – piesčité krinoidové vápence, rohovcové vápence a sliene s *Asteroceras stellare*; 4. plienschach-toark – piesčité krinoidové vápence a pieskovce s *Pecten aequivalvis*, šedé krinoidové vápence s rohovcami so *Spiriferina oxyptera*, pestré krinoidové vápence a celistvé pestré vápence a *Rhynchonella variabilis*; 5. álen – šedivo-ružové rohovcové vápence (rádiolárióvé), šedé a zelené rádiolarity (na Butkove), krinoidové a pestré vápence s rohovcami (na Maníne); 6. bajok-bat – hľuznaté vápence s *Oppelia aspidoides*; 7. malm-spodný neokóm – tenkolavicovité slienité vápence s hľuzami rohovcov; 9. vrchný neokóm – šedé organogénne vápence; 10. vrchný barém-spodný apt – organogénne vápence s rudistami a orbitolínami.

V centrálnokarpatských jednotkách treba osobitne vyzdvihnúť vyčlenenie strážovského príkrovu (D. ANDRUSOV 1936) na základe prítomnosti svetlých wettersteinských vápencov stratigraficky doložených viacerými nálezmi dasykladaceí.

Popri manínskej jednotke bradlového pásma bolo podrobnejšie kartograficky spracované územie okolo Trenčianskych Teplíc (O. HYNIE—O. KODYM 1926), so zámerom vystihnúť tektonickú stavbu pre účely riešenia pôvodu termálnych vôd.

Väčší význam má zistenie pokračovania manínskeho (vysokotatranského) pásma do okolia Trenčianskej Teplej a Dobrej (A. MATĚJKA 1932).

Skúmaním melafýrových hornín vo východnej časti Strážovských vrchov sa zaoberal V. ČECHOVIČ a F. ULRICH (1937). Uprostred súvrstvia spodnotriasových kremencov, zlepcov, pieskovcov a arkóz odlíšili: 1. melafýrový mandľovec s čiernehošedou základnou hmotou a bielymi alebo šedozelenými mandľami; 2. melafýrový porfyrít; 3. melafýrový mandľovec žltosivý s čiernymi a čiernehošedými škvrkami; 4. melafýrový porfyrít blízky weisselbergitu.

Sústavnejší geologický výskum spojený so zhotovením máp Strážovských vrchov 1:25 000 zaznamenáme v štyridsiatych rokoch. V severozápadnej časti pohoria nadväzovali práce D. ANDRUSOVA (1938, 1945) na jeho predchádzajúce výskumy. Ich výsledkom sú farebné geologické mapy, listy Považská Bystrica a Bytča (čiastočne i najjužnejšia časť listu Žilina). Význam týchto výskumov je v podrobnom kartografickom zachytení manínskeho príkrovu a stykovej zóny vonkajších a vnútorných Karpát i čelových častí subtatranských príkrovov; vymedzenie viacerých typov paleogénu: pribradlového, súlovského, centrálnokarpatského.

Najväčšia časť Strážovských vrchov sa stala predmetom sústavného geologického mapovania M. MAHELA. Zo zhotovených geologických máp bola vytlačená len farebná mapa 1:25 000, list Zliechov, vrátane severnej časti kryštalinika (M. MAHEL—M. KUTHAN 1947), ktorá názornejšie než ktorákoľvek iná mapa z Karpát preukazuje zdigitovanie križňanského príkrovu. Osobitný význam mali práce (vrátane dvojfarebnej geologickej mapy 1:25 000 z jz. cípu Strážovských vrchov (M. MAHEL 1948a, b), lebo preukázali:

— značný rozsah manínskej jednotky v tektonických oknách, a to až k Dubodielu — teda na vzdialenosť až 15 km od bradlového pásma;

— rozsiahlu ležatú vrásu križňanského príkrovu, rozloženú v priamom nadloží manínskej série;

— značný rozsah mladšej povrchnokriedovej tektoniky.

Geologické mapovanie zo štyridsiatych rokov prinieslo spresnenie stratigrafie takmer všetkých tektonických jednotiek; opieralo sa o nálezy skamenelín predovšetkým v križňanskom i v chočskom príkrove. Hlavný význam však spočíva v kartografickom znázornení priestorového rozloženia základných tektonických jednotiek a vo vypracovaní prvej tektonickej skice Strážovských vrchov (M. MAHEL 1948b).

Hlavný prínos štvrtej etapy vidíme dnes v tom, že ukázala ako toto pohorie môže zohrať významnú úlohu pri vypracovaní ucelenej syntézy Západných Karpát. Tá sa totiž opierala v starších etapách hlavne o poznatky z Vysokých Tatier, Nizkých Tatier a Veľkej, čiastočne i Malej Fatry. Nové poznatky o zložitosti stavby Strážovských vrchov, s celým radom problémov prakticky v každej tektonickej jednotke, sa stali východiskom rozsiahlych výskumov, stredobodom pozornosti celého radu geológov, hlavne špecialistov.

Piate obdobie výskumu Strážovských vrchov v druhej polovici päťdesiatych rokov, spojené s prípravou geologických generálnych máp, sa vyznačuje kom-

plexným prístupom. Geologické mapovanie bolo doprevádzané sedimentologickým i biostratigrafickým skúmaním na vybraných profiloch (M. MAHEL 1961a, 1963a, M. KOCHANOVÁ 1967, M. KRIVÝ 1981, J. PEVNÝ 1971, J. SALAJ 1961, 1962a, b, c, 1965, K. BORZA 1979, 1980a, b, K. BORZA—V. GAŠPARIKOVÁ—J. MICHALIK—Z. VAŠÍČEK 1980). Vďaka také-
muto postupu i poznaniu problematiky nastolenej v predchádzajúcom období sa už v prvých rokoch dosiahli prekvapujúce výsledky. K najvýznamnejším patrí vyčlenenie belianskej jednotky v rámci krížňanského príkrovu, sekvencie plynovodných členov od liasu po stredný alb (M. MAHEL 1959a, 1961a), súčasne s vysokou jednotkou v Malých Karpatoch (M. MAHEL 1959a).

Podstatná časť krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch (na rozdiel od Malých Karpát) sa ukázala ako typ paleotektoniky odlišný, ale s hlbokovodnou sekvenciou — zliechovskou (M. MAHEL 1960a).

Podrobná geologická mapa opretá o sledovanie faciálnych zmien ukázala štruktúrnu zviazanosť belianskej série s krížňanským príkrovom, existenciu prechodných vývinov so „zmiešanými“ faciami, ba dokonca i laterálne prechody hlbokovodnejších facií do plynovodných (M. MAHEL 1961a, b).

V čelnej časti krížňanského príkrovu sa našli členy zblížujúce ho s manínskou jednotkou. Navyše zo zhotovenia podrobnej geologickej mapy (M. MAHEL — A. KULLMANOVÁ 1961), hlavne po nájdení albských vápencov uprostred flyšového súvrstvia — predtým preukázaných v belianskej jednotke (M. MAHEL 1959a), sa krížňanský príkrov ukázal ako príkrov polyfaciálny i polyštruktúrny. Nastolil sa tak vážny problém celokarpatského významu. Vyvstal i problém postavenia manínskej jednotky, ktorý dodnes patrí medzi najvážnejšie (M. MAHEL 1949a). Tu začína i kľukatá cesta za objasnením postavenia nielen manínskeho, ale i krížňanského príkrovu. Faciálna i štruktúrna zviazanosť krížňanského príkrovu s manínskym — považovaným za pôvodne tatridný element — v období poznamenanom kritickejšími pohľadmi na príkrovovú koncepciu z päťdesiatych rokov nastoľovala otázku paraautochtonity krížňanského príkrovu, a tým revízie jeho tektonickej pozície (M. MAHEL 1963b). Do tohto rámca zapadli i nové poznatky, že totiž niektoré z digitácií, hlavne digitácie Vápenice, sú vrásami prevrátenými, čiastočne prešmyknutými k juhovýchodu (M. MAHEL 1958a). To zapríčinilo kritický pohľad na tektonický štýl digitácií krížňanského príkrovu. I tento problém patrí dodnes medzi významné v karpatskej geológii (M. MAHEL 1979e).

Štúdiá z konca päťdesiatych rokov jednoznačne ukázali jednotnosť obalovej série (M. MAHEL 1960a,

1961a) s jurou a spodnou kriedou takého paleotektonického charakteru ako majú obalové série Veľkej Fatry a Malej Fatry, ale hlavne Považského Inovca. Tým sa opravili názory na existenciu dvoch obalových sérií: autochtónneho obalu s členmi hlavne triasovými a presunutej šiprunskej série zloženej z mladších členov (A. MATĚJKA 1932, M. MAHEL 1948b). Pritom sa ukázalo, že malomagurská jednotka má rad osobitných znakov tak vo vývine triasu, ako v jurských členoch, hlavne v dogere-malme.

Zložitá stavba sa preukázala i v južnej časti pohoria v oblasti južne od kryštálického jadra Suchého a Malej Magury, a to v stavbe krížňanského príkrovu i u príkrovov vyšších; navyše je komplikovaná juhovýchodným prešmykom kryštálického jadra cez mezozoikum a miestami cez centrálnokarpatský paleogén (M. MAHEL 1961b).

Podrobné skúmanie, hlavne kartografické, ukázalo oveľa väčší rozsah wettersteinských vápencov a ich vystupovanie nielen v strážovskom, ale i v chočskom príkrove. Staršie kritérium používané pre vyčlenenie strážovského príkrovu od chočského na základe prítomnosti wettersteinských vápencov bolo tak prekonané vyčlenením tzv. prechodnej série, ktorá zväzuje faciálne a čiastočne i štruktúrne chočský a strážovský príkrov (M. MAHEL 1962a). Až v poslednom období sme túto sériu vyčlenili ako samostatnú jednotku a nazvali ju bebravskou sériou (M. MAHEL 1979a, b). I tento problém sa ukázal ako problém celokarpatského významu.

V období vypracovávaní geologických generálnych máp bolo kartograficky spracované celé kryštalinikum (M. IVANOV 1957, M. IVANOV—A. KLINEC 1961). Ukázali sa pritom niektoré osobitosti stavby, predovšetkým zachovanie predalpínskej vejárovitej stavby a malej alpínskej prepracovanosti kryštalinika (A. KLINEC 1958, 1979), rozšírenosť kyslejších typov granitov, najmä leukokrátnych granitov. Podľa M. IVANOVA (1957) pestrosť granitoidných typov je dôsledkom trojfázovosti ich vzniku.

Najstaršiu fázu predstavujú leukokrátne hybridné biotitické granity s nerovnomernou kryštalizáciou a množstvom granitizovaného paramateriálu s reliktnými amfibolitov. Jeho hybridnosť sa považuje za výsledok nedokonalnej granitizácie v hlbších častiach zemskej kôry. Pomerne mladší je leukokrátnejší a jemnozrnnejší granodiorit; za najmladšej intruzívnej fázy vznikol aplitický granit.

Vo výskumoch v Strážovských vrchoch sa pokračovalo intenzívnejšie hlavne po roku 1970. Väčšina oblastí bola znovu kartograficky prepracovaná. V celom rade prípadov došlo k spresneniu stratigrafie na základe prehodnotenia a rozšírenia predchádzajúcich zberov fauny (M. KOCHANOVÁ, 1967, 1971, J. PEVNÝ

1971, 1980 M. RAKÚS 1961, 1962a, b), 1967). Litologické a biostratigrafické skúmania sa konali na rade profilov v obalovej jednotke (M. POLÁK 1973, 1976, M. KRIVÝ 1969, 1975, 1980). Takýto prístup ku skúmaniu chočského a strážovského príkrovu (podrobnejšie v strednej a v severnej časti pohoria) viedol k vyčleneniu schreyeralských vápencov ako osobitného litologického člena a k bližšiemu poznaniu mikrofaciálneho charakteru väčšiny členov obidvoch príkrovov (M. KRIVÝ 1975, 1981). K prehĺbeniu poznatkov o stavbe strážovského príkrovu v strednej a hlavne v severnej časti prispeli i práce J. HANAČKA (1974, 1976), ktoré sledovali vyhodnotenie vápencov ako nerastných surovín.

Podrobnejšie sedimentárno-petrografické skúmania jury a spodnej kriedy belianskej série (A. KULLMANOVÁ 1976) a mikrofaciálne a biostratigrafické skúmania jej kriedových členov vytvorili základ pre posúdenie jej paleogeografického i paleotektonického postavenia.

K poznaniu procesov i sedimentácie albu-cenomanu križňanského príkrovu prispelo sedimentologické skúmanie J. JABLONSKÉHO (1978, 1980), opreté o spresnenie stratigrafie na základe foraminifer (J. SALAJ 1959, 1961, 1962) a nanokónov (V. GAŠPARIKOVÁ 1976, 1978).

Strážovské vrchy sa stali i východiskovým pohorím pre riešenie niektorých tematických problémov, otázok medzinárodného významu.

Križňanský príkrov poskytol možnosť riešiť hranicu rétspodný lias (M. KOCHANOVÁ 1967, J. MICHALÍK 1973a, c, 1974); tá sa ukazuje ako litologicky nevýrazná, zato však biofaciálne jasná.

Bohatstvo fauny a pestrosť vývinu rétu sa stali východiskom pre ekologické skúmanie tohto hraničného útvaru medzi triasom a jurou.

Podrobné ekologické skúmanie vrchnej jury a spo-

dnej kriedy križňanského a manínskeho príkrovu, a to facií hlbokovodných a i plytkovodných (K. BORZA 1979a, b, 1980, J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1979, 1981, 1984), viedlo k vypracovaniu nových kritérií, ktoré poslúžia v celokarpatskom rozsahu na bližšie stratigrafické a faciálne členenie týchto útvarov.

Kryštalikum Suchého a Malej Magury sa stalo tiež predmetom podrobnejších geologickokartografických i štruktúrno-geologických výskumov (Š. KAHAN 1979, 1980).

Strážovské vrchy sa stali i „domovskou“ oblasťou termínov celokarpatského významu: manínsky príkrov (D. ANDRUSOV 1938), strážovský príkrov (D. ANDRUSOV 1936), belianska jednotka (M. MAHEL 1959a), malomagurská (obalová) jednotka (M. MAHEL 1961a), zliechovská séria (M. MAHEL 1961a, b), bebravská séria — jednotka (M. MAHEL 1979a, h), pribradlová zóna (M. MAHEL et al. 1967) a celého radu termínov lokálneho významu.

Strážovské vrchy sa stali jedným z najdôležitejších pohorí pre riešenie celého radu biostratigrafických a paleotektonických problémov viacerých tektonických jednotiek, hlavne príkrovu manínskeho, križňanského, chočského i strážovského. Možno povedať, že popri Vysokých Tatrách a čiastočne i Nízkych Tatrách sa zaradili Strážovské vrchy medzi klasické pohoria Karpát. Sme si však vedomí toho, že ďalšie podrobné skúmania, hlavne opreté o nové metódy, priniesli množstvo ďalších poznatkov, a to i zásadných, lebo sa ukázala predovšetkým veľká pestrosť a zložitost' stavby tohto pohoria.

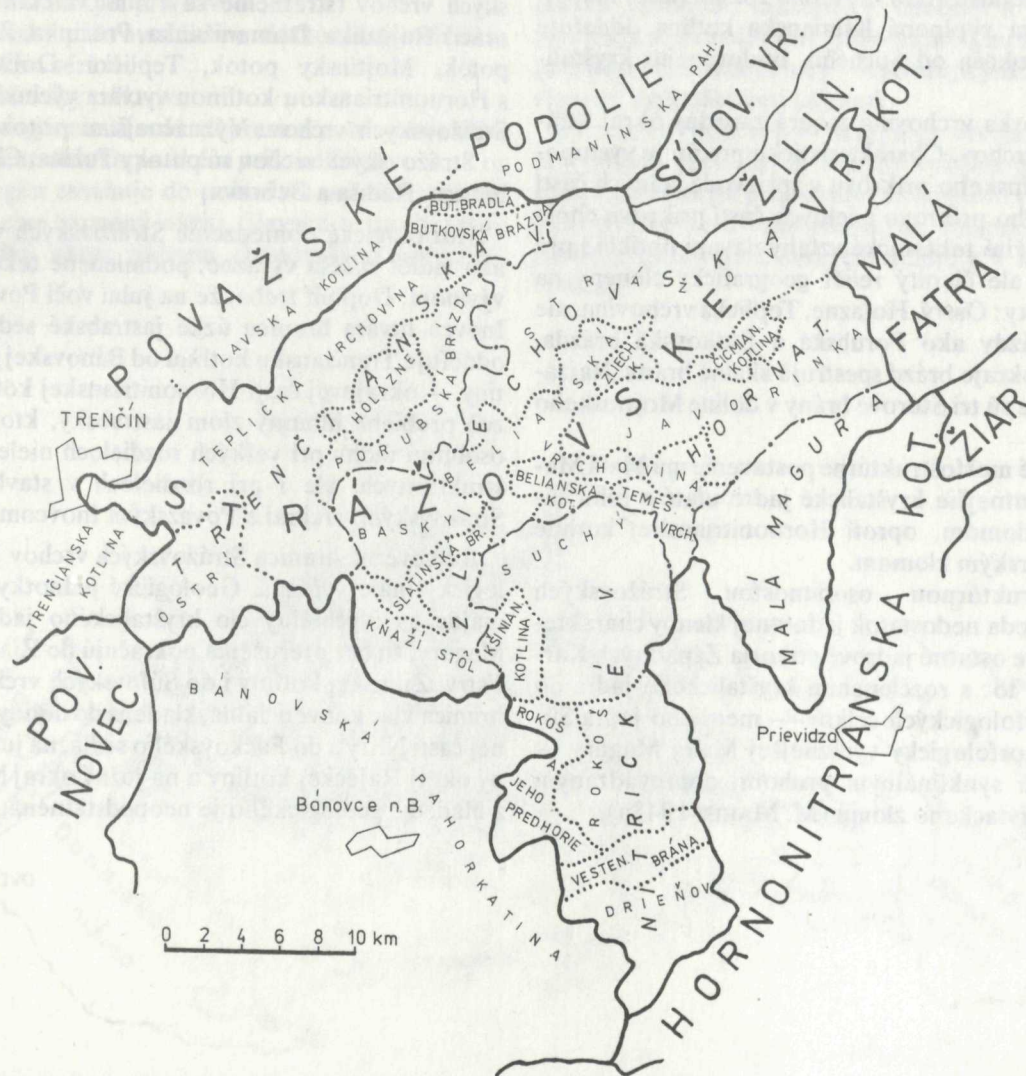
Vďaka dlhoročným a systematickým štúdiám autora sa toto pohorie, ešte v štyridsiatych rokoch geologicky málo známe, stáva dnes východiskom pre novú koncepciu stavby Západných Karpát. Osobitnú úlohu zohráva pri riešení takých otázok prvoradého významu, ako je vzťah centrálnych Karpát k bradlovému pásu.

GEOGRAFICKÁ ČLENITOSŤ

Strážovské vrchy predstavujú jedno z najrozsiahlých jadrových pohorí Západných Karpát. Zložitosť geologickej stavby sa odráža v morfolologickej členitosti (obr. 1). Odrazom odlišnosti geologickej stavby sú štyri celky vyššieho rádu s mozaikou drobných štruktúrnomoρφologických prvkov, ale i s viacerými morfológickými poschodiami — pahorkatinami, vrchovina

mi i oblasťami s hornatinovým reliéfom a sprievodnými horskými plošinami i rozvinutými krasovými formami (E. MAZÚR 1963).

Zliechovská hornatina, Nitrické vrchy, Trenčianska vrchovina a Malá Magura (E. MAZÚR—M. LUKNÍŠ 1980) — každá z týchto geografických jednotiek vykazuje osobitosti v zastúpení hlavných geologic-



Obr. 1 Geografické postavenie a členenie Strážovských vrchov

kých jednotiek. Každá z nich sa člení na morfológické jednotky nižšieho rádu.

Ústrednú 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 horských skupín, ako: Strážov (s najvyšším vrchom Strážovom), Javorinka, Baske, Belianska vrchovina, Kňaží stôl. Mocnejší komplex bridlíc s polohami pieskovcov poskytol podklad pre vytváranie malých vnútorných horských kotlín – Zliechovskej, Čičmianskej, Belianskej – a ešte menších kotlín – Zásalskej i Mojtínskej.

Nitrické vrchy budujú predovšetkým hrubé súvislejšie komplexy chočského a strážovského príkrovu. Dominantné postavenie v nich má horská skupina Rokoša (1010 m) oddelená na juhu Vestenickou bránou od Drieňova (616 m; mimo rozsah našej mapy). Paleogénom vyplnená Kšinianska kotlina oddeľuje skupinu Rokoša od Suchého, budovaného kryštalinikom.

Trenčianska vrchovina zaberá západný okraj Strážovských vrchov. Charakteristické pre ňu je vystupovanie manínskeho príkrovu v sprievode čelných častí krížňanského príkrovu i čelných častí príkrovu chočského. Zložité tektonické vzťahy dávajú podklad pre nevysoký, ale členitý reliéf geograficky členený na menšie celky: Ostrý, Hofazne, Teplická vrchovina, ale i úzke brázdy ako Porubská a Butkovská brázda. Miestami okraje brázd spestrujú skalné brány. Najzaujímavejšie sú tri Štúrove brány v doline Mojtínskeho potoka.

Osobitné morfoštruktúrne postavenie má Malá Magura, mohutnejšie kryštalické jadro ufaté z juhu súťovským zlomom, oproti Hornonitrianskej kotline malomagurským zlomom.

Morfoštruktúrnou osobitosťou Strážovských vrchov je teda nedostatok jednotnej klenby charakteristickej 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, doprevádzaným sústavou diviackeho zlomu (M. MAHEL 1948a).

Členitosť kryštalického jadra, ale i morfoštruktúrna členitosť celých Strážovských vrchov je i dôsledkom charakteru neskoroalpínskeho vrásnenia. To nemalo zjednocujúci charakter, ale naopak, spôsobilo rozčlenenie do viacerých skupín. Dôsledkom toho je vystupovanie kotlín vyplnených paleogénom len čiastočne v okrajovej oblasti pohoria (pri južnom okraji Malej Magury je Hornonitrianska kotlina). Kotliny sú zväčša uprostred pohoria: Kšinianska kotlina v Nitrických vrchoch a výbežky kotliny Prečinskej a Pružinskej v severozápadnom cípe Strážovských vrchov.

Morfológická členitosť Strážovských vrchov sa odráža v hojnosti dolín a potokov nasmerovaných k hlavným dvom tokom, k Váhu a k Nitre. Dolina Váhu — Strednovážske podolie s kotlinami Ilavskou a Trenčianskou vytvárajú severozápadný okraj Strážovských vrchov. Význačným vážskym prítokom sú zo Strážovských vrchov (stretne sa s nimi viackrát v našej práci) Rajčanka, Domanížanka, Pružinka, Zásalský potok, Mojtínsky potok, Teplička. Dolina Nitry s Hornonitrianskou kotlinou vytvára východný okraj Strážovských vrchov. Význačnejšími prítokmi Nitry zo Strážovských vrchov sú potoky Tužina, Chvojnica, Nitrica, Radiša a Bebrava.

Morfológické obmedzenie Strážovských vrchov je ako vidieť zväčša výrazné, podmienené tektonickým vývinom. Doplniť treba, že na juhu voči Považskému Inovcu utvára hranicu úzke jastrabské sedlo, ktoré oddeľuje Trenčiansku kotlinu od Bánovskej pahorkatiny — okrajovej časti Hornonitrianskej kotliny. Cezeň prebieha hlbinný zlom jastrabský, ktorý zohral osobitnú úlohu pri veľkých rozdieloch nielen morfoštruktúrnych, ale i pri rozdieloch v stavbe medzi Strážovskými vrchmi a Považským Inovcom.

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

POSTAVENIE STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV V ZÁPADOKARPATSKOM SYSTÉME A ICH GEOLOGICKÉ ČLENENIE

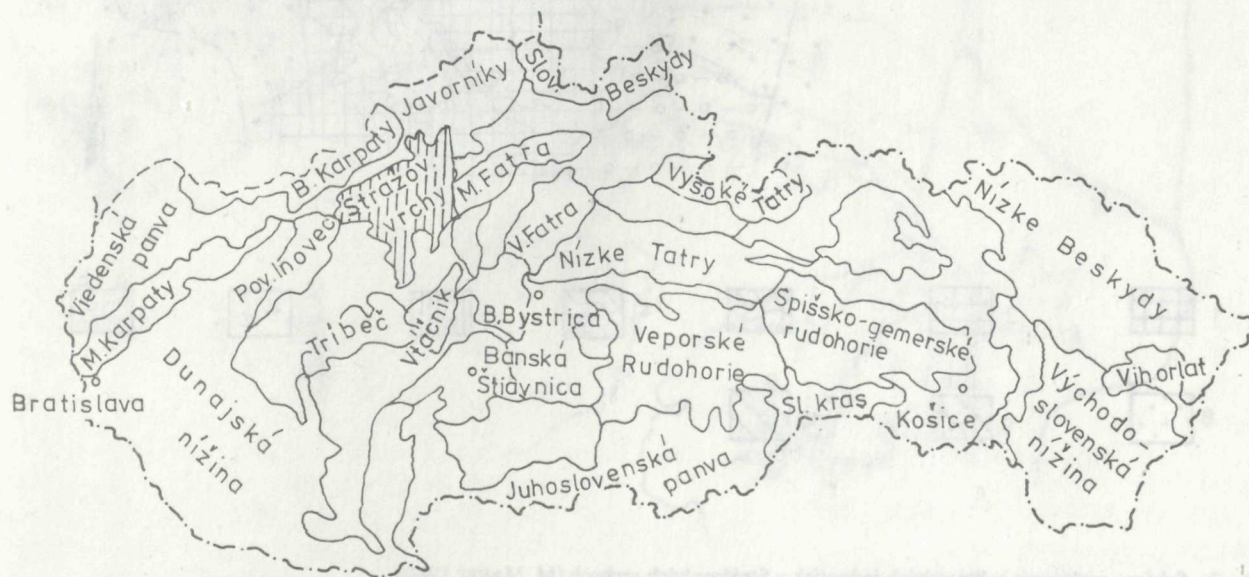
Strážovské vrchy sú jedným z dvanástich jadrových pohorí centrálnych Karpát so všetkými znakmi typickými pre fatransko-tatranské pásmo, ale i s radom osobitností. Na ich stavbe sa podieľa (obr. 2, 2a, 2b):

- tatrikum s kryštalickým jadrom a obalovou mezozoickou jednotkou malomagurskou;
- kmeňový príkrov krížňanský s odnožovým čiastkovým príkrovom belianskym a s viac-menej samostatným manínskym príkrovom;
- chočský príkrov s čiernovážskou, bielovážskou i bebravskou sériou;
- strážovský príkrov;
- paleogénne včasné depresie, a to dvojakého typu — centrálnokarpatské a pribradlové;
- neogén zasahuje do pohoria z panví, ktoré vytvárajú jeho západný okraj (ilavská a trenčianska) a východný okraj pohoria (bánovská a hornonitrianska).

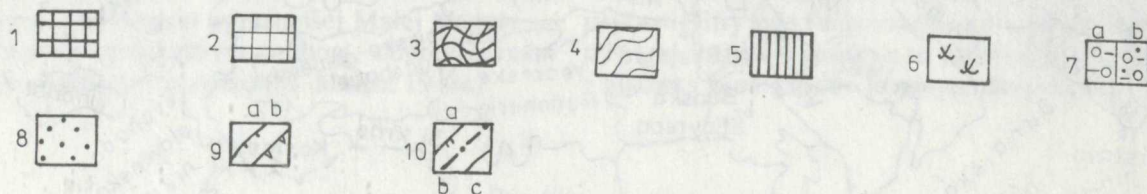
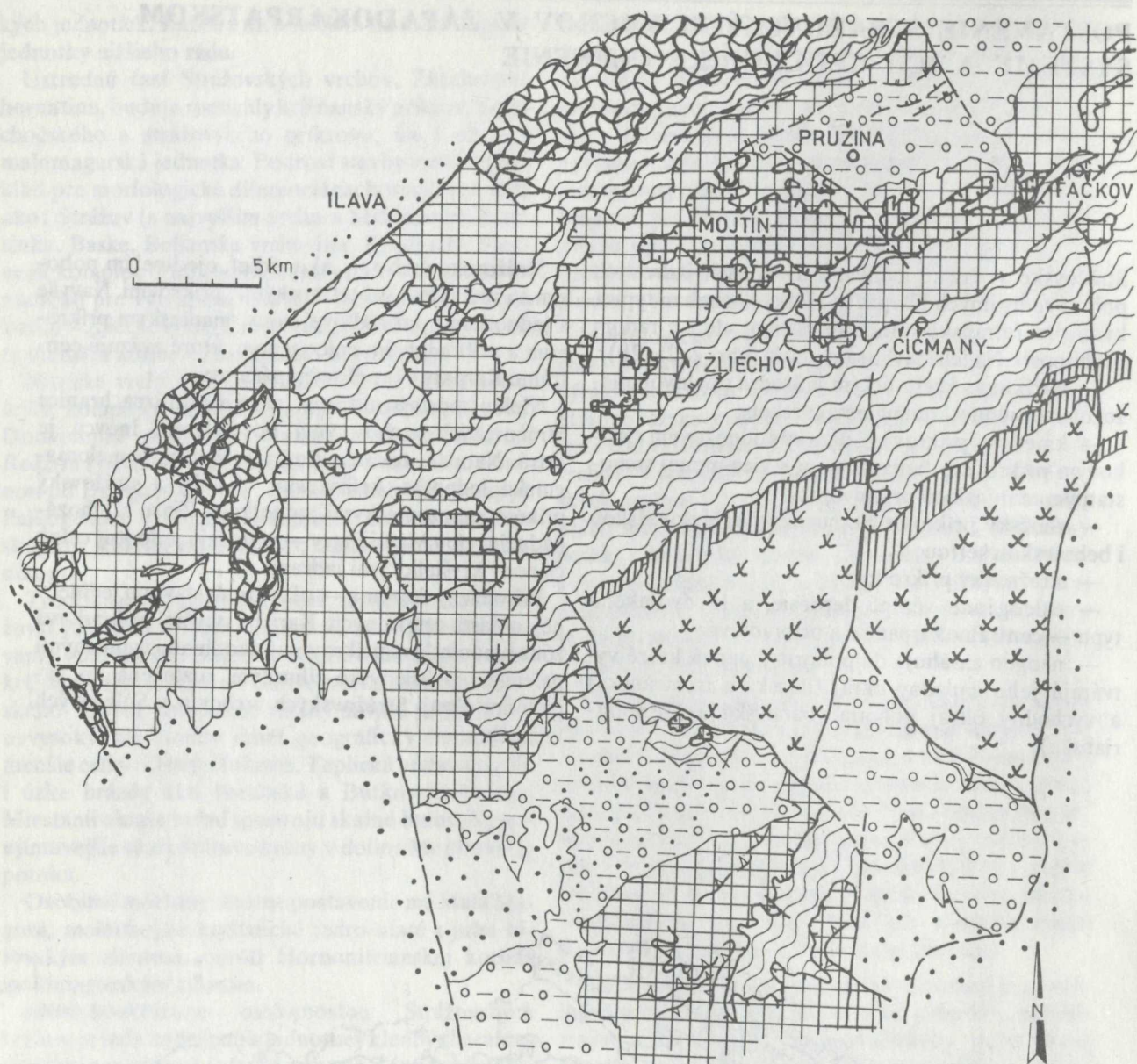
Strážovské vrchy sú, ako vidieť, ojedinelým pohorím so všetkými „subtatranskými“ príkrovmi. Navyše s jednotkami pribradlovej zóny, manínskym príkrovom a pribradlovým paleogénom, ktoré zväzujú centrálnu Karpaty s bradlovým pásmom.

Nielen morfoštruktúrna, ale i štruktúrna hranica Strážovských vrchov voči Považskému Inovcu je ostrá. Naopak, takmer všetky jednotky — malomagurská jednotka, krížňanský, chočský a strážovský príkrov s mezozoickými jednotkami Žiaru a juhozápadného cípu Malej Fatry — vytvárajú jednotný celok členený kryštalickými jadrami.

Prirodzený doplnok — okraj tejto stavbou jedinečnej oblasti centrálnych Karpát vytvára pribradlová zóna s manínskym príkrovom i s kotlinami vyplnenými paleogénom hričovsko-žilinským, rozložená pri západnom okraji Strážovských vrchov a v Súľovských vrchoch.



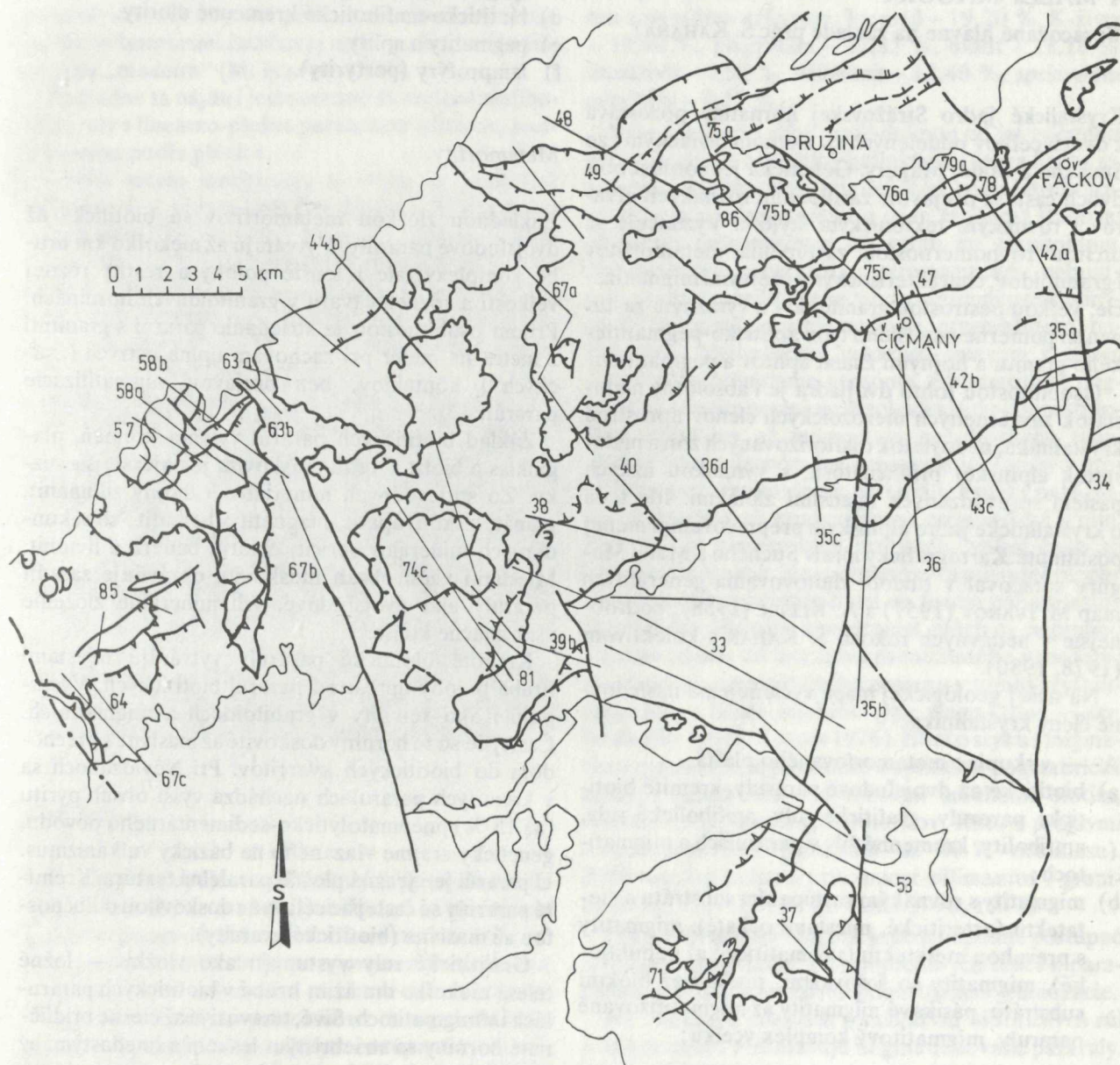
Obr. 2 Postavenie Strážovských vrchov v karpatskom systéme



Obr. 2a Schéma rozloženia tektonických jednotiek v Strážovských vrchoch (M. MAHEĽ 1980)
 1 – strážovský príkrov; 2 – chočský príkrov; 3 – manínsky príkrov; 4 – križňanský príkrov; 5 – malomagurská (obalová) jednotka;
 6 – kryštalické jadrá; 7 – paleogénny pokryv; a) pribradlový, b) centrálnokarpatský; 8 – neogén; 9 – presunové línie prvého (a) a druhého
 radu (b); 10 – a) spätné prešmyky, b) hlbinné zlomy, c) zlomy

Morfoštruktúrna členitosť Strážovských vrchov i priliehajúcich oblastí Žiaru, Malej Fatry a Súľovských vrchov je väčšia než v ostatných jadrových pohoriach, má svoje príčiny v pestrejšom obsahu, väčšej komplexnosti (prítomnosť jednotiek pribadlovej zóny), hlavne však vo výraznejšom postihu mezoalpínskym vrásnením (hlavne pribadlovej zóny), no predovšetkým v zjavných prejavoch popaleogén-

neho vrásnenia a vo väčšom podiele zlomov viacerých systémov. Osobitne významná pre členitosť štruktúru i morfoštruktúru je prítomnosť okrajových zlomov dvojakoého typu a smeru; tieto zlomy utínajú kryštalicke jadro. Dôsledkom toho je rozčlenenie kryštalinika do dvoch morfoštruktúrnych celkov Suchého a Malej Magury. Kryštalicke dvojjadro je osobitosťou Strážovských vrchov.



Obr. 2b Náčrt rozloženia geologických profilov

STRATIGRAFICKO-LITOLOGICKÁ ČASŤ

KRYŠTALINIKUM SUCHÉHO A MALEJ MAGURY

(Spracované hlavne na základe prác Š. KAHANA)

Kryštalické jadro Strážovskej hornatiny pozostáva z dvoch celkov oddelených sj. zlomom diviackym: zo Suchého a Malej Magury. Genetická jednotnosť oboch častí sa prejavuje zastúpením rovnakých útvarov i rovnakým tektonickým štýlom. Vyznačuje sa určitou rovnomernosťou zastúpenia metamorfítov i granitoidov, charakteristickými prejavmi migmatizácie, veľkou pestrosťou granitoidov a výrazným zastúpením pomerne mladšieho typu apliticko-pegmatitického granitu a hojnými žilami aplítov a pegmatitov.

Osobitosťou tohto dvojjadra je i absolútny nedostatok zavrásnených mezozoických členov uprostred kryštalinika, nedostatok diaforizovaných zón a nedostatok alpínskej bridličnatosti, s výnimkou úzkych pásiem sprevádzaných mladšími zlomami. Ide teda o kryštalinické jadro alpínskym prepracovaním menej postihnuté. Kartograficky masív Suchého a Malej Magury spracoval v období zhotovovania generálnych máp M. IVANOV (1957) a A. KLINEC (1958); podrobnejšie v nedávnych rokoch Š. KAHAN s kolektívom (1978, 1980).

Na našej geologickej mape vyčleňujeme nasledovné členy kryštalinika:

A — v skupine metamorfovaného plášťa:

- a) biotitické až dvojsľudové pararuly, kremité biotitické pararuly, grafitické ruly, amfibolické ruly, amfibolity, kremenné žily v pararulách a migmatitoch;
- b) migmatity s rovnakým zastúpením substrátu a metatektu (arteritické, miestami očkaté), migmatity s prevahou metatektu (stromatitické až nebulitické), migmatity so šošovkami, pruhmi až blokmi substrátu, pásikavé migmatity až migmatitizované pararuly, migmatitový komplex vcelku;

B — v skupine granitoidov:

- a) apliticko-pegmatitové granity, granity s prejavmi autometamorfózy;
- b) leukokrátne granity a aplitické granity s granátmi;

- c) strednozrnné až hrubozrnné granity až granodiority, granodiority s prejavmi autometamorfózy;
- d) biotiticko-amfibolické kremenné diority,
- e) pegmatity a aplity,
- f) lamprofýry (porfýrity).

Metamorfity

Základnou zložkou metamorfítov sú biotitické až dvojsľudové pararuly. Vytvárajú až niekoľko km hrubé komplexy, ale i tenšie polohy a restity rôznej veľkosti a rôzneho tvaru v granitoidných horninách. Pritom osobitosťou je striedanie pararúl s granitmi z metra na meter pri zachovaní úplne ostrých („suchých“) kontaktov, bez prejavov migmatizácie pararúl.

Základ biotitických pararúl vytvára kremeň, plagioklas a biotit. Obsah muskovitu je najčastejšie nízky. Zo sprievodných minerálov je hojný sillimanit, granát, zirkón, apatit, magnetit a hematit; zo sekundárnych minerálov sericit, chlorit, bauerit a limonit. Miestami väčší obsah muskovitu oprávňuje zaradiť pararuly ako dvojsľudové. Ich minerálne zloženie však značne kolíše.

Kremité biotitické pararuly vytvárajú miestami hrubé polohy uprostred pararúl biotitických. Vystupujú i ako xenolity v granitoidoch a migmatitoch. Častejšie sú to horniny doskovité až masívne s prechodom do biotitických kvarcitov. Pri Nevidzanoch sa v kremitých pararulách nachádza vyšší obsah pyritu (až 15 %) pneumatolyticko-sedimentárneho pôvodu, geneticky zrejme viazaného na bázičný vulkanizmus. U pararúl je výrazná plošne paralelná textúra. Kremité pararuly sú častejšie celistvé s doskovitou odlučnosťou až masívne (biotitické kvarcity).

Grafitické ruly vystupujú ako vložky — ložné telesá niekoľko dm až m hrubé v biotitických pararulách i v migmatitoch. Sivé, tmavosivé až čierne bridličnaté horniny so striebřistým leskom a hnedastými až červenkastými zátekmi oxidov železa vytvárajú na svahoch Železnej doliny (s. od obce Závada) i hrubšie polohy a predstavujú najslabšie metamorfovaný člen kryštalinika. Nápadne vyšší podiel polôh amfibolitov

v nich i nižší stupeň metamorfizmu naznačujú, že by mohli predstavovať komplex mladší než pararuly (paleozoikum). Nález organického kerogénu severne od Kšínnej poukazuje na spodné paleozoikum (O. ČORNÁ—L. KAMENICKÝ 1976).

Miestami majú biotitické pararuly zvýšený obsah sillimanitu a granátov — biotitovo-sillimanitovo-granátická pararula, inde sa k sillimanitu a granátu pridružuje i staurolit poukazujúci na zvýšený obsah hliníkovej zložky v pôvodných sedimentoch. Pararuly sú popresekávané žilami pegmatitov a aplítov.

Na viacerých miestach vystupujú migmatizované pararuly. Amfibolity boli podľa minerálneho zloženia pôvodne horninami čadičovej magmy; živcové čadiče sú typu „madeira“ (M. IVANOV 1960).

Podradne sa nájdu i jemnozrnné sivozelené amfibolické ruly s lineárno-plošne paralelnou textúrou, s odlučnosťou podľa plôch s_1 .

Väčšie teleso amfibolitu sa viaže na rozhranie migmatitov a granitoidných hornín na ľavom svahu Liešťanskej doliny. Je dlhé až 700 m, hrubé 150—200 m. Z rozloženia i zo zhodného priebehu plôch s_1 v migmatitoch a amfibolite sa usudzuje, že amfibolicko-tufitická hornina s plošne paralelnou textúrou predstavuje relikv vrstevnatosti pôvodnej sedimentárno-vulkanickej série.

Väčšie teleso amfibolitu vystupuje pri obci Chvojnicca, je dlhé asi 1 km, hrubé 250—300 m. Pozoruhodné je jeho priečne postavenie voči priebehu i štruktúrnym prvkom kryštalinika. Priečne je popresekávané i pegmatitovými žilami a je migmatizované.

Popri uvedených dvoch väčších telesách pri Liešťanoch a Chvojnici nie sú síce ostatné amfibolové telieska zriedkavé, ale predstavujú len niekoľko metrov hrubé polohy v pararulách a migmatitoch. Zväčša sú to horniny jemno- a strednozrnné, ojedinele hrubozrnné, zelenkavé, sivé až čierne s viditeľným obsahom ihličiek amfibolov, tenkými polohami tufitického charakteru so svetlými prúžkami ortomateriálu.

Migmatity

Migmatity vystupujú v samostatných pruhoch až niekoľko km hrubých, rozložených súhlasne s priebehom pararúl a granitoidných telies. Charakteristická je pre ne pestrosť textúrnych typov a premenlivosť obsahu. Najhojnejšie sú migmatity pásikavé (stromatitické) s výrazným obsahom paleosómu; tieto prechádzajú častejšie do migmatitov s nízkym zastúpením paleosómu, príp. až s okatou textúrou (oftalmity). Prúžky paleosómu a neosómu sa striedajú v tenkých niekoľko mm až cm vrstvičkách. S pribúdaním neosómu v nich stráca hornina výraznejšiu bridličnatosť a prechádza

k oftalmitickým varietam. Vzorka zo zárezu novej lesnej cesty medzi Okrúhlym vrchom a Veľkým Bystřým vykazuje zloženie: kremeň — 44,2 %, K-živce — 15,9 %, plagioklas — 4,50 %, biotit — 31,65 %, sprievodné minerály — 3,70 %.

V oblasti Liešťan stromatitické migmatity postupne prechádzajú do migmatitov nebulitického typu s prevahou granitoidného materiálu, s nepravidelnými šmuhami paleosómu. Tieto hlbnejšie typy migmatitov vystupujú hojnejšie v Malej Magure v doline Bystrej, Kamenistej i Chvojnickej. Stredozrnný nebulitický migmatit z doliny od Temeša zo styku paleosómu a neosómu vykazuje: kremeň — 19,20 %, K-živce — 19,40 %, plagioklas — 27,85 %, biotit — 18,10 %, muskovit — 2,50 %, sillimanit — 12,40 %, sprievodné minerály — 0,55 %.

Výše kilometra dlhý profil dolinou od jej vyústenia pri východnom okraji kryštalinického jadra Suchý sz. od obce Liešťany poskytuje defilé hlavnými štruktúrami a horninovými pruhmi a dáva možnosť študovať charakter migmatitov a ich vzťah ku granitoidom. Stromatitické migmatity, stromatitické nebulity a migmatity nebulitického typu s rôznymi prechodnými textúrnymi formami (zavinuté, ptygmatitické, budinované, oftalmitické) vykazujú smerom k telesu granitoidov pribúdanie neosómu. Stromatitické migmatity a arterity postupne prechádzajú do stromatitických nebulitov až migmatitov nebulitického typu. V nich tvorí paleosóm iba nepravidelné šmuhy v prevládajúcom granitoidnom materiáli. Prúžky paleosómu a neosómu sú konkordantne usporiadané v mm, cm, dm, aj v metrových hrúbkach, veľmi často až detailne zvrásnené. Neosóm prekrýva pôvodné plochy s_1 metamorfnej bridličnatosti vo forme palimpsestov paleosómu. Hustota a výraznosť plôch s_1 nepriamo úmerne závisia od množstva preniknutého neosómu; sú prejavom granitizačného procesu v tomto kryštaliniku. Ide o hlbšie injekčné typy magmatitov — tzv. liešťanský typ (Š. KAHAN 1976). Blízko styku s migmatitmi vystupujú pegmatitické a apliticko-pegmatitické granity syntektické s výraznými šmuhami biotitu, miestami charakteru granodioritov, často s prejavmi autometamorfózy (obsahujú až 40 % ortoklasu). Zvláštnosťou je častá prítomnosť sillimanitu v granitoidoch (až 7—12 %; M. PUTIS 1976, 1977).

Pre Suchý a Malú Maguru je dosť nápadné postupné ubúdanie granitizácie od granitoidných telies k pararulám, a teda úzky vzťah migmatizácie a granitizácie.

Na viacerých miestach prechod od biotitických rúl k migmatitom obstarávajú migmatizované pararuly. Doprevádzajú ich migmatity pri okrajoch niektorých granitoidných telies. V Suchom vystupujú hlavne pri južných okrajoch kryštalinika na styku s mezozoikom a pri severnom okraji jadra; v Malej Magure sú

hojnejšie vo Chvojnickej a Tužinskej doline. Charakteristické pre ne je striedanie tenkých polôh ortozložky (1,3 mm) s ešte tenšími polohami parazložky bohatej na biotit a výrazná plošná paralelná textúra i rozpad podľa plôch s_1 .

Málokde v Západných Karpatoch je taký intímny vzťah migmatitov-pararúl a granitoidov ako v Suchom a v Malej Magure; je vyjadrený striedaním týchto hornín nielen v hrubých pruhoch (až niekoľko km), ale aj v tenkých polohách.

Granitoidy

Granitoidy budujú značnú časť kryštallického jadra Suchého a Malej Magury. Vyznačujú sa pestrosťou petrografického charakteru i na krátku vzdialenosť, vysokým podielom kyslejších typov, neobvykle veľkým zastúpením granitov pegmatitických, prípadne apliticko-pegmatitických. Podradnejšie vystupujú biotitické grandodiority, autometamorfované granity až granodiority a ojedinele biotitico-amfibolicko-kremenné diority.

Apliticko-pegmatitové granity sú najrozšírenejším typom granitoidných hornín. Vystupujú ako rozsiahlejšie samostatné telesá i súvislé pruhy v obidvoch jadrách. Sú to svetlosivé, sivasté až hnedožlté horniny, majú hrubozrnnú, všesmernú zrnitú textúru. Príznačný je pre ne sivý až modrastý mikroklin vo výrastliciach až niekoľko cm veľkých. Makroskopicky je rozoznateľný kremeň, živce a biotity. V okrajových častiach obsahujú xenolity biotitických a kremitých pararúl, prípadne výraznejšie šmuhy biotitu.

Ďalším najrozšírenejším typom granitoidov sú leuokokrátne granity — typické svetlé jemno- až strednozrnné zrnité horniny s nápadným červenkastým granátom roztrúseným v hornine ako samostatné jedince i ako hniezda veľkosti 1—2 cm. Väčšinou sú to jemno- až strednozrnné, všesmerne zrnité horniny. Miestami väčšie jedince mikroklinu veľkosti 3—4 cm dávajú hornine porfyrickú štruktúru. Minerálne zloženie: kremeň, ortoklas, mikroklin, albit, oligoklas, mikroperthit, muskovit, biotit, akcesorický granát, zirkón a apatit. Pegmatity často presekávajú granity v podobe žíl. Miestami granity prechádzajú do granodioritov alebo biotitovo-muskovitických granodioritov s granátmi a vysokým obsahom apatitu, príp. so zvýšeným obsahom sillimanitu. Budujú centrálné i severné časti obidvoch jadier.

V okrajových častiach na styku s plášťom pribúda parazložka. Prejavuje sa to zvýšeným obsahom biotitu, miestami plošne usporiadaného. Miestami granity prechádzajú do pegmatitickej variety. Tvoria telesá rôznych tvarov a veľkostí uprostred biotito-

vo-oligoklasových granodioritov, častejšie so sillimanitom a granátom.

Strednozrnné až hrubozrnné granity až granodiority, zväčša biotitické, predstavujú svetlé až svetlosivé horniny so všesmernou textúrou a so slabším stupňom usmernenia biotitu. Vystupuje len podradne severozápadne od Čavoja a v severnej časti územia.

Biotitické granity až granodiority vystupujú hlavne spolu s nebulitickými migmatitmi. Sú svetlosivé, jemnozrnné, často s nápadnými ružovými živcami, s výrazným obsahom K-živcov a muskovitu s výrazne všesmerne zrnitou textúrou. V minerálnom zložení osobitné miesto zaujíma hojnejší akcesorický titanit.

Pestrosť granitoidných hornín zvyšujú nálezy granodioritových porfýrov a ojedinele výskyty porfýrov kremenných.

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%) amfibolov s plagioklasmi saururizovanými. Sú opísané i ako melanokrátne diorit (M. IVANOV 1957), považovaný za asimilát amfibolitov granodioritovým magmatom, s náhlymi zmenami vzhľadu týchto hornín od jemno- až po hrubozrnné, sivé až zelenkasté.

Lokálne ako mladšie pne sa nájdu biotitovo-amfibolické kremenné diority, spravidla hrubozrnné s makroskopicky nápadnými amfibolmi a biotitom.

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

Najmladšími členmi kryštalínika sú lamprofýr a kremenný porfýr.

Lamprofýr, v podstate kremenný dioritový porfýrit, vystupuje juhovýchodne od Okrúhleho vrchu v Suchom. Je to zelenkavá jemnozrnná hornina so všesmerne usporiadanými výrastlicami amfibolov doprevádzaných biotitom a kremeňom.

Kremenný porfýr vystupuje na svahu Nitrice pod Panským dielom; štruktúrou je to hornina celistvá svetlozelenkavá s makroskopicky rozlíšiteľným kremeňom, živcom a úlomkami ultramylonitu; štruktúru má porfyroklasticko-lepidoblastickú.

Osobitosťou kryštalínika Suchého a Malej Magury je veľmi malý rozsah diaforitov, fylonitov a mylonitov. Nájdu sa v zónach priebehu veľkých zlomových línii, hlavne pri východnom obmedzení obidvoch jadier. Pozoruhodná pre Suchý a Malú Maguru je neprítomnosť svorov a fylitov.

Typ regionálnej metamorfozy podľa minerálneho zloženia zodpovedá fácií granatických amfibolitov, a to hlavne sillimanitovo-almandínovej subfácie s aso-

ciáciou kremeň-plagioklas-biolit-ortoklas-almandín-sillimanit ± staurolit. Hojný sillimanit a lokálny výskyt staurolitu poukazujú na obohatenie pôvodného sedimentu o zložku Al. Vek metamorfózy (?) podľa rádiometrických údajov metódou K/Ar z rúl (z biotitu) od Čavoja a Poruby je 290—300 mil. r. (J. KANTOR 1961), teda starokarbónsky.

MALOMAGURSKÁ JEDNOTKA

Bezprostredný obal kryštalinika Suchého a Malej Magury predstavuje obalová tatrindá jednotka tzv. malomagurská (M. MAHEL 1957b).

Ako štruktúrne od subtatrika nezávislý obal kryštalického jadra bola vyčlenená počas prvej svetovej vojny maďarskými geológmi (K. KULCSAR 1915, 1917; G. VIGH 1915, 1917). Na základe ich prác po rozčlenení tatrika na viaceré pásma (A. MATĚJKA—D. ANDRUSOV 1931) podstatnú časť obalového mezozoika Suchého a Malej Magury začlenil A. MATĚJKA (1930) k ľubochnianskemu pásmu, najmladšie členy vďaka prítomnosti hlbokovodných členov k šiprunskej sérii. V takom poňatí je rozčlenené obalové mezozoikum i na prvej vytlačenej podrobnej geologickej mape (M. MAHEL—M. KUTHAN 1946). Pri podrobnom rozpracovaní stratigrafie a pri novom kartografickom prepracovaní preukázala sa však jednotnosť obalového mezozoika Strážovských vrchov, príslušnosť jedinej série pomenovanej malomagurská (M. MAHEL 1975b, 1961a).

V poslednom desaťročí vykonal v malomagurskej jednotke i podrobnejšie litologicko-petrografické výskumy M. KRIVÝ (strednotriasové členy) a M. POLÁK (celá sekvencia; obr. 3). Kartograficky vyčleňujeme v malomagurskej sérii tieto členy:

1. Spodnotriasové kremence, 2. verfénske vrstvy, 3. triasové gutensteinské vápence, 4. triasové dolomity, 5. keuper, 6. rét, 7. spodnotriasové súvrstvie slieňovcov a vápencov, 8. slieňovcové súvrstvie — stredný a vrchný lias, 9. rohovcovo-vápencové súvrstvie — doger-malm, 10. vápence s rohovcami — neokóm, 11. slieňovcovopieskovcové súvrstvie — alb.

Spodnotriasové kremence

Spodnotriasové kremence predstavujú bazálny člen malomagurskej sekvencie (hrúbky 100—150 m), ktorý leží bezprostredne na kryštaliniku Suchého a Malej Magury. Súvrstvie kremencov tvoria predovšetkým svetlosivé, ružovkasté, sivozelené i hnedasté, miestami i červenofialové kremence; sú lavicovité s hrúbkou jednotlivých lavíc 5—10 cm. Na báze sú obyčajne hrubozrnné kremence až zlepenca s valúnkami tvore-

nými prevažne bielym kremeňom (5 mm—5 cm). Podstatnú časť tvoria predovšetkým kremenné pieskovce, podradnejšie sú arkózovité pieskovce, zriedkavé arkózy. Vo vrchných častiach súvrstvia je zjavné zjemňovanie detritík a častejšie sa objavujú medzivrstvičky pestrých zelených, červených až fialových ílovitých, piesčitých sľudnatých bridlíc.

Súvislejšie profily sú v oblasti Valaskej Belej (Zliechovská dolina, Slávikova dolina) a v oblasti Tužinej (Lúčna dolina) — (obr. 4, 5).

Zlepenca a kremence sú tvorené pomerne dobre opracovanými úlomkami a zrnami kremeňa (veľkosti 2 mm až 5 cm), ktorý len sporadicky undulózne zháša. Podiel kremenných zrn a úlomkov dosahuje často až 99%, v priemere 93%. Nestabilnú zložku horniny predstavujú lupienky sľudy, plagioklasy a úlomky kryštalických hornín. Základná hmota je kemitá.

Kremenné pieskovce vykazujú gradačné textúry a šikmé zvrstvenie, miestami kombinované s gradačným zvrstvením.

V spodnej časti profilu z Lúčnej doliny sú častejšie hrubozrnné kremence ružovej až červenej farby so závalkami až 3 cm veľkých fialových ílovitých bridlíc (O. FEJDIOVÁ 1980). Vedľa výraznej laminácie gradačného a šikmého zvrstvenia nájdú sa i sklzové úkazy, hlavne útržky červených laminovaných hrubozrnných kremencov a zelených piesčitých ílovcov až kremencov i závalky fialových ílovcov uprostred zvrstvených hrubozrnných svetlých kremencov.

Príznačné pre kremencové súvrstvie malomagurskej série je pomerne značné množstvo hrubozrnných klastických hornín, ale i hrubšie vrstvy ílovcov.

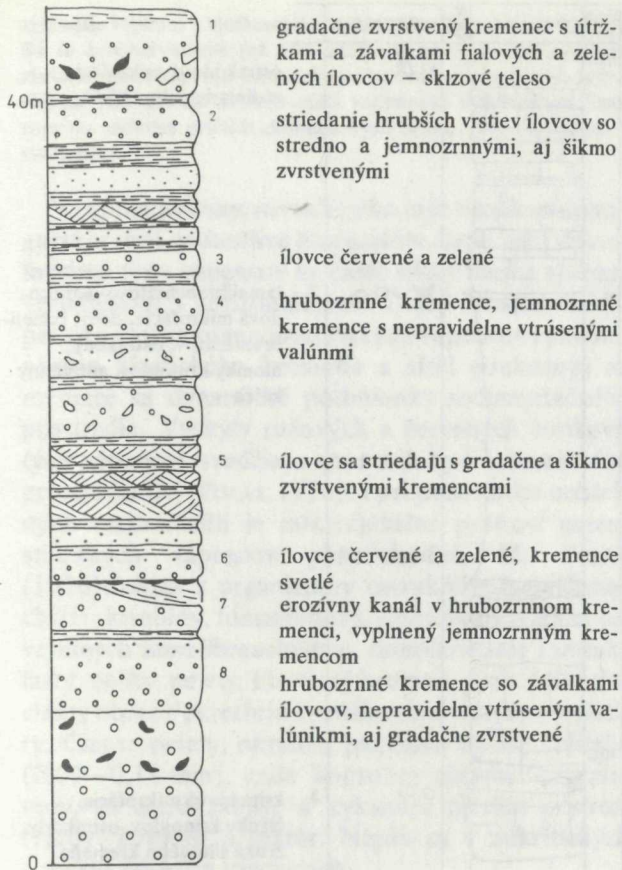
Verfénske vrstvy

Vytvárajú niekoľko metrov hrubé súvrstvie s prevahou piesčitých a kemitých bridlíc šedých, často fialkastých, striedajúcich sa so šedými pieskovcami, pestrými prevažne červenými ílovitými bridlicami, šedými i červenkastými pieskovcami.

Pieskovce sú arkózovité, ale i jemnozrnné kremenné, často rýchlo sa vytrácajúce. V ílovcoch sa nájdú laminované textúry s horizontálne usporiadanými zrnami kremeňa. V najvyšších horizontoch verfén-ských vrstiev sú šošovky slienitých dolomitov a dolomitizovaných rauvakov. Verfénske vrstvy vystupujú nepravidelne na báze vápencovodolomitového súvrstvia vo forme tenkých šošoviek. Tenké polohy bridlíc sú však častejšie i vo vrchných horizontoch kremencového súvrstvia.

Strednotriasové vápence — gutensteinské

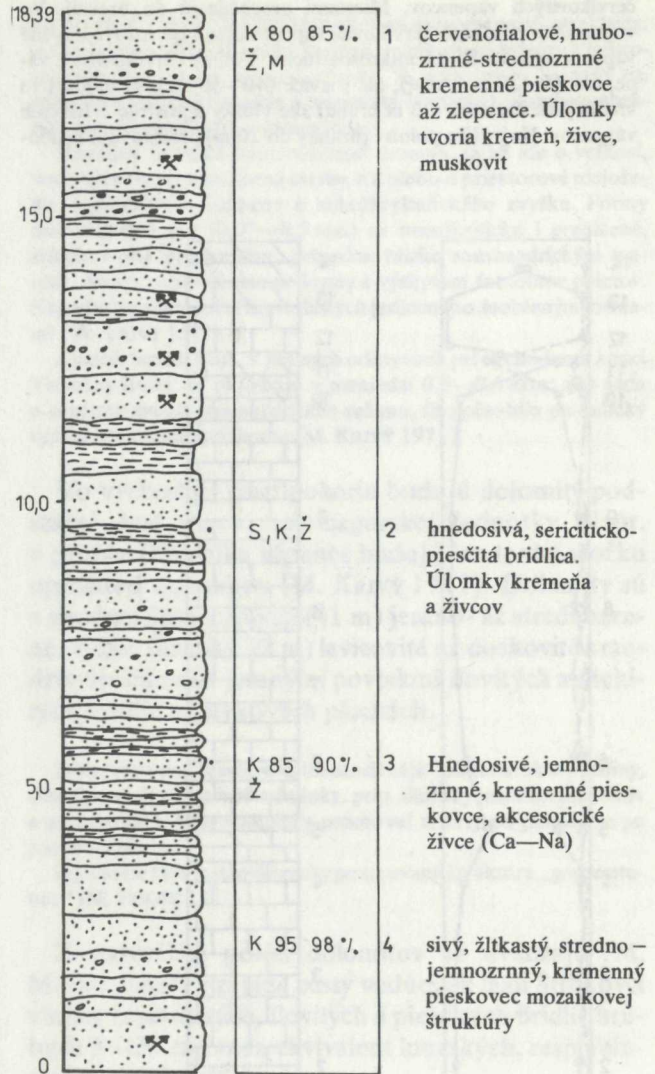
Vystupujú v nadloží spodnotriasových detritík. Sivé, tmavosivé až čierne celistvé vápence sú miestami



Obr. 4 Litologický profil spodným triasom v Lučnej doline, Malá Magura

lavicovitých s hrúbkou lavíc 5—100 cm. Časté sú polohy červíkovitých vápencov a dolomitických vápencov. Na vrstevných plochách sa nájdu články krinoidov a úlomky ťažko určiteľného detritu. Hrúbka vápencov je najčastejšie okolo 100—120 m. Hrubšie komplexy sú známe z Temešskej skaly a z vrchu Svibiny.

Podľa podrobného spracovania M. KRIVÉHO (1969) sú v najspodnejších horizontoch vápence jemnovrstevnaté — doskovité (10—15 cm hrubé dosky), šedé až tmavošedé, červíkovité i celistvé vápence s častými vložkami laminovaných vápencov. Jednotlivé horizonty sú od seba oddelené výraznými sutúrami často zvlneného priebehu. Červíkovité útvary majú rôznu orientáciu podmienenú vyvýšeninami a priehľbeninami. Predstavujú sklzové textúry vzniknulé roztrhaním a sprehybaním lamín poloplastického sedimentu. Mikroskopicky bol v laminovaných vápencoch zistený terigénny kremeň a sludy. V podstate sú vápence mikritické s väčším, v niektorých laminách menším, obsahom bituminóznej substancie. Podstatná masa, hrubá 50—60 m, sú šedé až tmavošedé celistvé vápence s ojedinelými vrstvami šedých zni-

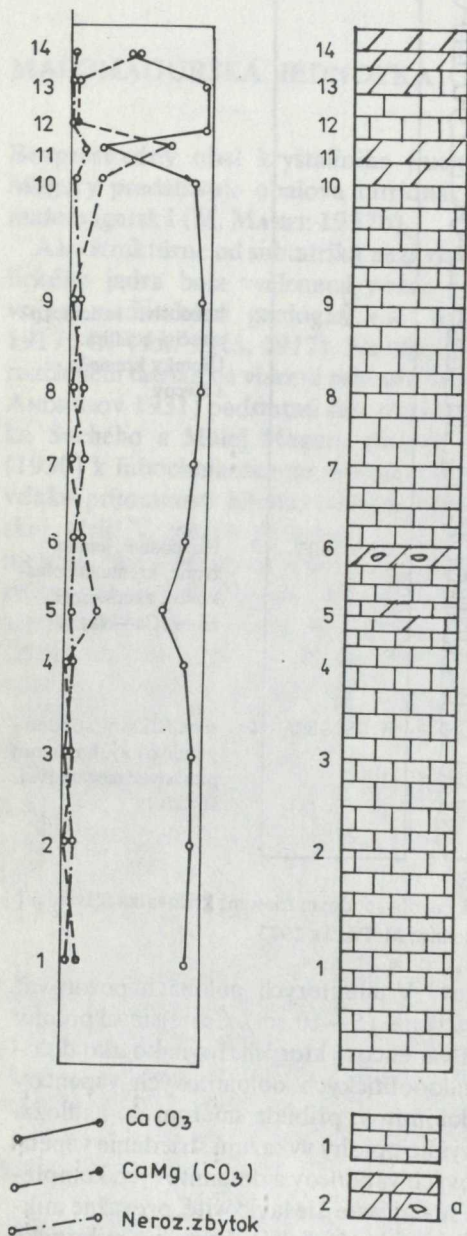


Obr. 5 Litologický profil spodným triasom; križovatka Slávikovej a Zliechovskej doliny; M. POLÁK 1973

tých dolomitov. V niektorých polohách pozorovať jemnejšie zvrstvenie (5—10 cm). Častejšie sú polohy dolomitových vápencov, ktorých, rovnako ako dolomitov v pseudooolitických dolomitových vápencov a vápnitých dolomitov, pribúda smerom do nadložia (obr. 6). Najvyššie polohy vykazujú striedanie vápencov, dolomitových vápencov a dolomitových komplexov. Vápence sú najčastejšie lavicovité, prevažne mikrosparitické (kryptokrystalické), čiastočne mikritické (pelitomorfne) s hojnými fragmentmi foraminifer a článkov krinoidov, s úlomkami lamelibranchiátov a ostrakódov. Nájdu sa i úlomky gastropódov (obr. 7).

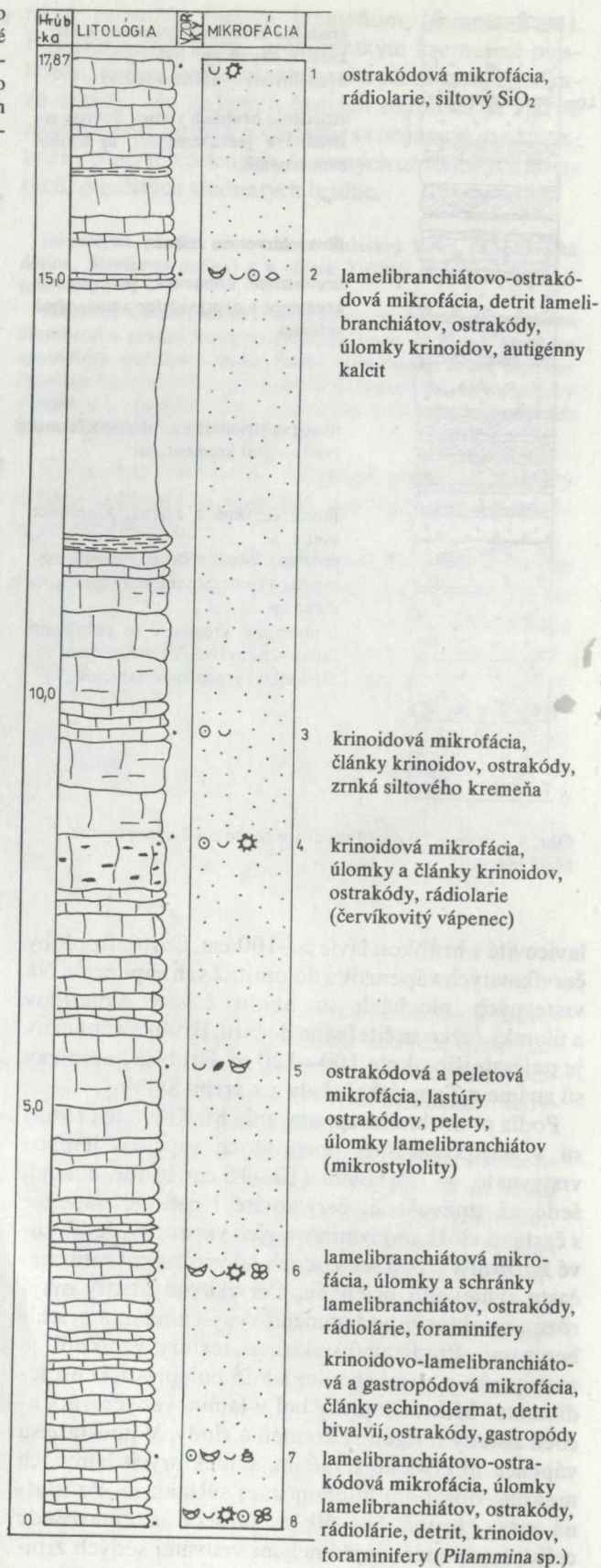
Na vrchu Svibiny (podľa M. KRIVÉHO 1969) sú v bazálnej časti vápencového komplexu časté brekciovité šedé vápence s vrstvami dolomitových vápencov, miestami s výraznou lamináciou. Až nad nimi je asi 17 m poloha tenkolavicovitých doskovitých tmavošedých

červíkovitých vápencov. Miestami prechádzajú do brekcií. Vo vrchnejších polohách červíkovité vápence obsahujú ružovočervené vápence mikritické až mikrosparitické. Polohy červíkovitých vápencov (5—20 m hrubé), ale i lavice (40—50 cm), sa nájdu i vo vrchnejších častiach (13 m hrubé) ako vložky uprostred celistvých vápencov. Najvyššie polohy (hrúbky do 20 m) predstavujú hrubo-



Obr. 6 Litologický profil stredným triasom na Svbinom vrchu; M. KRIVÝ 1969
1 – guttensteinské vápence; 2 – dolomity, a) brekciovité dolomity

Obr. 7 Litofaciálny profil gutensteinské vápence (anis) kóta 903,0 m – Svibiny (M. POLÁK 1975)



zrnnejšie vápence s vložkami dolomitových vápencov a dolomitov. Sú to hrubolavicovité (až 100—150 cm hrubé lavice) miestami zbridlčnatené vápence jemnozrné i nerovnomerne zrnité, nepravidelne prevrstvené dolomitovými vápencami a dolomitmi. Smerom do nadložia pribúda dolomitových polôh; súvrstvie sa stáva svetlejšim.

Na vrchu Svibiny, rovnako ako inde v malomalagurskej sérii, jednotlivé litofaciálne členy, ale i mikrofaciálne typy vápencov sa často náhle menia v smere vertikálnom i horizontálnom. Časté červíkovité vápence a vložky organodetritických vápencov s prítomnosťou klastického kremeňa a sfúd poukazujú na meniace sa dynamické podmienky sedimentačného prostredia. Výskyty ružových a červených bunkovitých vápencov svedčia o zmenách hydrochemického prostredia (M. POLÁK 1976). I pri nedostatku určitých makrofosílií je mikrofaciálna pestrosť gutensteinských vápencov pozoruhodná. M. POLÁK (1976) uvádza z organizmov ostrakódy, lamelibranchiáty, krinoidy, foraminifery, gastropódy, vlákna juvenilných lamelibranchiátov, rádiolárie, ale i intraklasty, oolity, pelety, klastický kremeň, pyrit. Mikrofaciálny obraz dokresľujú i prúžkované textúry a stylolity. Čierne pelety, okrúhle, prípadne oválne telieska (0,09—0,18 mm), azda koprolity rôznych organizmov, sú zriedkavejšie a vykazujú menšiu pestrosť tvarov, štruktúr a textúr. Nájdu sa v mikritických a pelsparitických vápencoch.

Stredný, čiastočne vrchný trias — dolomity

Predstavuje monotónne súvrstvie budované tmavo- až svetlosivými zrnitými dolomitmi, často lavicovitými, niekde, hlavne vo vrchnejších polohách, s vložkami doskovitých dolomitov. Hrúbka lavíc je premenlivá v rozmedzí 5—60 cm. Nápadná je pre ne nepravidelnosť zrnienia (stredno- až hrubozrné), sekundárna pórovitosť, v niektorých miestach je výrazná laminácia (laminy 0—6 cm). Len zriedkavejšie sa nájdu medzi- vrstvičky a jemné povlaky ílovitých substancií na stykových plochách lavíc. Pelitomorné dolomity sú častejšie vo vrchnejších polohách. Hrubšie komplexy dolomitov sú len na vrchu Svibiny, inde predstavujú len tenšie polohy.

Súvislejšie odkryvy sú na Obšari, východne od Čičermanskej doliny a východne od Tužinskej doliny. Dolomity sú tu prevažne tenkolavicovité až doskovité s bielou patinou. Hrubé komplexy dolomitov na Kostolnom vrchu a Dlhej lúke sa svojím charakterom ničím nelíšia od dolomitov križňanskej jednotky. Na niektorých miestach sa v nich našli zle zachované riasy. Zriedkavejšie sa vyskytujú svetlosivé biele, okrúhle útvary podobné očkám (bird's eyes). Častejšie v dolomitoch sú brekciovité polohy, čiastočne azda sedimentárneho, čiastočne tektonického charakteru.

Mikrofaciálne skúmanie dolomitov (M. KRIVÝ 1969, M. POLÁK 1973) vykazuje malú frekvenciu alochémov, ale i malú mikrofaciál-

nu pestrosť. Z mikrofaciálnych prvkov sú zaznamenané intraklasty, oolity, pelety, ďalej klastický kremeň, prúžkované textúry a mikrostylolity (relikty po pseudooolitoch). Z organizmov sa našli len zriedkavo články krinoidov a nevýrazné fantómy z úlomkov schránok lamelibranchiátov a gastropódov.

Nápadná je veľká nepravidelnosť zrnienia, či už ide o veľkosť, vonkajšie formy a vnútornú stavbu zŕn alebo o priestorové rozloženie kryštalických jedincov a mikrokryštalického zvyšku. Formy dolomitových zŕn (0,07—0,7 mm) sú izomikritické i predĺžené, zriedkavejšie polygonálne, prípadne blízke rombaedrickým tvarom. Nájdu sa i hrubozrné formy s výskytom fantómov peletov. Nápadný je väčší počet kryštalických jedincov so zaobleným formami (M. KRIVÝ 1971).

Rozsah lamín, napr. v pekných odkryvoch pri východnom konci Valaskej Belej, sa pohybuje v rozmedzí 0,2—0,6 mm; išlo azda o sezónne zmeny biochemického režimu, čo spôsobilo periodický výskyt bituminózných lamín (M. KRIVÝ 1971).

Vo východnej časti pohoria budujú dolomity podstatnú časť triasu malomalagurskej jednotky. Napr. v profile Dlhá lúka vápence budujú len tenkú vložku uprostred dolomitov (M. KRIVÝ 1971). Dolomity sú v spodnej časti masívne (41 m) jemno- až strednozrné, vyššie (hrúbky 32 m) lavicovité až doskovité s medzivrstvičkami a jemnými povlakmi ílovitých a slienitých bridlíc na stykových plochách.

Doteraz sa nepodarilo v dolomitoch nájsť určité skameneliny, stopy po nich naznačujú schránky, príp. úlomky lamelibranchiátov a gastropódov. Mikroskopicky pozorovať relikty po peletách a po pseudooolitoch.

Ojedinele bola mikroskopicky pozorovaná štruktúra „grapesstones“ (M. POLÁK 1973).

Z najvyšších polôh dolomitov sa uvádzajú (M. MAHEL 1967) v záreze cesty vedúcej k lazú Štrbkovci vložky tmavosivých, ílovitých a piesčitých bridlíc hrubých 5—20 cm, azda ekvivalent lunszkých, resp. reingrabenských vrstiev.

V ich nadloží vystupujú tmavosivé dolomity, ktoré nemožno mikroskopicky odlíšiť od hlavnej dolomitevej masy. Tieto dolomity sú považované (M. MAHEL 1967) za vrchnotriasové. Sú tmavosivé, lavicovité (5—25 cm) jemnokryštalické až celistvé, intenzívne prestúpené žilkami bieleho kryštalického kalcitu. I mikroskopicky zodpovedajú prakticky nižšie opísaným dolomitom stredného triasu.

Keuper

Vo vývine typickom pre obalové jednotky s prevahou hrubodetritickej zložky vystupuje keuper v okolí Valaskej Belej, hlavne západne od lazú Nemčekovci, na Obšari a južnom svahu Lúčnej doliny. Predstavuje 50—70 m hrubé súvrstvie s hojnosťou kremencov a kremitých pieskovcov, často červenkastých. Podiel bridlíc prevažne červenkastých i zelenkavých, zriedka žltých, ale i dolomitových, je podstatne menší než

v keuperi krížňanskej jednotky. Hojnejšie sú piesčité bridlice, vložky modrastošedých dolomitov sú ojedinelé. Zvláštnosťou sú žltkavé bunečnaté dolomity vo vrchných polohách, v tenkých šošovkách (do 5 cm) s úlomkami červených bridlíc.

Zárez cesty k lazú Štrbkovci východne od Valaskej Belej nám poskytuje nasledovný profil (obr. 8) — M. POLÁK 1976).

Na báze sú drobnozrnné kremenné zlepenec s jemným gradáčnym zvrstvením. Miestami prechádzajú do brekciovitých typov. Sú zložené prevažne z kremenného materiálu, valúniky vykazujú nižší koeficient zaoblenia.

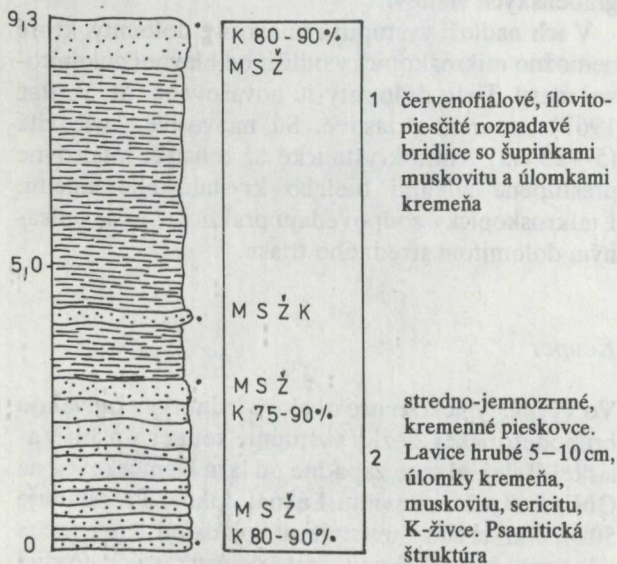
Nasleduje poloha (45 cm) ružových, stredno- až jemnozrnných kremenných pieskovcov. Ďalšiu 5 cm lavicu tvorí sivý jemnozrnný pieskovec.

V nadloží je vyvinutý komplex ružových, sivých lavicovitých (10—30 cm) kremenných pieskovcov, niekedy výrazne laminovaných. Zriedkavo sa v laviciach objavujú valúny bieleno hydrotermálneho kremeňa (o maximálnej veľkosti 0,5 cm).

Nasledujú červené, fialové ílovité, tyčinkovite sa rozpadávajúce bridlice o hrúbke 550 cm. Obsahujú vložky červených kremenných pieskovcov. V šošovkách sú prítomné tenké polohy dolomitov.

Najvyššiu časť profilu tvoria sivé, ružové hrubozrnné kremenné pieskovce s prechodmi do zlepenec. Žlté, sivoružové, fialovkasté jemno- až strednozrnné kremenné pieskovce až kremenné zlepenec sú často silne rozpadavé, tenkolavicovité (lavice 5—25 cm). Valúnový materiál je drobný, ojedinele veľkosti až 0,5 cm. Gradáčne zvrstvenie je zriedkavé.

Podstatná časť hornín je tvorená úlomkami kremeňa (až 90%), u ktorého len málo jedincov undulózne zháša. Zrná sú polozaohlené až zaohlené. Prítomné sú úlomky živcov, šupiny sericitu, muskovitu a valúny, prípadne úlomky kremencov a kryštalických hornín. Tmel je typu kontaktného, kremito-sericitický, regeneračný, zriedkavo korozívny. Pestré čiernefialové, sivozelené ílovité a ílovito-piesčité, často laminované bridlice obsahujú v podstate rovnakú klastickú zložku, pravda, v menšom podiele; základ horniny tvorí pelitická hmota sfarebená oxidmi Fe.



Obr. 8 Litologický profil keuperom malomagurskej jednotky východne od Valaskej Belej (M. POLÁK 1973)

Rét (až spodný hetanž)

Na báze bridličnato-vápencového súvrstvia jury sa ho na niekoľkých miestach v Strážovských vrchoch podarilo stanoviť vďaka nálezu bohatej fauny (M. MAHEL 1961a). Zastupujú ho šedé, zväčša organogénne vápence s polohami tmavých ílovitých bridlíc (až 30 m). Vo vrchnejších polohách sú hojnejšie tmavé bridlice s polohami tmavých vápencov kalovej štruktúry s pomerne hojným pyritom s prítomnosťou ostrakódov a s akcesorickým zirkónom.

V odkryve s preukázanou rétskou faunou pri križovatke ciest vedúcich k lazú Štrbkovci (vľavo) a k lazú Agnušinci (vpravo) možno sledovať faciálne pestrý sled vápencov.

Na báze vystupujú žltohnedé a sivé detritické vápence s úlomkami modrosivých, tmavosivých vápencov s vyvetrávajúcimi zrnkami žilného kremeňa (o veľkosti až 0,5 cm); nad nimi je poloha tmavých oolitických vápencov s piesčitou prímiesou.

Súvrstvie pokračuje žltosivými, hnedosivými organodetritickými a piesčitými vápencami (lavice o hrúbke 10—20 cm) s úlomkami makrofauny (lambelibranchiáty, gastropódy).

Vyššie sú sivé jemnopiesčité lavicovité (dosky 5—10 cm) vápence s hojnými prierezmi schránok lamelibranchiátov. Tieto postupne prechádzajú do sivých a sivoohnedých organodetritických typov, tenkolavicovitých (5—10 cm) s výrazne vyvetrávajúcimi zrnami kremeňa. I tento typ vápencov prechádza do jemnozrnného oolitického, lavicovitého vápencu.

Drobnoolitické lavicovité vápence (lavice 10—20 cm) prevládajú v najvyšších častiach tohto vrstevného sledu. Vyznačujú sa vysokým podielom organického detritu. Uprostred drobnoolitických vápencov vystupuje zložka slieňovcov 13 cm.

Sedimentárno-petrografickým skúmaním bola v rétskych vápencoch vyčlenená mikrofácia oolitová, krinoidová, lamelibranchiátová a intramikritická (M. POLÁK 1973). Mikroskopicky sa popri detrite a článkov krinoidov na stavbe vápencov podieľa detritický kremeň, prevažne rekryštalizované úlomky lamelibranchiátov, gastropódov, foraminifer.

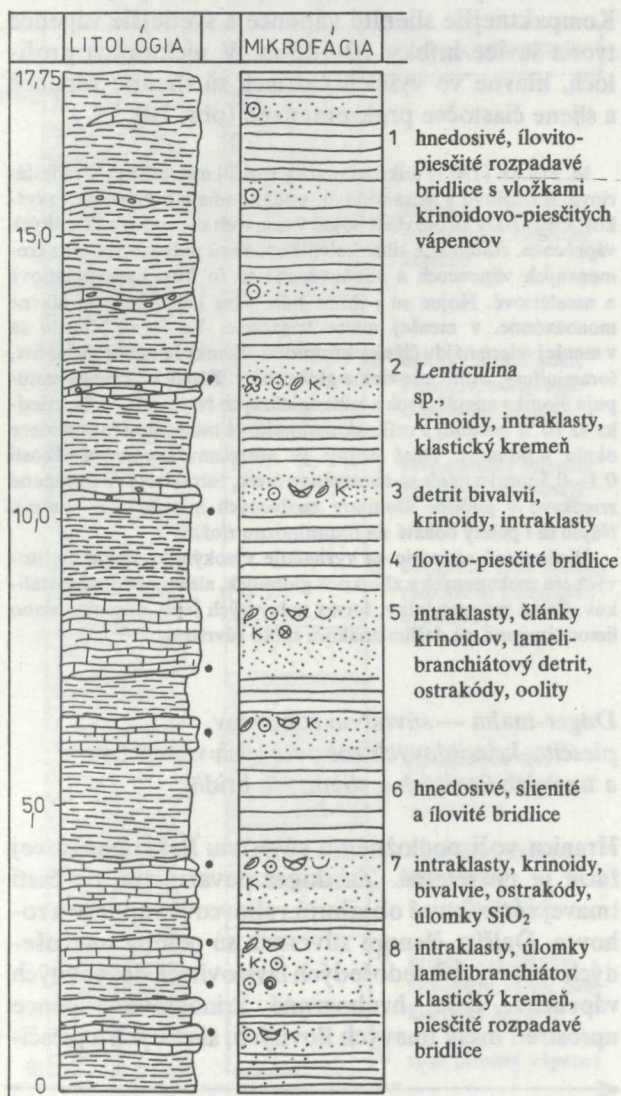
Nájdená fauna (M. MAHEL 1961a, M. KOCHANOVÁ 1961) je čiastočne rétska: *Modiolus minutus* (GOLDFUSS), *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Lima* cf. *subdupla* STOPPANI, *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Liostrea hissingeri* (NILSON).

Ako hetanžské sa už javí spoločenstvo druhov: *Modiolus* cf. *simoni* (TERQUEM), *Gervillia* sp., *Isognomon* (*Mytiloperna*) sp., *Chlamys* sp., *Plicatula* (*Plicatula*) sp., *Astarte suessi* ROLLE, *Protocardia* cf. *philippiana* (DUNKER), *Cardinia* cf. *elongata* DUNKER, *Patella schmidti* DUNKER, *Neritina* sp., *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST). Medzi rétom a hetanžom nie je výraznejšia litologická hranica.

Spodný lias — krinoidovo-piesčité vápence a slienité bridlice

Spodná a vrchná hranica sú problematické, kartograficky ťažko vyčleniteľné. Charakteristickými členmi sú

tmavošedé vápence, zväčša krinoidové, miestami oolické, často piesčité s drobnými valúnkami kremeňa a vápencov. Mikroskopicky tieto vápence vykazujú organogénnu štruktúru s článkami krinoidov, úlomkami kremeňa, živcov, muskovitu a biotitu; akcesorický je zirkón a hojný pyrit. Spodnoliasovú, čiastočne až strednoliasovú príslušnosť dokazuje *Gryphea cymbium* GOLDF. a *Gryphea arcuata* LAM (M. MAHEL 1948b), a to zo západného svahu Slávikovej doliny. Hetanžský vek preukazuje i súvrstvie východne od lazú Štrbkovci, s faunou (M. KOCHANOVÁ 1961): *Gryphea* cf. *gammalensis* (ROLLIER), *Chlamys* cf. *textoria* (SHLOTH.), *Ch.* cf. *subulata* (MÜNSTER), *Liostrea* sp., *Pentacrinus* cf. *tuberculatus* MILLER, *Promathilda* sp., *Muculana* sp., *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.).



Obr. 9 Litológia a mikrofácia spodného liasu východne od Valaskej Belej (M. POLÁK 1973)

Podrobnejšie profily skúmané v záreze cesty od lokality (Iaz Štrbkovci a Agnušinci) vykazujú nasledovný sled členov:

V nadloží rétu pokračuje vrstevný sled spodného liasu sivými, hnedosivými, slienitými a ílovitými bridlicami s lupeňovitým rozpadom na plochách odlučnosti sú hojné šupinky sericitu.

Vyššie je komplex s prevahou sivožltých, hnedých, tenkolavicovitých, v niektorých prípadoch až bridličnatých slaboslienitých vápencov s hojnými úlomkami schránok lamelibranchiátov a krinoidových článkov. Na plochách odlučnosti môžeme pozorovať asymetrické čeriny. Uprostred lavičiek vápencov sú často prítomné vložky slienitých a ílovitých bridlíc o hrúbke v priemere 20 cm (obr. 9).

V strednej časti súvrstvia prevládajú tmavosivé, slienité ílovito-piesčité, rozpadavé bridlice s hojnými lupienkami sericitu. Len ako vložky vystupujú žltkavé, hnedosivé bridličnaté vápence. Vápence majú hojné úlomky lamelibranchiátov, gastropódov a krinoidových článkov; zriedkavo obsahujú i hľuzky tmavých rohovcov. Smerom do nadložia pribúdajú slienité bridlice, ktoré naznačujú prehĺbenie facií a prechod do slieňovcového súvrstvia.

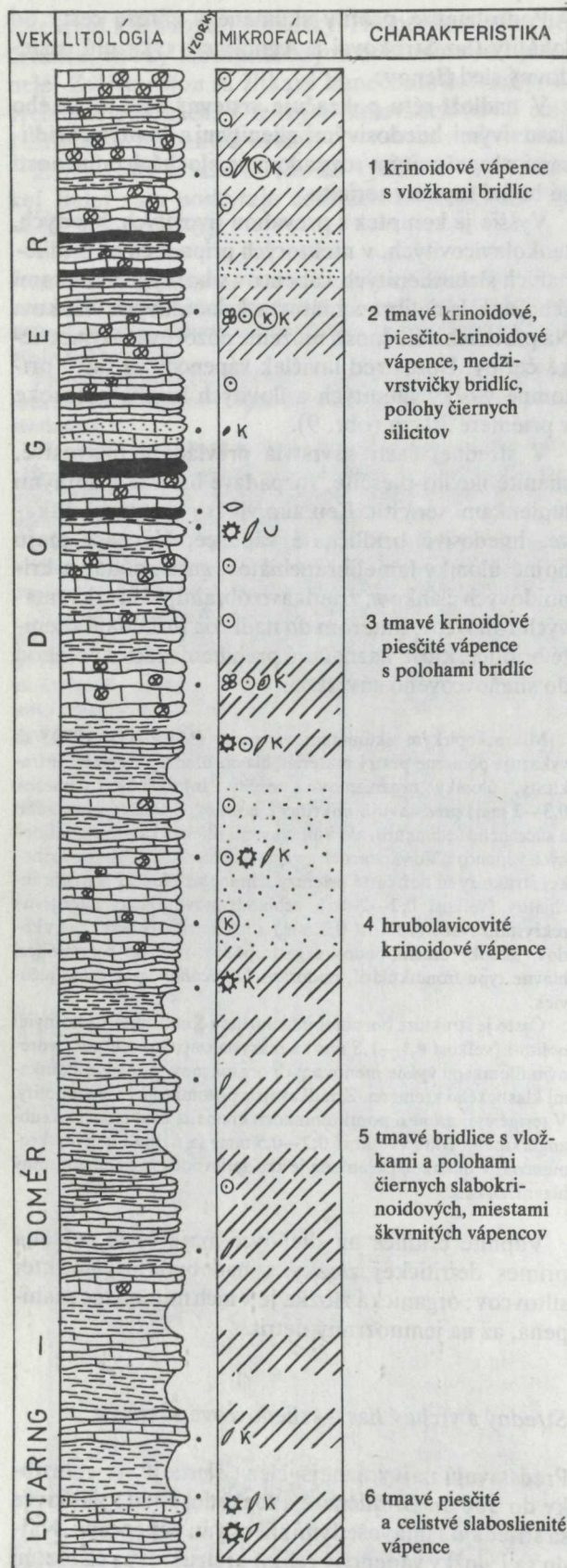
Mikroskopickým skúmaním vápencov (M. POLÁK 1973) sa vykazujú pomerne pestrý materiál, hlavne úlomky kremeňa, intraklasty, úlomky organizmov a oolity. Intraklasty (rozmery 0,3—2 mm) predstavujú mikritické horniny, približne rovnakého a súčasného sedimentu, ale i úlomky mikritických a pseudoolitických vápencov. Vo vápencoch a vápnitých pieskovočoch biomikritickej štruktúry sú tiež časté prierezy schránok a úlomky lamelibranchiátov (veľkosť 0,2—2 cm), echinodermové články intenzívne rekrystalizované (veľkosť 0,2 mm) a ich detrit, schránky ostrakódov, úlomky brachiopódov a gastropódov, prierezy foraminifer, hlavne typu frondikulárií, nodosárií *Lenticulina* sp. a ostne ježoviek.

Často je štruktúra hornín spodného liasu oomikritická, s hojnými oolitmi (veľkosť 0,1—1,5 mm) s rekrystalizačným centrom tvoreným úlomkami vyššie menovaných organizmov, prípadne úlomkami klastického kremeňa. Zriedkavejšie prítomné sú i pseudoolity. V terigénnej prímesi popri úlomkoch kremeňa angulárneho a subangulárneho tvaru (veľkosť 0,2—0,5 mm) sa nájdu i úlomky kremenecov. V úlomkoch kremeňa je ako sprievodný minerál prítomný hlavne zirkón.

Vápnité bridlice az slieňovce majú často zvýšenú prímes detritickej zložky a nadobúdajú charakter siltovcov; organická zložka je v nich minimálne zastúpená, až na jemnozrnný detrit.

Stredný a vrchný lias — slieňovcové súvrstvie

Predstavujú najvýraznejší člen „čiernej“ série, hrúbky do 300 m. Bridličnaté a tenkodoskovité slieňovce sa striedajú s tmavošedými slienitými vápencami. Nájdu sa i vložky vápencov reliktnéj štruktúry s článkami



krinoidov, ihlicami húb a ostňov ježoviek. Makrofauna je zriedkavá, úlomky echinocerasov a belemnitov sú častejšie vo východnej časti pohoria na Tužinských lúkach.

V Slávikovej doline — pri Valaskej Belej v súvrství tmavosivých ílovitých bridlic a vápencov sa našlo spoločenstvo rekrystalizovaných foraminifer, zastúpené druhmi: (V. GAŠPARIKOVÁ 1976) *Ammodiscus* ex gr. *incertus* (ORBIGNY), *Involutina* sp., *Trochamminoides* sp., *Dentalina* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* (*Lenticulina*) ex gr. *muensteri* (RÖMER), *Pseudoglandulina* ex gr. *pupoides* (BORNEMANN).

Opisované súvrstvie možno označiť ako netypickú fáciu tmavého flekenmerglu, zväčša intenzívne zbridličnatenú, s vysokým podielom pelitických sedimentov. Čierne škvrny sú obyčajne pretiahnuté, rôznej veľkosti, nepravidelného tvaru, bez ostrejšej hranice. Kompaktnejšie slienité vápence a svetlejšie vápence tvoria lavice hrúbky 10—35 m. V niektorých profiloch, hlavne vo vyšších častiach sú slienité vápence a slieň čiastočne prekremenené (obr. 10).

M. POLÁK (1973) mikroskopicky rozlíšil mikrofacie — rádioláriovú, spongiovú a ostrakódovú, podľa podielu organických zvyškov. Ostrakódy sú obzvlášť hojné v tmavých slienitých a škvrnitých vápencoch. Rádiolárie silne kalcifikované sú početnejšie v prekremených vápencoch a slieňovcoch; sú to formy spumeláriové a naseláriové. Hojné sú i ihlice húb, silne kalcifikované, hlavne monoaxónne, v menšej miere triaxónne. Vo forme detritu sa v menšej miere nájdu články krinoidov, úlomky lamelibranchiátov, foraminifery, ostne ježoviek a globochéty. Klastickú prímies zastupujú úlomky angulárnych a subangulárnych tvarov (1—3 %, zriedka až 10 % obsahu) s veľkosťou úlomkov z radu siltov (v priemere okolo 0,08 mm). Dost hojný je autigénny kremeň (veľkosti 0,1—0,5 mm) a nájde sa i autigénny živec. Intraklasty sú zastúpené zriedkavo v podobe úlomkov zaoblených mikritov (1—4 mm). Nájdu sa i pelety bohaté na bituminóznou zložku.

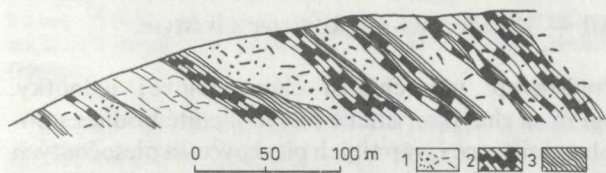
Slieňovcové súvrstvie sa vyznačuje vysokým podielom pyritových zŕn zoskupených v zhlukoch globuliek, ale i v podobe kryštálikov. Časté mikrostylolity, formy zubovitých švov, obyčajne slabo limonitizované, sú ďalším znakom tohto súvrstvia.

Doger-malm — súvrstvie rohovcov, piesčito-krinoidových rohovcových vápencov a tmavých ílovitých a slienitých bridlic

Hranica voči podložnému súvrstviu flekenmerglovej fácie je nezreteľná. Za doger považujeme tie časti tmavej série, ktoré obsahujú rohovcové vápence a rohovce. Ďalším členom súvrstvia sú polohy tmavošedých celistvých hnedošedých lavicovitých doskovitých vápencov, ďalej hrubozrnné krinoidové vápence uprostred masy tmavých ílovitých, slienitých a piesči-

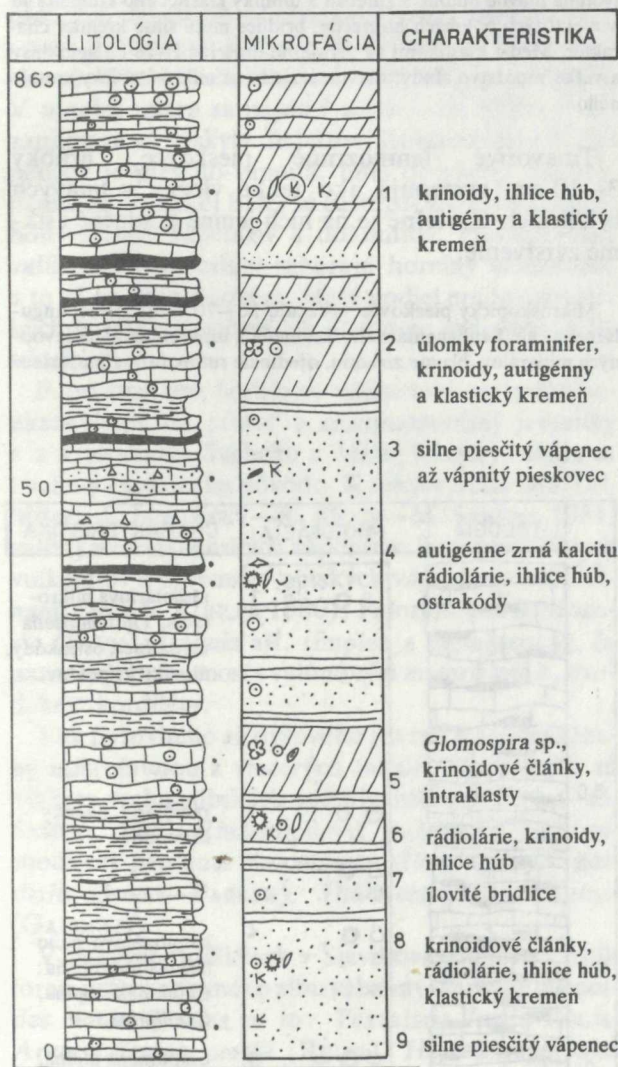
Obr. 10 Litofaciálny profil (lias — doger) malomagurskej jednotky 1 km v. od Valaskej Belej — Slávikova dolina (M. POLÁK 1973)

tých bridlíc a slieňovcov. Pozoruhodná je rytmičnosť súvrstvia, ale i veľké šupiny muskovitu a značný podiel klastickej prímesi kremeňa, muskovitu, živcov i vápencových úlomkov v piesčitých krinoidových vápen-



Obr. 11 Defilé dogerským súvrstvím malomaguurskej jednotky východne od Valaskej Belej (M. MAHEL 1967)

1 – tmavošedé vápence s náznakom gradačného zvrstvenia (v spodných polohách obvykle hrubozrné až brekciovité, 2 – tmavošedé silicity, 3 – tmavošedé ílovcy



Obr. 12 Litofaciálny profil dogerom malomaguurskej jednotky 500 m jz. od lazú Agnušinci (M. POLÁK 1973).

och. Hrúbka súvrstvia dosahuje do 100 m. Jeho stratigrafické zaradenie vyplýva len z pozície v slede.

Podiel jednotlivých členov súvrstvia sa od profilu k profilu mení. Charakteristiku súvrstvia vystihujú profily v Slávikovej doline a pri laze Agnušinci východne od Valaskej Belej (obr. 11, 12). V Slávikovej doline je sled súvrstvia nasledovný:

V bazálnej časti tvoria súvrstvie čierne, silne piesčité vápence s výrazne vystupujúcimi zrnkami kremeňa veľkosti až 5 mm. Vo vápencoch možno sledovať gradačné zvrstvenie. Tmavosivé až čierne strednozrné piesčito-krinoidové vápence prechádzajú do čierneho silicitu.

Nasleduje poloha čiernych ílovitopiesčitých bridlíc prechádzajúcich do nasledujúceho, približne 5 m hrubého, komplexu tvoreného takmer pravidelne sa striedajúcimi tmavosivými až čiernymi laminovanými rohovcami. Vyššie sa začínajú objavovať jemnozrnnejšie typy krinoidových vápencov s klastickou prímesou. Medzi lavicami vápencov sú vyvinuté medzivrstvičky čiernych ílovitých bridlíc. Nasleduje poloha čierneho organodetrítického vápence s prevahou krinoidového detritu. V najvyšších častiach jemnozrné drobnokrínoidové vápence majú pravidelné polohy čiernych silicítov s medzivrstvičkami čiernych ílovitých bridlíc.

Podobný ráz má aj litologický profil pri laze Agnušinci východne od Valaskej Belej. Ten sa však v stredných častiach vyznačuje vyšším podielom vložíek a medzivrstvičiek čiernych ílovitých bridlíc. Silicítové polohy sú sústredené predovšetkým vo vrchnej časti profilu. Ich pomer k vápencom je asi 4:1. Vrstevný sled je v tejto časti ukončený do hrdzava zvetrávajúcimi jemnokrinoidovými, slabopiesčítymi vápencami. V tomto súvrství vápencov, silicítov a ílovcov (obr. 10, 11) zaberajú osobitné miesto hrubozrné krinoidové vápence s polohami tmavých silicítov. Obsahujú veľké šupiny muskovitu, hojne úlomkov krinoidov, ale i úlomky kalových vápencov, popri klastickej prímesi kremeňa a živcov (M. MAHEL 1961a, M. POLÁK 1973).

Vápence vykazujú štruktúru biomikritickú, biosparitickú a intramikritickú. Najrozšírenejšími organizmami sú články echinodermatov a ich detrit, v niektorých polohách predstavujú až 60 % horniny. Našli sa i úlomky schránok hrubostenných lamelibranchiátov (veľkosť až do 5 mm), častejšie sú foraminifery lagenidového typu: *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Glomospira* sp. V jemnozrnnejších vápencoch kalovo-mikritickej štruktúry sú veľmi časté kalcifikované ihlice húb, ale i silicispongie. Pravidelne ich sprevádzajú rádiolárie, hlavne kalcifikované, menej kremité. Hojnú klastickú prímes tvoria ostrohranné zrná kremeňa, úlomky kremencov a pieskovecov (niekde až 50 % horniny; veľkosť 0,1–2 mm). V uzavrených kremeňa je prítomný zirkón, zriedkavo turmalín?. Prítomný je i autigénny, idiomorfne obmedzený kremeň. V horninách s prevahou úlomkového kremeňa sú náznaky gradačného zvrstvenia.

V čiernych silicítach sa mikroskopicky vyčlenili rohovce a spongolity. Rohovce tvorené chalcedónom majú malý podiel organických zvyškov — ihlice húb a rádiolárie. Naopak, spongolity sú preplnené hlavne kremíťmi ihlicami húb (niekde až 50 % celkovej zložky horniny). Rádiolárie sú prítomné v malom množstve. Podobne ako v rohovcoch, aj v spongolitoch sú veľmi časté autigénne a idiomorfne kryštály kalcitu.

Tmavosivé až čierne bridlice sú ílovité a slienité, s prechodmi do piesčitých typov. Obsahujú okrem zrn siltového kremeňa hojne lupienky sericitu.

V najvrchnejšej časti vykazuje opísané súvrstvie zjemňovanie štruktúry karbonátov a vyšší podiel jemnozrnných, svetlosivých, zelenkavých, ojedinele i červenkavých rohovcových vápencov hrúbky do 10 m. Mikroskopické skúmanie ukazuje, že ide o horninu prevažne s veľkým množstvom kalcifikovaných rádiolárií. Nájdú sa i ostrakódy a ihlice húb. Časté sú autigénne zrná kalcitu a zrná siltového kremeňa (veľkosti okolo 0,08 mm). Staršie nálezy lamelibranchiátov jz. od Valaskej Belej sú spodnomalmské mäkkýše: *Placunopsis tatrica* ZITT., *Chalmys cf. subtextoria* (MÜNST.); svedčia, že súvrstvie siaha do spodného malmu (M. MAHEL 1961a).

K strednému malmu zaraďujeme sivé, zelenkavé a jemnozrnné celistvé vápence s hľuzami rohovcov, hrúbky len málo metrov; vo vrchných polohách s ružovým nádychom; obsahujú rádiolárie.

Titón-neokóm (*berias-hoteriv*) — sivé slienité rohovcové vápence

Morfologicky výrazný nesúvislý pruh budujú šedé doskovité rohovcové vápence výraznej bielošedej patiny. Najčastejšie sú 20, zriedka až 50 m hrubé. Vrchnejšie polohy majú častejšie vložky tmavších doskovitých slienitých vápencov a početné rohovce rozptýlené v podobe malých hľúz a šošoviek. Lavice vápencov sú často detailne prevrásnené. Medzivrstvičky tmavých slienitých bridlíc dosahujú hrúbku 2—5 cm. Biela patina vedľa hľúz a šošoviek čiernych rohovcov je charakteristickým znakom súvrstvia.

Slienité vápence zo spodnejších polôh — titón — sa mikroskopicky javia ako biomikrity s kalovou základnou hmotou karpionelovo-rádioláριοvej mikrofacie (M. POLÁK 1973); prítomné sú: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISH., *Crassicollaria parvula* REMAN, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Cadosina* sp. Podradnejšie vystupujú v základnej mikrotickej hmote kalcifikované rádiolárie, drobné lastúrniky, ostrakódy a zriedkavé úlomky krinoidov (obr. 13).

Vo vyšších polohách súvrstvia — spodný neokóm — sa popri *Calpionella alpina* LORENZ našla *Tintinnopsella carpathica* MURG. et FILIP., *Calpionellopsis* sp.

Mikrofaciálne vrchné polohy neokómskeho súvrstvia sú pestrejšie, vedľa rádioláριοvo-karpionelovej mikrofacie možno konštatovať i mikrofaciu rádioláριοvú a krinoidovú. Mikrity sú v niektorých polohách preplnené kalcifikovanými rádioláriami, pridružujú sa i ostrakódy. Nájdú sa i polohy vápencov s hojnším krinoidovým detritom. I v opísanom súvrství sú časté mikrotyloly.

Vyššie členy neokómu sa nepreukázali. Predpokladáme dlhšie trvajúci hiát až do spodného albu (M. MAHEL 1961a).

Alb — slieňovcovo-pieskovcové súvrstvie

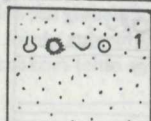
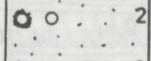
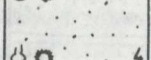
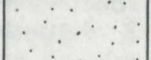
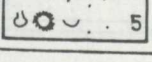
Predstavuje najvrchnejší člen obalovej jednotky. I preň sú charakteristické tmavé slienité bridlice s polohami siltovcov, vápнитých pieskovcov a piesočnatých vápencov. Na niektorých miestach, výraznejšie pri Čavoji, sa našli tenké (3—10 cm) vložky zlepcov.

Podstatná časť súvrstvia je budovaná tmavosivými až čiernymi bridlicami, najčastejšie ílovitými s tyčinkovitým a doštičkovitým rozpadom.

Mikroskopicky sa hornina javí ako jemnozrnná ílovitá hmota tvorená hlavne illitom. Zrníčka a úlomky klastického kremeňa sú v niektorých polohách hojnejšie, bridlice majú silne kremité charakter. Medzi klastikami sú prítomné draselné živce i plagioklasy a veľké množstvo sfudy, hlavne sericitu už mikroskopicky zreteľného.

Tmavosivé jemnozrnné pieskovce, hrúbky 3—10 cm, vystupujú ako tenké vložky v tmavých bridliciach. Zreteľné je na nich jemné gradáčné i šikmé zvrstvenie.

Mikroskopicky pieskovce vykazujú 50—70 %-ný podiel angulárneho, ale i subangulárneho kremeňa s uzavreninami sprievodných minerálov, hlavne zirkónu, ojedinele rutilu, turmalínu, zried-

LITOLÓGIA	MIKROFÁCIA	CHARAKTERISTIKA
8,9		1 rádioláριοvá mikrofacia, <i>Tintinnopsella carpathica</i> , ostrakódy, úlomky krinoidov
5,0		2 rádiolárie, úlomky krinoidov
		3
		4 karpionelovo-rádioláριοvá mikrofacia: <i>Calpionella alpina</i> , <i>C. elliptica</i>
0		5 <i>Calpionella alpina</i> , rádiolárie, ostrakódy

Obr. 13 Litofaciálny profil titón — neokóm j. od lazú Hupkovi, v. od Valaskej Belej (M. POLÁK 1973).

kavo granátu. Undulózne zhášanie kremenných zrn naznačuje pôvod z metamorfovaných hornín. Medzi klastikami sú prítomné živce, hlavne ortoklas a albit-oligoklas. Sľudy zastupuje najmä muskovit (sericit) a biotit, obyčajne baueritizovaný. Pieščitý vápenec okrem úlomkov ostrohranného kremeňa (20–30 %) obsahujú i úlomky mikritických vápencov, živce a sľudy i formaminifery, hlavne orbitolíny (A. KULLMANOVÁ 1959). Uprostred jemnorytmického komplexu sa našli stopy *Urchelminthoidea appendiculata* (HEER).

V okolí Čavoja sú lavice 50–70 cm až 1 m hrubých zlepcov uprostred flyšu, s prevahou ílovcov a piesčitých ílovcov.

Zlepence sú tvorené valúnmi v priemere okolo 1 cm, najviac 3 cm; sú veľmi dobre opracované, zriedkavejšie sú valúny ploché. Ide zväčša o valúny vápencov, dolomitov, kremencov, rohovcov, kremitých pieskovcov, piesčito-krinoidových vápencov, sakokómových vápencov s *Cadosina parvula* NAGY, kalpionelových vápencov s *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU—FILIPESCU). Obzvlášť časté sú úlomky žilneho kremeňa. V menšej miere sa nájdu i valúny žúl, aplitov, rúl; zaujímavé sú výskyt diabázov. Základná hmota zlepcov je piesčito-vápnitá, tmel dotykový. Juhozápadne od Valaskej Belej sú častejšie zlepence s prevahou valúnov vápencov a dolomitov. Prevažnú časť valúnového materiálu zaberajú horniny mezozoika, a to až po titón-neokóm. Malý podiel predmezozoických hornín naznačuje ich pôvod zo vzdialenejšieho zdroja.

Popri zozname hornín vo valúnovom materiáli poukazujúcich na pôvod z malomagurskej jednotky a z kryštalinika Suchého a Malej Magury, nájdu sa i valúny exotického pôvodu. K takým treba rátať (M. MIŠIK—J. JABLONSKÝ—R. MOCK—M. SÝKORA 1981) valúny wettersteinských vápencov, intermeridiálnych vulkanitov a barémsko-aptských vápencov s orbitolínami (určil E. KÖHLER 1980): *Palorbitolina lenticularia* (BLUM), *Iraquia* aff. *simplex* a metagrauvak, čo naznačuje príbuznosť s valúnovým materiálom z „exotickej“ kordiléry.

Vek flyšovitého až flyšového súvrstvia je preukázaný mikrofaunou z viacerých lokalít. Najčastejšie sú výskyt vrchnoalbských spoločenstiev (J. SALAJ—O. SAMUEL 1966): *Rhizammina* cf. *indivisa* BRADY, *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Glomospira* cf. *gordialis* (JONES—PARKER), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI).

V tmavých bridliciach v Slávikovej doline sa zistili foraminifery spodného albu subzóny *Haplophragmoides nonioninoides*, a to: *Textularia foeda* REUSS, *Arenobulimina preslii* (REUSS), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Lenticulina* (*Lenticulina*) ex gr. *muensteri* (RÖMER), *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN. Vo vyšších polohách súvrstvia sa

v tom istom profile našlo spoločenstvo nanoplanktónu zastúpené druhmi (V. GAŠPARIKOVÁ 1977): *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKII, *Eiffelithus* ex gr. *turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Praediscosphaera* sp., *Parhabdolithus* sp., *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, *Zycolithus* sp.

I v Zliechovskej doline severne (200 m) od osady Slávici sa našlo síce bohaté, ale druhovo monotónne spoločenstvo foraminifer: *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Ammodiscus* cf. *rotularius* LOEBLICH—TAPPAN, *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Anomalina* (G.) ex gr. *intermedia* BERTHELIN, *Reophax* sp., *Bathysiphon* aff. *nodosariaformis* SUBBOTINA.

Na lokalite Čavoj v slienitých bridliciach sa podarilo zistiť vrchnoalbské foraminifery, zóny *Thalmaninella ticinensis* i nanokóny, ktoré bližšie identifikujú spodnú časť vrchného albu zóny *Podorhabdus albianus*: *Rhizammina* cf. *indivisa* BRADY, *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* REUSS. Z týchto istých polôh pochádza nanoplanktón *Cretarhabdus* ex gr. *crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Podorhabdus allianus* BLACK, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKII) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH—NIELSEN, *Zycolithus diplogrammus* DEFLANDRE, *Zycolithus* aff. *erectus* DEFLANDRE.

KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Strážovské vrchy patria medzi kľúčové územia krížňanského príkrovu.

Až do začiatku šesťdesiatych rokov, napriek značnému priestorovému rozsahu, nepatrili krížňanský príkrov medzi také, ktoré „udávali tón“, hoci už od konca štyridsiatych rokov početnosť, hojnosť a rozsah digitácií signalizovali dôležitosť tohto pohoria pre riešenie najzákladnejších otázok vývoja a stavby tejto jednotky v Západných Karpatoch. Prelom vskutku historický znamenalo vyčlenenie belianskej série (M. MAHEL 1959a, 1960a), a tým rozčlenenie príkrovu na dva paleotektonicky odlišné typy: zliechovský trógový a beliansky savhový. Začala sa nová etapa v ponímaní krížňanského príkrovu ako polysériového, či polyfáciálneho, ale i polyštruktúrneho. Navyše sa vyčlenili i tzv. prechodné výviny — šupiny Kremeniny (M. MAHEL 1961a). Významným krokom pre členenie príkrovu a poznanie vzťahov medzi jeho časťami bolo preukázanie spodnoalbského veku vápencov s rohovcami — čiže zasahovania karbonátových facií až do albu. Dôležité bolo i nájdenie polôh spodnoalbských

vápencov zavrásnených i primárnych uprostred flyšového súvrstvia, a to nielen v belianskej jednotke (M. MAHEL 1958b, 1961a), ale i v čelnej časti krížňanského príkrovu (M. MAHEL—A. KULLMANOVÁ 1961). A tak už v období vypracovávaní generálnych máp sa význam poznatkov o krížňanskom príkrove zo Strážovských vrchov dostal do popredia záujmu celého radu špecialistov.

Vďaka novým výskumom sa dosiahli viaceré pozoruhodné výsledky. Osobitne vyzdvihujem štúdiá o réte (J. MICHALÍK 1973a, b, 1974), o hranici rét-spodný lias (M. KOCHANOVÁ 1967), o stratigrafickom rozpätí „flekenmerglovej“ fácie (M. RAKÚS 1962), litologico-sedimentárne petrografické štúdiá o flyšovitom súvrství albu-cenomanu (J. JABLONSKÝ 1978). Výskumy posledných rokov priniesli celý rad významných doplnkov v stratigrafii najmladších členov, hlavne vďaka skúmania kalpionel a nanokónov i ďalšej mikrofauny (K. BORZA—V. GAŠPARIKOVÁ—J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1980). V. GAŠPARIKOVÁ (1976, 1980) preukázala vhodnosť skúmania nanokónov kombináciou so štúdiom foraminiferových spoločenstiev pre podrobnejšie stratigraficko-litologické členenie neokómu i albu-cenomanu. J. MICHALÍK a Z. VAŠÍČEK (1980) sa pokúsili komplexným ekologickým vyhodnotením organických spoločenstiev opretých o zónovanie vyčleniť pomocou amonitov v „neokóme“ zliechovskej jednotky viaceré členy, a tým prispieť k riešeniu vzťahov medzi hĺbkovodnými a plytkovodnejšími typmi. V belianskej jednotke za podobným účelom také štúdiá opreté o infuzórie vykonal K. BORZA (1979, 1980a, b). A. KULLMANOVÁ (1975) prispela sedimentárno-petrografickým spracovaním niektorých profilov hlavne jury, M. KRIVÝ (1971) spracovaním niektorých profilov triasu.

Všetky tieto štúdiá, ale i doplňujúce mapovanie z posledných rokov a hlavne štúdiá syntetizujúce ukázali, že pestrosť obsahu i stavby krížňanského príkrovu poskytuje možnosti pre skúmania špecialistov rôzneho zamerania a môže poslúžiť k riešeniu nejedného problému celozápadokarpatského významu.

Kartograficky vyčleňujeme v krížňanskej jednotke Strážovskej hornatiny tieto členy:

spodný trias — kremencové súvrstvie
 spodný trias — verfénske vrstvy
 spodný trias — gutensteinské vápence
 stredný trias až karn — dolomity
 spodný karn — lunszké vrstvy
 vrchný trias — karpatský keuper
 rét

Zliechovská séria:
 spodný lias — „grestenské“ vrstvy

vyšší lias — flekenmergel
 doger — zelenkavé a šedé rádiolárové vápence a rádiolarity
 malm — červenkasté rádiolarity
 titón-neokóm — slienité vápence a slieňovce
 apt — organogénne vápence
 spodný alb — rohovcové vápence
 alb až cenoman — slieňovcovo-pieskovcové súvrstvie
 „Prechodné“ plytkovodnejšie členy jury
 lias — krinoidové brekciovitité vápence s rohovcami
 vyšší lias — tmavé kemité vápence, slieňovce a bridlice
 doger — tmavé silicity a bridlice
 malm — červené hfuznaté a krinoidové vápence

Belianska séria:
 spodný lias — piesčité krinoidovo-spongolitové vápence
 vyšší lias — doger — ružové a šedé krinoidové vápence
 malm — červené hfuznaté vápence
 vrchný malm — neokóm — šedé vápence
 barém-apt — šedé vápence s rohovcami
 alb — šedé vápence s rohovcami
 alb-cenoman — slieňovcovo-pieskovcové súvrstvie

Spodný trias — kremence — lúžňanské súvrstvie

Kremence majú bieložltú farbu, rôznu zrnitosť, v spodnejších polohách i zlepencovitité polohy s prevažou valúnov kremeňa, vo vrchnejších polohách vložky pestrých bridlíc, prevažne červených. Kremence sú prevažne hrubolavicovité so šikmým zvrstvením s hrúbkou 20—30 m. Je iste pozoruhodné ich vystupovanie v Strážovských vrchoch na báze príkrovu a pri Valaskej Belej i v osobitnej šupine v sprievode rozloženého granitoidu.

Spodný trias — verfénske vrstvy

Až 20 m hrubé súvrstvie vystupuje pri Valaskej Belej v nadloží kremencov. Okrem pestrých tmavočervených bridlíc sú hojné zelenkavé a žltkasté bridlice čiastočne piesčité a dolomitové, vo vrchnejšej polohe tenkodoskovité slienité vápence. Najtypickejšou zložkou sú hojné jemnobunkovité hrdzavonavetrané dolomity až dolomitové vápence.

Stredný trias — gutensteinské vápence

Sú to tmavošedé i šedé celistvé vápence prestúpené sieťou bielych kalcitických žiliek, často hrubolavicovité. V podstatnej časti sú pelitomorfne mikritické vápence, podradne i mikrosparity bohaté na stylo-

lity (M. KRIVÝ 1971). Vápence obsahujú zriedkavé idiomorfne obmedzené kremene a živce. Organické zvyšky sa našli len ojedinele a sú rekryštalizované. Vo vyšších polohách sú vápence slienitejšie, majú šedožltý, šedozelený a ružovkastý odtieň. Nájdú sa i kavernózne ílovité vápence, slieňovce, dolomitové vápence a vápnité dolomity. Ružovkasté vápence, ktoré tvoria polohy vo vrchnejších horizontoch, prechádzajú pozvoľna do šedých celistvých dolomitov. Dolomitové vápence vykazujú častejšie pseudoolitickú až oolitickú štruktúru s hniezdami zrnitejších dolomitov. Hrúbka 20—30 m.

Stredný a vrchný trias — dolomity

Sú šedé, svetlošedé, zriedka tmavošedé, väčšinou jemnozrnných foriem so zriedkavejšími hniezdami zrnitejšieho kalcitu a dolomitu. Pelmikitické a intramikitické formy s prítomnosťou chuchvalcov alebo nepravidelných foriem tmavších substancií sú zriedkavejšie. Nájdú sa i pseudosparitické horniny jemnozrnných a strednozrnných štruktúr. Dolomity sú masívne, vo vrchnejších polohách často lavicovité až tenkolavicovité (25—30 cm), ale i doskovité (5—10 cm); častejšie vložky (o hrúbke do 3 m) sú slienité až dolomitové slieňovce. Styk dolomitov s týmito vložkami je ostrý, miestami pozvoľný. Na niektorých miestach pozorovať striedanie tenkolavicovitých až lavicovitých dolomitov s vložkami až medzivrstvičkami dolomitových slieňovcov a ílovitých dolomitov. Také polohy sú vo vrchných komplexoch, azda už karnských, kde sú výskyty stromatolitových dolomitov (loferity). Ílovité a slieňovcové vložky sú zvlášť hojné na prechode do nadložného keupru.

Mikroskopicky vykazujú dolomity rekryštalizované zvyšky organizmov foraminifer a lamelibranchiátov. V dolomitoch sú hojné reliktné štruktúry — peletová, pseudoolitická, interklustová, rovnako ako pestrá paleta foriem submikroskopických substancií. Sú to znaky poukazujúce na charakter i intenzitu rekryštalizovaných a dolomitizačných procesov v pôvodnom sedimentačnom priestore (M. KRIVÝ 1971).

Pri Čiernej Lehote vykazujú lavicovité, celistvé, miestami zrnité svetlošedé a šedé dolomity vo vrchnejších polohách výraznú vrstevnú odlučnosť. Vo vyšších polohách majú dolomity tenké (6—7 cm) doštičky ílovitých dolomitov a čiernych bituminózných bridlíc. V dobre odkrytom profile je až osem takých vložiek. Smerom do nadložia sa pridružujú dolomitové slieňovce. Súvrstvie vykazuje nábeh k rytmičnosti.

V nadloží dolomitov pod keuprom vystupujú tmavošedé lavicovité celistvé vápence (hrúbka 10—20 m) s ojedinelými drobnými hľuzami čiernych rohovcov

s vložkami lumachelových vápencov a so spodnokarnskými lastúrnymi: *Chlamys aff. decorata* (KLIPST.) a *Avicula cf. cassiana* (BITTN.). Zrejme ide o vápence označované vo Veľkej Fatre ako podhradské..

Spodný karn — lunzské vrstvy

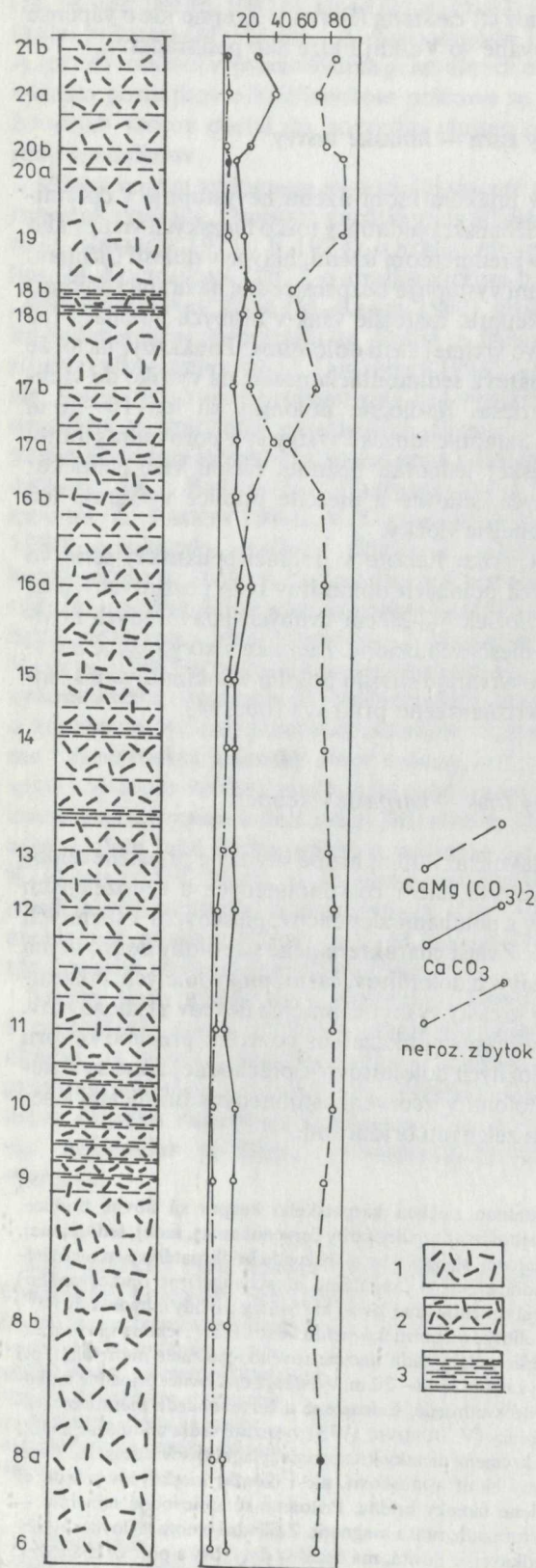
Azda v nijakom inom území nevystupuje v dolomitoch krížňanskej jednotky toľko lunzských vrstiev ako práve v predmetnom území, hlavne v oblasti Čičmian. Miestami vystupujú bezprostredne na hranici dolomitov a keupru, častejšie však v hrubých polohách (až 30 m) vo vrchnej časti dolomitov. Poukazujú na to, že karbonátová sedimentácia nesiahala vysoko do vrchného triasu. Nadložné dolomity sú len 10—20 m hrubé. Samotné lunzské vrstvy sú v porovnaní s touto, v chočskej jednotke bežnou, faciou viac pelitické; pieskovce, siltovce a piesčité bridlice vytvárajú len podradnejšie vložky.

Pri Čiernej Lehote v podloží belianskej série vo vrchných polohách dolomitov bolo pozorovaných až osem vložiek 5—20 cm hrubých tmavošedých ílovitých a piesčitých bridlíc. Lunzské vrstvy zrejme miestami nevytvárajú súvislú polohu v dolomitovom komplexe krížňanského príkrovu (obr. 14).

Vrchný trias — karpatský keupr

Predstavuje až 300 m hrubé súvrstvie prevažne tehlovočervených, ale i červenohnedých a šedozelených ílovcov s polohami zlepencov, pieskovcov i slienitých bridlíc. Zvlášť charakteristické sú polohy doskovitých svetlosivých dolomitov, často špinavobielych. Pozoruhodný je častý výskyt vápnitých ílovcov až slieňovcov. Už prvšie sme poukázali na pozvoľný prechod keupru z podložných dolomitov. V prechodnej zóne sa striedajú dolomity s červenkastohnedými bridlicami a šedými a zelenými bridlicami.

Podstatnou zložkou karpatského keupru sú ílovité bridlice, ílovce, siltovce až argility farby červenohnedej, šedej, šedozelenej, slabo fialovej, slabo žltkastej, rozpadu bridličnatého a tyčinkovitého. Vedľa kremeňa (angulárne až subangulárne opracovaného) obsahujú sericitizované živce, karbonáty a oxidy a hydroxidy Fe^{III}. Majú pelitické a aleuriticko-pelitické štruktúry; textúry sú všesmerné. Tenšie polohy rádu decimetrového, ojedinele metrového, pri Čiernej Lehote až 18—20 m, vytvárajú doskovité, prípadne tenkolavicovité svetlošedé, šedozelené a červenohnedé pieskovce. Mikroskopicky (V. ĐUROVIČ 1973) vykazujú vedľa undulózne zhášajúceho kremeňa úlomky kremencov, plagioklasov a draselné živce, vybielený biotit a muskovit, ale i úlomky pieskovcov a šedé až šedozelené úlomky bridlíc. Prítomné sú sprievodné minerály — zirkón, turmalín, rutil a magnetit. Základná hmota je ílovito-piesčitá, zriedkavejšie ílovitá, má bazálny dotykový a pórový charakter. V tmeli sú i karbonáty, sericit, chlorit, hydroxidy a oxidy Fe.



Štruktúra pieskocov je rovnomerne zrnitá, psamitická a psamiticko-aleuriticko-pelitická. Textúry sú všesmerne orientované.

Zlepence uprostred keupru vystupujú ojedinele. Sú zväčša svetlošedé. Skladajú ich predovšetkým úlomky kremeňa, ktorý undulózne zháša a má subangulárny až semiovalný tvar (veľkosť 2—3 cm). Prítomné sú i úlomky kremencov, šedozelených bridlíc, sericitizovaných a kaolinizovaných plagioklasov a draselných živcov, zriedka i muskovitu. Základná hmota zlepencov je kremitá a ílovito-sericitická; má pórový charakter.

Karbonátové horniny zastupujú hlavne dolomitové ílovce a ílové dolomity s prechodmi do siltovcov, ílovcov a ílovitých bridlíc. Čistejšie dolomity sú zriedkavé. Farba karbonátových hornín je najčastejšie šedá a šedozelená, príp. modrastošedá, žltkastá, zriedka svetlohnedá; rozpad je ostrohranný. Vytvárajú lavicovité alebo doskovité polohy. Mikroskopicky ide o drobnozrnné horniny s prímou klastických minerálov kremeňa, živca, muskovitu, magnetitu a zirkónu; podstatnú časť tvoria karbonáty, hlavne dolomity, sporadicky kalcit a ílové minerály. Štruktúra horniny je drobnozrnná a pelitomorná; textúry sú najčastejšie laminované. Žiadne zvyšky organizmov sa v nich nenašli. Značná ílovitá prímou a nedostatok štruktúrnych, textúrnych a iných črt, ktoré by poukazovali na sekundárny vznik dolomitov, svedčia o tom, že ide o primárne dolomity lagunárneho charakteru.

Striedanie dolomitov hrubších detritík a pelitov v keupri, nábehy k rytmicnosti, sú zrejme prejavom kolísania v širšej oblasti sedimentačného priestoru, určitý prejav diastrofizmu. Najkrajšie profily keupru možno sledovať severne od Valaskej Belej (obr. 15a, b).

Vzájomné prechody hornín sú pozvoľné. Prítom väčšina klastických a ílovitých hornín vykazuje výraznú lamináciu. Časté je i šikmé zvlnené, krížové a gradáčné zvrstvenie. Nájdu sa i rôzne druhy čerín a nerovností na vrstevných plochách (V. ĎUROVIČ 1973). Uvedené štruktúrne znaky ukazujú na vznik vo vodnom prostredí, azda lagunárnom s výraznou rytmickou sedimentáciou.

Vo vrchnej časti v súvrství fialovosivých ílovcov s dolomitovými vložkami sa našli stopy vysychania a rozmyvov v záreze cesty Zliechov—Čičmany (J. MICHALÍK et al. 1980).

Rét — fatranské vrstvy, tmavošedé až čierne lumachelové vápence a bridlice

Rozloženie jednotlivých členov súvrstvia je nepravidelné. J. MICHALÍK (1973) v Strážovských vrchoch odlíšil dva typy vývoja: strážovský a malomagurský (obr. 16a, b).

Strážovský typ má hojné detritické krinoidové vápence, lumachelové vápence a slienité vápence, tmavé detritické brachiopódové vápence; vo vyšších polo-

Obr. 14 Litologický profil dolomitickým súvrstvím u Čiernej Lehoty (krížňanský príkrov) — (M. KRIVÝ 1969).

1 — dolomity, 2 — slienité dolomity, 3 — vložky bridlíc CaMg(CO₃)₂ CaCO₃ neroz. zbytok

hách vápence peltické s gradačným zvrstvením a s polohami slieňov a koraloých vápencov.

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

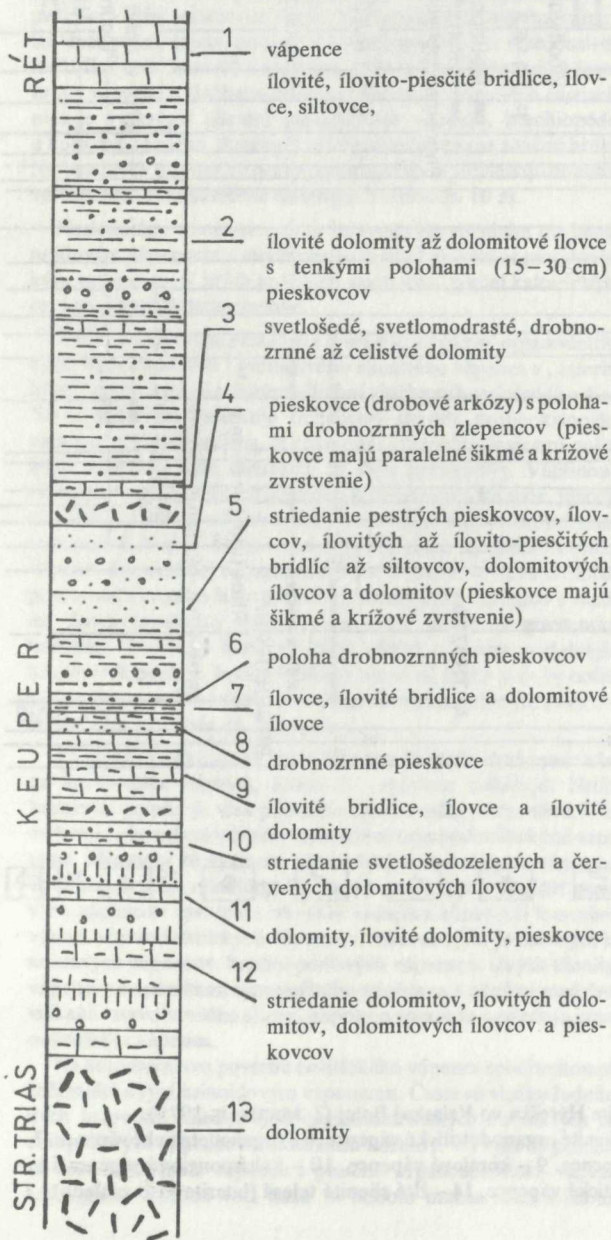
I mikroskopické skúmanie rétskyých vápencov vykazuje pestrosť zloženia (A. KULLMANOVÁ 1976). V mikritoch — biokritoch sú úlomky krinoidov a prierezy foraminifer: *Agathammina* sp., *Fronicularia woodwardi* (HOWCHIN), *Angulodiscus friedli* (KRISTAN—TOLLMANN), *Angulodiscus gaschei* KÖHN—ZANINETTI—BRÖNNIMANN, *Angulodiscus communis* KRISTAN, *Angulodiscus tumidus*

(KRISTAN—TOLLMANN), *Trochammina* sp., V nepatrnom množstve sú zrnká autigénneho kremeňa. Zvlášť charakteristické pre fatranské súvrstvie sú oolitické a lumachelové vápence. Miestami sa nájdu hematiticko-chamositické ooidy a dolomitové vápence.

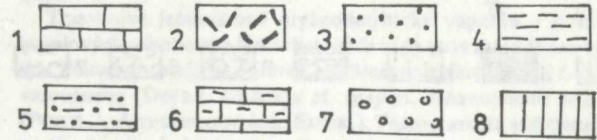
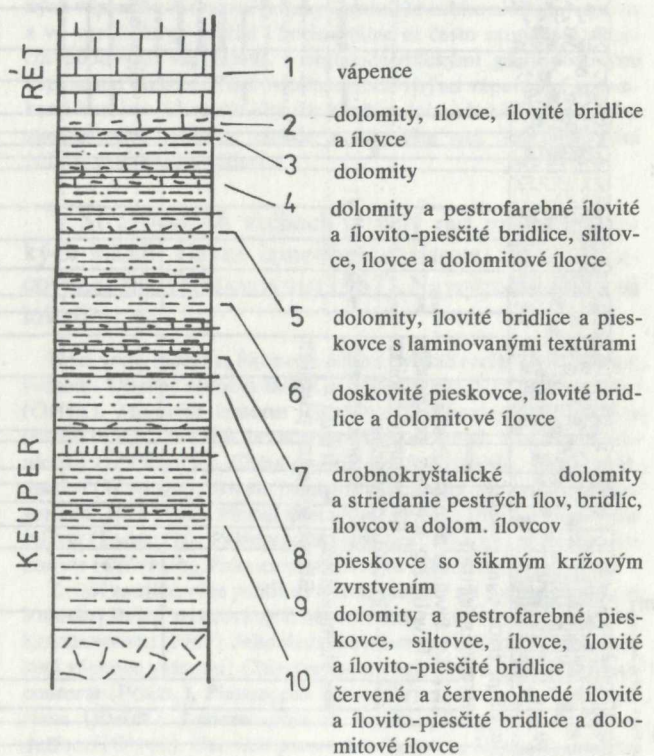
V oolitických vápencoch — oomikritoch sú výrazné ooidy. Vystupujú v sparitovej základnej hmote (veľkosť ooidov 0,078—0,9 mm); sú okrúhle s jadrom s úlomkami krinoidov, ostňov ježoviek, úlomkov schránok gastropódov; častí je autigénny kremeň a intraklasty.

Organogénne a lumachelové vápence majú organodetrítickú štruktúru — kalkarenity — biokalkarenity zložené z úlomkov schránok lamelibranchiátov a gastropódov. Osobitný je typ vápencov s *Lopha haidingeriana* (pri Trebichave). Biogénny detrit tvoria kremenné články a úlomky schránok lamelibranchiátov; klastická prímes zrn kremeňa dosahuje až 15—20 %.

PROFIL 2



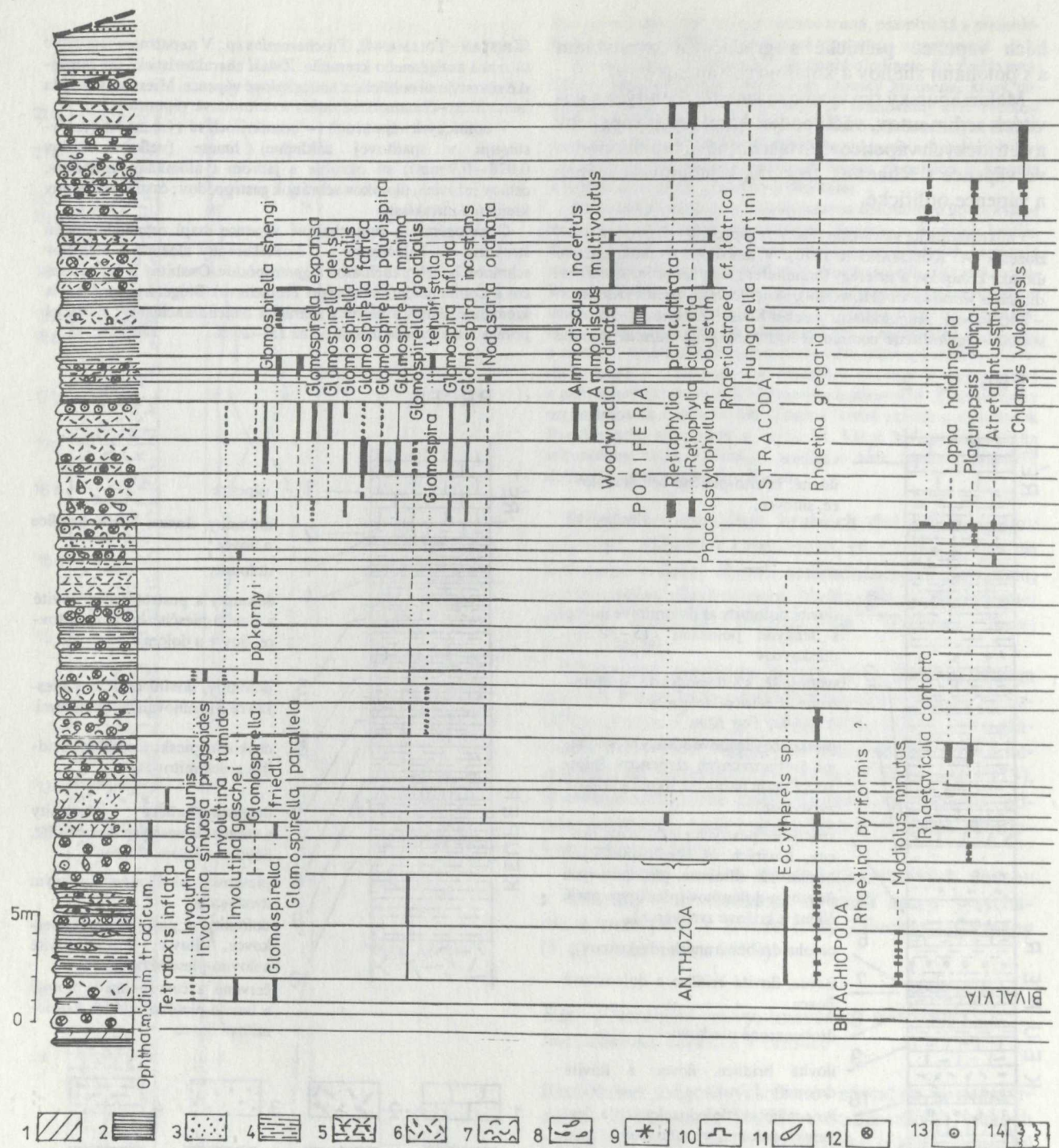
PROFIL 1



Obr. 15a Schematický litologický profil keuperu krížňanského príkrovu východne od Čiernej Lehoty (V. ĎUROVIČ 1972).

Obr. 15b Schematický litologický profil keuperu krížňanského príkrovu severne až severovýchodne od Valaskej Belej (V. ĎUROVIČ 1972)

1 — vápence, 2 — dolomity, 3 — pieskovce, 4 — ílovité bridlice a ílovce, 5 — ílovito-piesčité bridlice a siltovce, 6 — ílovité dolomity a dolomitické ílovce, 7 — zlepcence, 8 — kremenné pieskovce až kremence



Obr. 16 Litologicko-stratigrafický profil fatranského súvrstvia na lokalite Hýreška vo Valaskej Belej (J. MICHALÍK 1979).

1 – dolomity, 2 – sliena a ílovce, 3 – pieskovce, 4 – slienité vápence, 5 – slienité organodetritické vápence, 6 – organodetritické vápence, 7 – lumachelové vápence s bivalviami, 8 – lumachelové brachiopódové vápence, 9 – koralové vápence, 10 – kalcispongiové vápence 11 – lumachelové gastropódové vápence, 12 – krinoidové vápence, 13 – oolitické vápence, 14 – žlté slienité telesá (lateritového vzhľadu)

Faciálne typy rétu

a) Biostromaticko-svahový typ strážovský pomerne dobre odkrytý v okolí Valaskej Belej predstavuje elevačný typ vývoja sedimentov fatranských vrstiev s týmto sledom (J. MICHALÍK 1974):

Najstaršou horninou vrstiev je tmavosivý organodetrítico-krinoidový vápenec. Tvori hrubé lavice vystriedané vo vyššej časti doskovitým organodetrítickým vápencom s vložkami zlomkovitých lumachel, tmavosivých slienitých vápencov, hnedosivých organodetrítických vápencov a tmavosivých organodetrítických brachiopódových vápencov. V niektorých miestach brachiopódy tvoria hniezda s jedincami v prirodzenej životnej orientácii. Skoro dvadsať metrov hrubé súvrstvie končí lavicami tmavosivého krinoidového vápenca.

Vyšším súvrstvím je komplex kalových vápencov nesúcich niektoré zvláštne znaky — gradačné zvrstvenie, tenké laminy organodetrítu, slabé polohy hrubšieho detritu z úlomkov misiek bivalvií, niekedy šošovky vápencových brekcií, sprevádzaných okrovožltými slienitými horninami, pripomínajúcimi chemogénne zvetraliny vápencov. Vyššie ležia lavice slienitejšieho vápenca; obsahujú úplnejšie zachované misky bivalvií a brachiopódov. Po nich nasleduje niekoľko lavíc kalového vápenca, svetlosivý — hnedosivý jemnozrnný vápenec s vložkami hnedého slieňa. V najvyšších častiach sa niekde vyskytujú slienité lumachelové vápence, brachiopódové a koralové vápence, dosahujúce miestami pomerne značnú hrúbku. Na ostatných miestach v hornej časti súvrstvia prevládajú dolomitové vápence; tam súvrstvie dosahuje hrúbku asi 10 m.

Nasledujúce súvrstvie začína tmavosivým slienitým drobnokrinooidovým vápencom a modrosivým lumachelovým organodetrítickým vápencom. V iných profiloch majú väčší podiel kalové vápence, inde vápence lumachelové.

Nadložné vrstvy sa skladajú z dosiek krinoidovo-organodetrítického lumachelového i svetlosivého slienitého vápenca s „lateritickými“ telieskami oddelenými silnými vložkami hnedošedého slieňa. Vo vyššej časti nasleduje tmavosivý slienitý drobnokrinooidový vápenec prekrytý jednou, či viacerými výraznými lavicami oolitického vápenca. Jeho charakter je dosť premenlivý. Väčšinou sa skladá zo stredne veľkých ooidov a krinoidových článkov, južnejšie sú časté vápence z veľkých ooidov a úlomkov hrubostenných misiek lastúrnikov. V okolí Škripovej doliny a Trebichavy sú časté oolitické vápence s hematiticko-chamositickými ooidmi. Severnejšie možno pozorovať niekoľko lavíc kemitých oolitických vápencov s vložkami flovca (posledný výskyt však môže patriť už grestenským vrstvám). Oolitický horizont často chýba v centre rozľahlejších koralových pruhov, hoci v blízkom okolí sú tenké polohy oolitických vápencov. V normálnom vývoji dosahuje oolitová lavica 1—2 metre, celé súvrstvie do 10 metrov.

Po tenkej vložke slieňa nasleduje brachiopódový vápenec a lavica koralového vápenca, ktoré sa vzájomne zatláčajú. Hrúbka koralovej polohy je však pomerne slabá a málo premenlivá. V Hanušovej sú koralové vápence nahradené organodetrítickými vápencami. Miestami sú vyvinuté okrovožlté a sivé slienité vápence so štruktúrami pripomínajúcimi bahenné praskliny. V nadloží koralových vápencov vystupuje obvykle komplex slienitých lumachelových a organodetrítických vápencov, tmavosivých doskovitých krinoidových vápencov, brachiopódových vápencov, sivých slienitých vápencov s telieskami okrovožltého slieňovca a silnými medzivrstvičkami tmavohnedého slieňa, napokon spravidla nasleduje poloha oolitického vápenca.

Na korodovanom povrchu oolitického vápenca spočíva komplex začínajúci sivým krinoidovým vápencom. Časté sú vložky šedohnedých kalových, hnedosivých organodetrítických i slienitých brachiopódových vápencov s úlomkami koralov. Vo vyšších polohách sú šedé bridličnaté vápence i piesčité organodetrítické vápence. Litologickú hranicu voči liasu tu nebolo možné viesť s istotou;

súvrstvie postupne prechádza do grestenských vrstiev. Rétsku a hetanžskú časť profilov možno rozlíšiť iba na základe fauny bivalvií (M. KOCHANOVÁ 1967).

b) Lagunárno-biostromatický typ má spravidla takýto sled:

Na báze súvrstvia leží obvykle 6—10 m hrubý súbor fialkasto tmavosivých hrubolavicovitých jemno organodetrítických vápencov. Vo vyššej časti obsahujú často izolované trsy, bloky i súvislé masívne polohy koralov. Nad nimi sú 2—3 m polohy doskovitého organodetrítického vápenca s článkami krinoidov i s ojedinelými gastropódmi, končiace polohou zlomkovitej lumachely (vzácnejšie: brachiopódového vápenca alebo hubového vápenca).

Vo vyšších partiách 8—10 m hrubého nadložného komplexu sivých slienitých organodetrítických až v zlomkovito-lumachelovitých vápencoch, s detritom drobných úlomkov vápnitých schránok a článkov krinoidov, sa vyskytuje množstvo drobných ulit gastropódov, inde fialkastý hnedosivý lumachelový vápenec, brachiopódový vápenec, niekedy s úlomkami koralov alebo šedý slienitý vápenec. Niekedy nad lumachelovým horizontom leží tenká vložka oolitického vápenca.

Nasleduje komplex koralových lumachelových a organodetrítických vápencov. Koralové polohy dosahujú hrúbku niekoľko metrov a vo vertikálnom profile i horizontálne sa často zamieňajú s brachiopódovými vápencami, s organodetrítickými gastropódovými vápencami alebo s úlomkovitolumachelovitými vápencami s úlomkami koralov. Súvrstvie obvykle končí polohou brachiopódovo-lumachelového vápenca, niekde možno ešte nad ňou nájsť silnú polohu oolitického vápenca.

V Strážovských vrchoch je celý rad priam klasických lokalít hlavne lamelibranchiátovej fauny, spracovanej M. KOCHANOVOU (1967). Najvýznamnejšie sú lokality:

Kozí vrch, Híreška, Škripová dolina (Môčkovci), Pod Čiernym vrchom. Úhrnný zoznam fauny je nasledovný: *Nuculana deffneri* (OPPEL), *Modiolus minutus* (GOLDFUSS), *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Gervillia praecursor* (QUENSTEDT), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Chlamys winkleri* (STOPPANI), *Chlamys cf. mayeri* (WINKLER), *Atreta intusstriata* (EMMRICH), *Lopha haidingeriana* (EMMRICH), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Lyriomorphia inflata* (EMMRICH), *Palaocardita austriaca* (HAUER), *Palaocardita munita* (STOPPANI), *Palaocardita cloacina* (QUENSTEDT).

Zvlášť zaujímavý je profil vo vrchnej šupine na Kozom vrchu pri Valaskej Belej, spracovaný J. MICHALÍKOM (1974), faunisticky M. KOCHANOVOU (1965). Jeho sled: drobnozrnné oolitické a lumachelové vápence s faunou: *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Lopha haidingeriana* (EMMR.), *Lyriomorphia cf. inflata* (EMMRICH), *Nuculana deffneri* (OPPEL), *Gervillia praecursor* QUENST., *Modiolus minutus* (GOLDF.), *Palaocardita austriaca* (HAUER), *Atreta intusstriata* (EMMR.).

Tmavosivé jemnozrnné organodetrítické vápence s polohami koralových vápencov a lumachelových vápencov majú faunu bivalvií: *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Chlamys trigeri* (OPP.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Chlamys cf. mayeri*, *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Atreta intusstriata* (EMMR.), *Palaocardita austriaca* (HAUER), *Lopha haidingeriana* (EMMR.), *Liostrea cf. gracilis* (WINKLER), *Lyriomorphia inflata* (EMMR.), *Modiolus cf. hybbsensis* (GÖTEL), *Gervillia* sp.; gastropódov: *Melania* sp.; brachiopódov: *Rhaetina gregaria* (SÜSS).

Sivý krinoidovo-oolitický vápenec obsahujúci faunu: *Chlamys valoniensis* (DEFR.) a *Anomia* sp.

Sivé zlomkovito-lumachelovité vápence s úlomkami misiek bivalvií.

Hnedé flovce s občasnými vložkami hnedého flovitého pieskovca.

V tmavých bridliciach rétu na lokalite Híreška pri Valaskej Belej (P. SNOPOVÁ 1976) sa našlo bohaté spoločenstvo spóromorf. Z nich rétsky vek dokladajú hlavne druhy: *Thuringiasporites interscriptus* (THIERG.) E. SCHULTZ, *Acantotriletes ovalis* NILSON, *Perinosporites thuringiacus* E. SCHULZ. Ostatné spoločenstvo tvoria: *Cyathidites australis* (COUPER) ST. POCKOCK, *Sphangnumsporites antiquasporites* (WILSON et WEBSTER) ST. POCKOCK, *Dictyophylitides mortoni* (DE JERSEY), *Laevigatosporites vulgaris* IBR. f. MAJOR LOOSE, *Concavisporites* sp., *Praecirculina granifer* (LESCHIK) KLAUS, *Dictyophylitides harrissi* COUPER, *Aratrisporites* cf. *fimbriatus* (KLAUS) MÄDLER, *Eucomiidites* cf. *troedsoni* ERDTMAN, *Contignisporites problematicus* (COUP.) DÖRRING, ? *Concentricosporites pseudodontatus* (BRICHE, DAWIE, CORSIN, CLAVELINA) ST. POCKOCK, *Concavisporites tumides* PLAYFORD, *Concavisporites hexagonalis* SIMONCSICS-KEDVES, *Microreticulatisporites fuscus* NILSON (MORBAY), *Converrucosporites cameroni* (D. JERSEY) PLAYF. DETT., *Concavisporites* sp., *Cornisporites leviornatus* (LEVET-CARETTE) MORBEY.

V záreze novej cesty Čičmany—Zliechov, južne od kóty 924,2, Strážovce v lavicovitých, jemnozrnných organodetrítických až oolitických vápencoch s úlomkami koralových vápencov sa našli: *Propeamussium* (*Parvamussium*) cf. *schafhaeutli* (WINKLER), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Rhaetina gregaria* (SÜSS).

Bežné spoločenstvo fauny pochádza i zo skalných odkryvov tmavosivých vápencov na západnom svahu kóty 765 pod Dotkovou v Slávikovej doline (M. KOCHANOVÁ 1967): *Modiolus* sp., *Chlamys* cf. *valoniensis* (DEFRANCE), *Atreta intusstriata* (EMMRICH), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Palaeocardita* sp., *Rhaetina pyriformis* (SÜSS).

Asi 100 m východne od kóty 796,3 — Nožové pod Panskou lúkou (v. časť pohoria) v tmavých organodetrítických vápencoch s úlomkami misiek bivalvií (M. KOCHANOVÁ 1967) vystupujú: *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Chlamys winkleri* (STOPPANI), *Ch.* sp. V spoločenstve týchto sú i hojné brachiopódy druhu *Rhaetina gregaria* (SÜSS).

I z lumachelových vápencov zo svahu Ježkovej doliny asi 240 m juhovýchodne od kóty 538,0 (južná časť pohoria; M. KOCHANOVÁ 1979) pochádza typické rétske spoločenstvo druhov: *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Chlamys* sp., *Atreta intusstriata* (EMMRICH), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Palaeocardia munita* (EMMRICH), *P.* cf. *cloacina* (QUENSTEDT).

V lumachelových vápencoch doprevádzaných koralovými vápencami zo zárezu lesnej cesty južne od kóty 863,5 — Čierna hora — sa v belianskej jednotke našla fauna: *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Gervillia praecursor* QUENSTEDT, *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Palaeocardita* sp. Spolu s nimi sa vyskytuje aj *Rhaetina gregaria* (SÜSS).

Mladšie členy, hlavne jurské a spodnokriedové, v Strážovských vrchoch vystupujú v troch sekvenciách. Základnú sekvenciu, najrozšírenejšiu, nazývame zliechovská, ďalšiu vystupujúcu v severozápadnej časti Strážovských vrchov nazývame sekvencia belianska. Medzi oboma je šupinové pásmo Kremeniny s „prechodným“ vývinom jury.

Zliechovská sekvencia

Vyčlenená M. MAHELÓM (1950) ako zliechovská séria. Jej základ vytvárajú litotypy bežné v križňanskom

príkrove „grestenské vrstvy“, fleckenmergel, rádioláριοvé vápence, rádiolarity, slienité vápence — rohovcové vápence. Celá sekvencia končí mocným flyšovitým až flyšovým súvrstvom albu-cenomanu (obr. 17).

Spodný lias — „grestenské vrstvy“

Jura začína asi 100 m hrubým súvrstvom zloženým z piesčítokrinooidových vápencov, vápnitých pieskocov a polôh bridlíc. V bazálnej časti v ceste Zliechov—Čičmany sa našli ílovce s červeno sfarbenou polohou s piesčítymi laminami (ekvivalent bazálnych klastík v zmysle A. GAŽDICKÉHO—J. MICHALÍKA 1980).

Šedé piesčítokrinooidové vápence obsahujú často ooidy, premenlivé množstvo klastického kremeňa, úlomky kvarcitu, vápencov a silicitov a sericitu, schránky bivalvií, brachiopódov, články echinodermatov, ostrakódy, ostne ježoviek, ihlice húb a *Cyanophyceae*. Nájdu sa i riasy *Girvanella* a rastlinné úlomky.

Zvýšeným obsahom klastického kremeňa prechádzajú piesčité vápence až do vápnitých pieskocov so šikmým zvrstvením a lamináciou. Prevládajú v nich ostrohranné zrnká klastického kremeňa (max. 0,2–0,5 mm), muskovit a živce, akcesoricky je v nich prítomný zirkón, rutil, turmalín, leukoxén, pyrit, chlorit a hnedé koloidy.

Sivé a čierne bituminózne bridlice uprostred pieskocov a vápencov vykazujú hnedú ílovitú základnú hmotu so šupinkami sericitu, limonitovými šmuhami a ílovitými mierálmi. Obsahujú až 69,67 % nerozpustného zvyšku a 15,88 % Al_2O_3 . Bridlice popri illite obsahujú i kaolinit a z organizmov okrem zriedkavých úlomkov bivalvií i početné ostrakódy. Laminácia, šikmé zvrstvenie, hojné úlomky hruboschránkových bivalvií, hlavne *Grypheí*, poukazujú spolu s ooidmi čiastočne na litorálne prostredie a variabilné paleoprúdy.

Litologická hranica voči rétu je problematická. Hetanž má však piesčitejší ráz, flyšoidný charakter (nábeh k rytmičnosti, hieroglyfy).

Pekné odkryvy v „grestenských“ vrstvách sú na Kozom hrebenu a v Škripovej doline. V najspodnejšej ich časti sú organodetrítické — lumachelové vápence. Základ súvrstvia tvoria však sivé vápnitoílovité bridlice so šupinkami sericitu a siltovými zrnkami kremeňa na vrstevných plochách. Polohy organodetrítických a piesčitých vápencov (20–70 cm) majú hojné krinooidové úlomky a úlomky schránok hrubostenných lamelibranchiátov. Organodetrítické vápence majú štruktúru detritickú — biomikrit až biosparit. Klastický kremeň dosahuje v nich 3–7 % (zrná kremeňa veľkosti 0,02–0,07 mm až 0,52 mm); drobné šupinky sericitu sú zriedkavé. Lavice vápencov majú miestami i nepravdivé polohy tmavších rohocov.

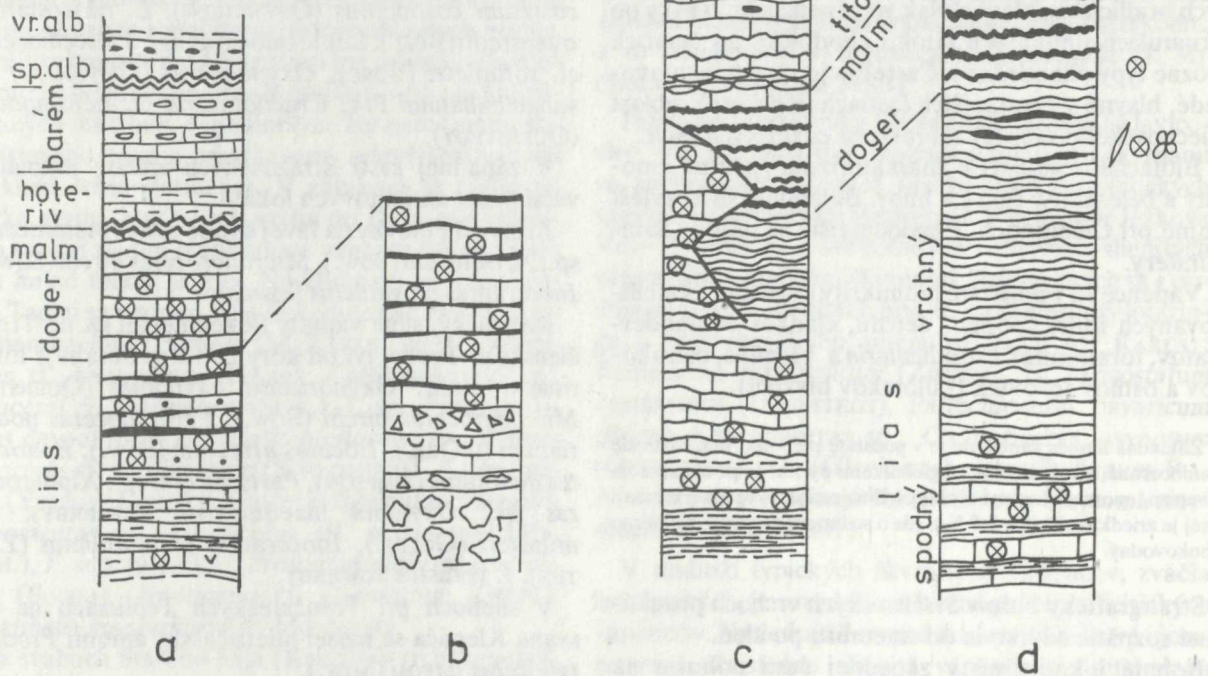
Skameneliny sa našli na mnohých miestach (K. KULCSÁR 1914, J. VIGH 1915, M. MAHEL 1946a, 1961a). Príslušnosť spodnej časti súvrstvia k hetanžu preukazuje fauna amonitov (M. RAKÚS 1961); *Psilloceras pylonotum* (QUENST.) a *Schloenbachia* sp. Sine-múr dokladajú: *Spiriferina rostrata* (SCHLOTH.), *Pen-*

tacrinus sp., *Pinna* sp. (aff. *semistriata* TERO.), *Plicatula spinosa* SOW., *Plicatula (Plicatula) hettangiensis* (TERO.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chlamys thiollierei* (MART.), *Liostrea hissingeri* (LUNDGREN), *Arietites (Arnioceras) semicostatum* YOUNG et BIRD., *Arietites geometricus* OPPEL., *Arietites falcarius* QUENST., *Phylloceras partschi* STUR, *Schlotheimia* sp.

Zvlášť bohatá je lokalita na Kozom vrchu severne od Valaskej Belej a na príľahlom východnom svahu. Sivé piesčité krinoidové vápence i bridličnaté slienité vápence obsahujú typickú hetanzskú faunu lamelibranchiátov, odlišnú od rétskeho spoločenstva (M. KOCHANOVÁ 1961, M. RAKÚS 1972): *Pinna semistriata* TERO., *Entolium calvum* (GOLDF.), *Entolium hehli* (d'ORB.), *Chlamys subulata* (MÜNST.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Chlamys* cf. *securis* (DUMORT.), *Chlamys* cf. *dispar* (TERO.), *Chlamys falgeri* (MER.), *Chlamys thiollierei* (MARTIN), *Plagiostoma giganteum* (SOW.), *Plagiostoma compressum* (TERO.), *Plagiostoma punctatum* (SOW.), *Plicatula (Plicatula) hettangiensis* (TERO.), *Plicatula* cf. *oceanii* (d'ORB.), *Liostrea irregularis rugata* (QUENST.), *Ostrea multicosta-*

ta MÜNST., *Cardinia crassiuscula minor* (TRAUTH.), *Astarte* cf. *thalassina* QUENST., *Mactromya* cf. *hesione* (d'ORB.), *Pholadomya deshayesi* CHAP.-DEW., *Pleuromya* cf. *striatula* OPPEL, *Cerithium* sp., *Turitella* sp., *Melania* sp., *Orthostoma* sp., *Montlivaltia* sp., *Alsatites viskupi* RAKUS, *Alsatites* aff. *galbergensis* LANGE, *Saxo-ceras* cf. *costatum* LANGE, *Wachneroceras (curviceras)* cf. *elongatum* (LANGE).

Palinologický výskum zaznamenal z bridlic na Kozom vrchu bohaté spoločenstvo (P. SNOPKOVÁ 1976): *Dictyophyllitides harrisi* COUPER, *Dictyophyllitides mortoni* (DE JERSEY PLAYF. FETT.), *Cyathidites australis* COUPER, *Toroisporis (Toroisporis) mesozoi-cus* KEDVES-SIMONCSICS, *Toroisporis (Toroisporis) toralis* (LESCHIK) KEDVES-SIMONCSICS, *Toroisporis (Toroisporis) delicatus* DÖRING, *Concavisporites (Obtusisporites) undulosus* KEDVES-SIMONCSICS, *Camazonosporites aulosenensis* E. SCHULZ, *Retitriteles globosus* PIERCE, *Applanosporites trilobatus* (BALME) GOUBIN, *Taugourdeau et Balme, Corollina meyeriana* (KLAUS) VENK. et GÓCZAN, *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) R. POT. et KLAUS, *Anaplanisporites telephorus* (PAUTSCH) JANSONIUS, *Sphaeripollenites subgranulatus* COUPER, *Osmundacites* sp., *Classopollis* sp., *Cyathidites* cf. *punctatus* (DEL COURT et SPRUMONT), DELC. DETT. et HUGS, *Ginkgocycadophytus* sp., *Callialasporites dampieri* (BALME) DETT.



Obr. 17 Litologické profily krížňanským príkrovom – mladšie členy (A. KULLMANOVÁ – M. MAHEL)
a – belianska sekvencia, b – šupina Kremenín – „prechodné“ výviny, c – „prechodný“ vývin v zliechovskej jednotke, d – zliechovská sekvencia

Južne od kryštalinika Suchého rét bez výraznejšej hranice prechádza do tmavošedých až čiernych lavicovitých až masívnych, miestami doskovitých, celistvých i jemnozrnných vápencov spodného liasu. V priestore Diviaky–Ježova Ves spodný lias (hetanž a spodný sinemúr) zastupujú tmavé jemnozrnné krinoidové vápence čiastočne piesčité. Miestami sa nájdú v nich hľuzy tmavých rohovcov, našli sa i krinoidové červené vápence.

Odkryvy hnedosivých ílovcov s vložkami tmavosivých drobnokrinooidových vápencov asi 600 m jz. od kóty 538,0 m v Ježkovskej doline obsahujú hetanžské bivalvie (M. KOCHANOVÁ 1961): *Modiolus scalprum* (SOWERBY), *Pinna* cf. *folium* ((YOUNG–BIRD), *Chlamys valoniensis* (DEFRANCE), *Chlamys* cf. *falgeri* (MERIAN), *Plagiostoma* cf. *compressum* (TERQUEM), *Liostrrea* sp.. Nález rodu *Arietites* svedčí o tom, že súvrstvie siaha do sinemúru.

Vyšší lias – flekenmergel

Zastupuje súvrstvie škvornitých slienitých vápencov a slieňovcov až 250 m hrubé. Vápence a slieňovce sú výrazne lavicovité, slieňovce miestami tmavšie. Ide o typický člen zliechovskej sekvencie, charakteristický striedaním tmavošedých slienitých vápencov (hrúbky 0,5–20, ale i 60 cm) s tenkými polohami (3–5 cm) slienitých bridlic s lupienkovým rozpadom. Charakteristickým znakom súvrstvia sú tmavé škvorny v slienitých bridliciach, hlavne však vo vápencoch; zvyšky po akumulácii uhľíkatých látok i chodbičky po červoch (rôzne typy chondritov). Častejšie je súvrstvie tmavošedé, hlavne v spodnejších častiach (Kozí vrch, oblasť zliechovského Gápla) charakteru euxínskych facií.

Biofaciálne súvrstvie charakterizujú početné amonity a belemnity, červy a huby. Belemnity sú obzvlášť hojné pri Čičmanoch. Pravidelnejšie sa nájdú i foraminifery.

Vápence sú v podstate biomikrity s obsahom kalcifikovaných ihlíc, spongií, detritu, článkov echinodermatov, foraminifer *Fronicularia* a *Vidalina*, ostrakódov a ostňov ježoviek (i úlomkov bivalvií).

Základná hmota vápencov je v podstate pelitomorná, častejšie i jemnozrnná, silne znečistená globulkami pyritu, čo poukazuje na nevetrané morské dno pri rýchlej sedimentácii. Klastický kremeň v nej je zriedkavejší (0–1,5 %). Ide o sediment panvový, pomerne hlbokovodný.

Stratigraficky bolo v Strážovských vrchoch preukázané rozpätie súvrstvia od sinemúru po álen.

Bohaté lokality sú v západnej časti pohoria na Úbočke pri Čičmanoch, so stratigrafickým rozpätím sinemúr až domér (M. RAKÚS 1967); *Arietites caesar* (REYNÉS), *A. bucklandi* (Sow.), *A. turneri* (Sow.),

Coroniceras sp., *Juraphyllites* sp., *Metophioceras conybeari* (Sow.), *Vermiceras spiratissimum* (QUENSTEDT), *Microderoceras keindli* (EMMR.), *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *E. raricostatum quenstedti* (SCHAFH.), *Oxynoticeras oxynotum* (QUENSTEDT), *Partschiceras sturi* (REYNÉS), *Paltechioceras nodotianum* (D'ORB.), *Asteroceras stellare* (Sow.), *Platypleuroceras brevispina* (Sow.), *Acanthopleuroceras* sp., *Prodactylioceras davoii* (Sow.), *Protogrammoceras* cf. *celebratum* FUC., *Arietoceras* cf. *algovianum* (OPPEL), *Aegoceras capricornum* (ZIETEN), *Amaltheus margaritatus* de MONTFORT.

V oblasti Zliechova sa našli východne od vrchu Vysoká pliensbašské amonity: *Uptonia jamesoni* (Sow.).

Juhovýchodne od Javoriniek pri Zliechove sa našiel toarský druh *Dumortieria levesquei* (D'ORB.), ale i amonity áleny: *Pleydellia paucicostata* (BUCK.), *Ludwifia murchisonae* (Sow.), *Leioceras opalinum* (REINECKE).

Pri ceste Zliechov–Gápel, v susedstve dogeru na východnej päte Javorinky, sa našli formy vrchnotoarské, ale najmä álenské: *Dumortieria levesquei* (D'ORB.), *Pleydellia paucicostata* (BUCKMAN), *Ludwifia murchisonae* (Sow.), *Leioceras opalinum* (REINECKE).

Oproti osade Kuricie severne od Valaskej Belej sa našli lotarinské amonity (M. RAKÚS 1967): *Partschiceras anonymum* (HAAS), *Juraphyllites diopsis* (GEMELLARO), *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *E. raricostatum costidomus* (QUENSTEDT), *E. raricostatum quenstedti* (BÖSE), *Leptechioceras* sp., *Paltechioceras* cf. *rothpletzi* (BÖSE), *Oxynoticeras* (*Gleviceras*) cf. *subguibalianum* PIA, *Cruciloboceras* cf. *densinodum* (QUENSTEDT).

V západnej časti Strážovských vrchov je známy väčší počet amonitových lokalít:

Južne od Peťovky na ľavej strane cesty: *Asteroceras* sp., *A. obtusum* (Sow.), *Microderoceras birchi* (Sow.), *Inoceramus* cf. *vetustus* SOWERBY.

Netypický, silne vápnitý flekenmergel sz. od Trenčianskych Teplíc, jv. od kóty 298,0 m obsahuje lotarinskú faunu: *Oxynoticeras oxynotum* (QUENST.), *Microderoceras birchi* (Sow.), *Paltechioceras nodotianum* (D'ORB.), *Eoceras armatum* (Sow.), *Eparietites denotatus* (SIMPSON), *Partschiceras* sp., *Xiphoceras* sp., *Oxytoma inaequalvis* (SOWERBY), *O. münsteri* (GOLDF.), *Inoceramus* cf. *undulatus* (ZIETEN), *I. vetustus* SOWERBY.

V slieňoch pri Trenčianskych Tepliciach na sz. svahu Klepáča sa našiel pliensbašský amonit *Prodactylioceras davosi* (Sow.).

Viacere lokality amonitov sú známe od Dubnice: Severovýchodne od Starého hája (Kračinovho vrchu) východne od Dubnice: *Paltechioceras nodotianum*

num (D'ORB.), *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Gleviceras subguibalianum* (PIA).

Dubnická dolina, severný svah: *Paltechioceras nodotianum* (D'ORB.), *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Paltechioceras elicatum* BUCKMAN.

Dubnická dolina, severný svah: *Xipheroceras* sp., *Cruciloboceras crucilobatum* BUCKM., *Paltechioceras elicatum* BUCKMAN, *Paltechioceras nodotianum* (D'ORB.).

Dubnická dolina, nad včelínom: *Paltechioceras nodotianum* (D'ORB.), *Microderoceras birchi* (SOW.), *Eparietites denotatus* (SIMPSON).

Pri Dubnici nad majerom Prejtej (v doline asi 170 m j. od kóty 463,5 m, Pliešky: *Microderoceras birchi* (SOW.), *Oxytoma muensteri* (GOLDFUSS).

Severovýchodný svah Starého hája, horná cesta: *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Gleviceras subguibalianum* (PIA).

Lieskovská dolina, nad strelnicou, asi 170 m od kóty 463,5 m, Pliešky: *Paltechioceras aplanatum* (HYATT), *Inoceramus* cf. *vetustus* (SOWERBY), I, cf. *ventricosus* (SOWERBY), *Oxytoma inaequivalvia* (SOWERBY).

Zárez lesnej cesty, j. svah vrchu Pliešky nad Lieskovskou dolinou: *Paltechioceras nodotianum* (D'ORB.).

Pliensbach (carix) je doložený nálezom amonita *Uptonia jamesoni* (Sow.) na lokalitách Starý háj a Lieskovec–strelnica; *Androgynoceras capricornum* (SCHLOTH.) na severnom svahu Starého hája.

Zaujímavé výskyty vrchného liasu sú pri Dubnici v nadloží manínskej jednotky. Sú to pomerne svetlé až béžové vápence s malým podielom slienitých bridlíc. Majú štruktúru organodetrítickú pri peliticko-ílovito-vápnitej základnej hmote s hojnými úlomkami kalcifikovaných ihlic húb, s ojedinelými foraminiferami nodosáriového typu a zriedkavými rekryštalizovanými článkami echinodermatov. V zhluchoch sa nájdu zrníčka pyritu. Na Ostrom vrchu pri Dubnici pripomínajú svojím typom biankónové vápence titónu; majú však hojné tmavé škvrny. Na Dubovej pri Trenčianskej Teplej sa v tomto type flekenmerglu našli amonity pliensbachu až doméru (M. RAKÚS 1967): *Partchiceras* cf. *anonymum* (HAAS), *Calliphylloceras* sp., *Lytoceras* cf. *fimbriatum* (SOW.), *L.* sp., *Prodactylioceras davoei* (SOW.), *Acanthopleitoceras* sp., *Androgynoceras* cf. *capricornum* (SCHLOTHEIM), *A. maculatum* (YOUNG–BORD), *Oistoceras figulinum* (SIMPSON), *Reynesceras* sp., *Fucinoceras* aff. *pectinatum* (MENEH.), *F.* sep. (úlomky), *Protogrammoceras celebratum* (FUCINI), *Arietoceras* cf. *algovianum* (OPPEL), *Amaltheus margaritatus* de MONTFORT.

Na svahoch Starého hája (Kručínov vrch) s niekoľkými lokalitami amonitov sú polohy slienitých vápencov poprasterané tmavými silicitmi.

Kremitý flekenmergel je častejší v najvrchnejšej časti. V okolí Valaskej Belej dosahuje hrúbku 10–15 m. Súvrstvie je vápnitejšie a má uprostred vápencových lavíc tmavosivé rohovce. Polohy rohovcov a vápencov oddeľujú tenké medzivrstvičky vápnitých ílovcov. Pre hojnosť ihlic húb menlivého množstva možno hovoriť o spongiovej mikrofacii. Ihlice húb sú silicifikované i kalcifikované. Nájdu sa i prierezy tenkoschránkových lamelibranchiátov, ostne ježoviek, krinoidové články a drobné foraminifery – *Nodosaria*.

Polohy rohovcov sú prestúpené puklinami vyplnenými svetlým kalcitom a kryštalickým SiO₂. Ojedinele v najvrchnejšej časti liasu sa nájdu červenohnedé hľuznaté vápence s hematitovými polohami, i to len ako polohy málo metrov hrubé (Škripovská dolina).

Uprostred typického flekenmerglu vystupujú i polohy tmavošedých doskovitých vápencov čiastočne slabokrinooidových. Nájdu sa i bielosivé hrubozrnné krinooidové vápence. V Škripovskej doline severne od Valaskej Belej najvrchnejší lias-toark zastupujú čiastočne hľuznaté červené vápence s hematizovanými polohami.

V ceste Čičmany–Zliechov najvyššiu časť liasového súvrstvia zastupujú červené slieňovce s rostrami belemnitov a s amonitmi stredného toarku (určil M. RAKÚS): *Dactylioceras* (*Peronoceras*) sp. V tomto súvrství sú i prejavy synsedimentárnej sklzovej tektoniky. V nadloží leží asi 4 m hrubá poloha zelenkasto-svetlosivých zrnitých vápencov preplnených úlomkami juvenilných misiek bivalvií (pravdepodobne druhu *Bositra buchii*) s krinooidovými článkami a ostrakódmi a so zriedkavým výskytom zrníek kremeňa (J. MIČHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1980).

Južne od kryštalínika Suchého doskovité až lavicovité, sivé až tmavosivé vápence s tmavšími škvrnami vo vrchnejších polohách prechádzajú do silitických vápencov; kremitý flekenmergel. V priestore Ježkova Ves–Diviaky sa v svetlošedých celistvých slienitých vápencoch s tmavými škvrnami, striedajúcich sa s polohami šedých slienitých bridlíc, našli amonity lotaringu i najvrchnejšieho sinemúru (určil M. RAKÚS): *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *E. raricostatum costidomus* (QUENSTEDT), *Paltechioceras bavaricum* (BÖSE) *Lepterioceras* sp., *Oxynoticeras oxynotum* (QUENSTEDT), *O.* (*Gleviceras*) *subguibalianum* PIA. Amonity doprevádzajú i bivalvie rodu *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORBIGNY).

V nadloží typických škvrnitých vápencov, zväčša lotarinských, je sotva 40 cm hrubá poloha silicitických vápencov. Nasledujú červené doskovité celistvé i jemnozrnné, čiastočne slienité vápence s domérským amonitom *Arietoceras algovianum* (OPPEL).

Najvrchnejší lias-toark zastupujú ružové vápence

s hojnými belemnitmi a pseudohľuznaté až hľuznaté vápence *Grammoceras thouarcense* (D'ORB.).

Vyššie uvedené pestré fácie liasu sú zrejme charakteristické pre južnejšiu oblasť krížňanského príkrovu. V podstatnej časti pohoria škvornité vápence so siliciti-ami prechádzajú do tmavých rádiolaritov dogeru.

Doger – šedé rádioláριοvé vápence a rádiolarity

Súvrstvie tenkých lavicovitých až doskovitých kremi-tych rádioláριοvých vápencov a rádiolaritov, často rytmicky sa striedajúcich s medzivrstvičkami (3–4 cm) bridlíc. Hrúbka lavíc (10–15 cm) vo verti-kálnom a horizontálnom smere sa na veľké vzdiale-nosti nemení. Ohraničenie lavíc je ostré, často lemo-vané zvetrávajúcimi pásmi rohovcov. Hľuzy rohovcov sú rozptýlené aj v samotných vápencoch. Rádiolarity sú prestúpené výraznými žilkami kalcitu.

Základná hmota rádioláριοvých vápencov tvorená karbonáto-vým kalom obsahuje mikrokryštalický SiO_2 , ktorého obsah sa pohybuje od 34,2 do 49 %, u rádiolaritov je to 64,6 % SiO_2 . Prítomné sú i globulky pyritu, ílovité minerály, augitické plagiokla-sy. Sú to biomikrity rádioláριοvej mikrofácie s rádioláriami, zried-kavejšie s kalcifikovanými ihlicami hubiek. Nájdu sa i prierezy vlákien lamelibrančiátov. V zelenkastosivých a sivých kremi-tych vápencoch s polohami rádiolaritov sú hojné kalcifikované rádiolá-rie, zriedkavo *Globochaete alpina* LOMBARD, krinoidové články, aptychy a jemný organogénny detrit. Klastický kremeň a hydrosfud-y sa nájdu len ojedinele.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia vyplýva z pozície medzi hornou hranicou flekenmerglu (toark-álen) a nadložnými červenými vápencami s protoglobigerí-novou mikrofáciou (kimeridž).

Doskovité rádiolarity a rádioláριοvé vápence s polo-hami slieňovcov sú farby tmavošedej a šedej. Spodná i horná hranica súvrstvia nie je výrazná. Hrúbka dosiek dosahuje 5–10 cm.

Južne od Suchého v južnej strane Strážovských vrchov doskovité rádiolarity a rádioláριοvé vápence s polohami slieňovcov majú tmavošedú až zelenošedú farbu.

Profil pri Ježkovej Vsi poskytuje možnosť pozorovať jednotlivé horninové typy dogeru v takomto slede (M. MAHEL 1961):

- svetlošedé celistvé tenkolavicovité vápence,
- šedé zbridličnaté silicity (15 cm),
- medzivrstvičky vápnitých bridlíc (3 cm),
- šedý celistvý rádiolarit (5 cm),
- slienité vápence striedajúce sa so šedými siliciti (4 m),
- silicitické slienité vápence žltohnedé, červenkasté až hnedo-červené silicity s prechodom do malmu.

Malm – červené rádioláριοvé vápence a rádiolarity

Malm, a to spodný, zastupujú červenkasté, miestami žltkavé rádioláριοvé vápence a rádiolarity, doskovité

s medzivrstvičkami červených ílovcov a slieňovcov. Rádiolarity sú prestúpené sieťou výrazných kalcito-vých žiliek. Mikroskopicky táto hornina vykazuje organogénnu kalovú štruktúru s hojným podielom silicifikovaných i kalcifikovaných rádiolárií, ojedinele i foraminifery. Rádiolárie vytvárajú svetlé okrúhle útvary, ktoré výrazne vystupujú v základnej hmote. Polohy vápencov uprostred pestrých rádiolaritov vy-kazujú mikritickú prekremenú základnú hmotu s prierezmi vlákien a článkov krinoidov.

Vo vrchnejších polohách malmu sú častejšie dosko-vité i zbridličnaté vápence s hľuzami červených rádiolaritov. I v nich sú početné rádioláριοvé, ale i sakokómové výskyty medzi Zliechovom a Košeckým Rovným i aptychy radu *Lamellaptychus*.

Častejšie je hranica medzi rádioláριοvým dogerom a malmom problematická, obzvlášť, kde celé súvrstvie dosahuje hrúbku len málo metrov. Súvislejší profil je odkrytý v záreze cesty na Zelenú Žabu v Trenčian-skych Tepliciach.

Vápence v spodnej časti sú vláknovoglobigerínovej mikrofácie. Častejšia je i mikrofácia rádioláριοvá (A. KULLMANOVÁ 1976). Vyššie polohy ružových hľuzna-tych vápencov obsahujú v mikritickej základnej hmo-te hojné sakokómy – sú kimeridžské. Doprevádzajú ich hrudky, aptychy, amonity, ale i kadosíny: *Cadosi-na parvula* (NAGY), *Cadosina malmica* (BORZA), *Cadosina carpathica* (BORZA). V minimálnom množstve sa nájde (asi 1 %) i klastický kremeň siltovej frakcie.

Hrubý súbor zelených a hlavne červených rádiolari-tov možno porovnať s homolskou skupinou. Ide zrej-me o hlbokomorské sedimenty vzniknulé pod úrov-ňou kompenzačnej hladiny kalcitu.

Rádiolarity sú tvorené mikrokryštalickým kremeňom a vlákní-tým chalcedónom. Obsahujú svetlejšie prierezy rádiolárií (vyplnené chalcedónom, zriedkavejšie zrnitým kremeňom, niekedy kalcifiko-vané), ihlice húb a krinoidové články. V kremi-tych partiách sú drobné klenčky autigénnych karbonátov a nepravidelné zhluky kalcitu, ojedinele sa vyskytujú kryštáliky pyritu.

V nadloží rádiolaritov miestami vystupujú sivé a si-vozelené lavicovité až doskovité kremité vápence s polohami slieňovcov. Vápence sú mikritové, miesta-mi slabo rekryštalizované, bohaté na organický detrit, kalcifikované rádiolárie, uhlice húb, úlomky schránok bivalvií (filamenty), krinoidové články, juvenilné ap-tychy a belemnity, zriedkavé zrná kremeňa, lupienky muskovitu, chloritu a hydrosfudy, ojedinelé kryštáliky autigénneho kremeňa. Mikrofauna (K. BORZA in J. MICHALÍK et al. 1980) – *Saccocoma* sp., *Colomisphae-ra carpathica* (BORZA), *Colomisphaera minutissima* (COLOM), *Globochaete alpina* LOMBARD, *Didemnoi-des moreti* (DURAND DELGA) – indikuje pravdepod-odobný kimeridžský vek.

Červené a sivé slienité vápence miestami zastupujú i spodný titón. Obsahujú juvenilné aptychy, najmä: *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL), *Punctaptychus punctatus punctatus* (VOLTZ), *Saccocoma* sp., krinoidové články, krátke „filamenty“, *Globochaete alpina* LOMBARD *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Colomisphaera minutissima* (COLOM), *Colomisphaera carpathica* (BORZA) a *Cadosina* cf. *fusca* WANNER.

Vrchné časti červených vápencov prechádzajú do titónskych svetloružových tenkodoskovitých hluznatých vápencov (Škripovská dolina) s krasikoláriami: *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria intermedia* (DURAND-DELGA) a s *Calpionella alpina* LORENZ.

Tieto aptychové a sakokómové vápence sivozelené, červenkasté, tenkovrstevnaté (2–5–8 cm) i bridličnaté slaboslienité vápence (hrúbka 25–50 m) sú často jemnozrnné, slabokrinoidové s ojedinelými šupinkami sericitu na vrstevných plochách. Vykazujú až 21,04 % SiO₂. Biomikrity s prevahou kalcifikovaných rádiolárií 77 %, so sakokómami, často v laminách, s kalcifikovanými ihlicami hubiek, schránkami pelagických bivalvií, prierezmi aptychov s *Globochaete alpina* LOM. (28 %), *Stomiosphaera moluccana* WANNER (14 %), *Cadosina lepidosa* VOGLER (14 %) a s foraminiferami. Nájdú sa i ostrakódy, ostne ježoviek, juvenilné schránky amonitov (7 %), *Cadosina malmica* BORZA, *Chitinoidea* sp. a problematická.

„Prechodné“ sekvencie šošovkového pásma Kremenín

V priestore Valaská Belá–Čierna Lehota v nadloží belianskej série vystupuje šošovkovité pásmo s niektorými plytkovodnejšími fáciami. Pozoruhodnejšie je však, že do takýchto fácií prechádzajú laterálne pri západnom ukončení gápeľskej digitácie i vyššie opísané jurské fácie hlbokovodnej zliechovskej, a to: „grestenské“ vrstvy, flekenmergel, rádiolariové vápence, rádiolarity, a to na západnom svahu Kremeného vrchu a na svahoch Bebravskej kotliny severne od Čiernej Lehoty. Medzi plytkovodnejšie členy počítame:

Lias – krinoidové a brekciové vápence

Hetanž až lotaring zastupujú krinoidové vápence prarastené hluzami 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 hojnosťou brachiopódovej a lamelibrančiátovej fauny.

Tmavé brekcie a brekciové vápence v spodnej časti dosahujú 7–12 m, vytvárajú menšie skalky, v ktorých možno sledovať prechod do krinoidových vápencov. Povrch je častejšie posiaty belemniti (A. KULLMANOVÁ 1976). Brekcie sú málo vytriedené, tmelené kalovým pelitom; brekciové vápence mikritom. Ostrohranné úlomky (veľkosť 1–15 cm) majú korodovaný okraj; tvoria ich viaceré typy vápencov, silicity i tmavé fosfority.

V medzihmote sú hojné úlomky dobre vytriedených krinoidových článkov, ale i foraminifery: *Involutina liassica* (JONES), *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER), *Vidalina martana* (FARINACI), *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Ophthalmidium* sp.; nájdú sa i ostne ježoviek, úlomky schránok ostrakódov, úlomky lamelibrančiátov, brachiopódov a gastropódov.

V brekciách uprostred tmavej základnej hmoty (predstavujúcej redukčné prostredie) je nahromadená bohatá makrofauna, hlavne amonity s jadrami vyplnenými tmavou ílovito-fosforitovou hmotou.

V dolinke – na svahu pri vyústení Hluchej doliny, asi 2 km na sever od Čiernej Lehoty v sutinových balvanoch z brekciovitých vápencov s čiernymi závalkami a z lumachelovitých sivých vápencov pochádza makrofauna (M. KOCHANOVÁ 1961, J. PEVNÝ 1971): „*Rhynchonella*“ *lubrica* UHL., „*Rh.*“ *grappini* OPP., „*Rh.*“ *grappini humilis* STUR, *Rostrirhynchia sancti hilarii* (BÖSE), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Spiriferina alpina* OPP., *Sp. obtusa* OPP., *Lobothyris andleri* (OPP.), *Zeilleria alpina* (OPP.), *Z. subnumismalis* (DAV.), *Z. ewaldi* (OPP.), *Z. mutabilis* (OPP.), *Z. cor* (LAM.), *Cincta numismalis* (LAM.), *Paraliodon hettangiensis* (TERG.), *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORB.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Ch. Textoria* (SCHLOTH.), *Camptonectes* (*Camptochlamys*) *subreticulata* (STOL.), *Eopecten tumidus* (HARTM.), *Pseudolimea hettangiensis* TERQ., *Plagiostoma exaltatum* (TERQ.), *Plagiostoma punctatum* (SOW.), *P. giganteum* (SOW.), *Antiquilima succinctum* (SCHLOTH.), *Anomia nuda* (TERQ. – PIETTE), *Pholadomya* aff. *fortunata* (DUMORT.), *Myoconcha* sp., *Calliostoma* sp., *Entolium calvum* (GOLDFUSS).

V doline na svahu pod skalami v sutinách sa našli spodnoliasové amonity (M. RAKÚS 1962): *Psiloceras* (*Caloceras*) *torus* (D'ORB.), *Charmaseiceras* sp. ex gr. *ventricosum* CANOV., *Ch. charmasei* (D'ORB.).

Sivé hrubozrnejšie krinoidové vápence sú spravidla lavicovité (lavice 20–55 cm), oddelené medzivrstvickami piesčito-vápnitých ílovcov.

Mikroskopicky predstavujú vápence biosparity, kalkarenity s horninotvorným množstvom rozlámaných krinoidových článkov, ale i s úlomkami starších vápencových hornín, kalcirudity. Klastický kremeň je zastúpený v malom množstve (2–3 %) o veľkosti zrn od 0,1 do 0,26 mm. Hojnejšie sú zrnká glaukonitu (A. KULLMANOVÁ 1976).

Vyššie prevládajú krinoidové vápence so spongolitmi, biosparity, kalkarenity a kalcirudity. Brekciové vápence vo vyšších polohách súvrstvia tvoria len tenšie vložky, hlavne v ich spodných častiach, a obsahujú malé ostrohranné úlomky spongiového biomikritu a piesčito-krinoidových vápencov.

Spongolity tvoria tenké 3–5 cm polohy, hojnejšie vo vrchných častiach súvrstvia patria k tzv. nedokončeným silicitom – rohovcovým vápencom.

Jemnozrné krinoidové vápence, biomikrity vedľa rozlamaných článkov krinoidov obsahujú i dobre zachované okrúhle články so zachovanou pôvodnou sieťovou štruktúrou. Obsahujú miestami výraznejšiu klastickú prímies drobných zrn kremeňa (veľkosť do 0,06 mm). I tieto sú pomerne bohaté na glaukonit v zrnkách i vo výplni kanálikov krinoidových článkov, často sa vyskytuje rozptýlený a pigmentujúci organogénny detrit.

Makrofauna je v opisovanom súvrství zvlášť bohatá (M. RAKÚS 1962, M. MAHEL 1961, 1967, M. KOCHANOVÁ–J. PEVNÝ 1976); krinoidové vápence hlavne hrubozrnné sú bohaté na úlomky brachiopódov a lamelibranchiátov.

Lavice brekciovitých a sivých vápencov obsahujú brachiopódy jv. od kóty 726 s. od Čiernej Lehoty na lokalite Zarastený svah, vekového rozpätia spodný až stredný lias: *Lobothyris punctata* (SOW.), "*Rhynchonella*" *polyptycha* OPP., "*Rhynchonella*" *latifrons* STUR, "*Rhynchonella*" *greppini* OPP., "*Rhynchonella*" *delottoi* PIAZ, aff. *belemnita* (QUENST.), *Cirpa belemnita multicostata* (BÖSE), *Piarorhynchia juvenis* (QUENST.), *Piarorhynchia alberti* (OPP.), *Piarorhynchia alberti lobata* (GEY.), *Rudirhynchia calcicosta* (QUENST.), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Furcirhynchia furcillata* (THEORD.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Cincta numismalis* (LAM.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Zeilleria cornuta* (SOW.), *Zeilleria mutabilis* (OPP.), *Nucleata nimba* (OPP.), *Spiriferina rostrata* (ZIET.), *Spiriferina angulata* OPP.

I lamelibranchiáty z tejto lokality poukazujú na spodný lias (M. KOCHANOVÁ 1961): *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORB.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chlamys* sp. 1, *Chlamys* sp. 2, *Chlamys* (*Aequipecten*) *thiollieri* (MARTIN), *Camptonectes* (*Camptochlamys*) *subreticulata* (STOL.), *Entolium calvum* (GOLDF.), *Plicatula* cf. *deslongchampsii* TERQ.–PIETTE, *Plicatula* cf. *oceanii* (D'ORB.), *Pseudolimea* cf. *duplicata* (SOW.), *Pseudolimea hettangiensis* TERQ., *Plagiostoma punctatum* (SOW.), *Antiquilima* cf. *succinctum* (SCHLOTH.), *Gryphaea arcuata* (LAM.), *Astarte* sp. Našli sa i gastropódy: *Mactromya hesione* (D'ORB.), *Cardinia hybrida* (SOW.), *Pleurotomaris anglica* (SOW.).

Lavicovité, sivasté celistvé vápence, jemnozrné, slabokrinooidové vápence na ľavom svahu Hlučej doliny, južne od kóty 878, na okraji lesa obsahujú lumachely s faunou (J. PEVNÝ 1971, M. KOCHANOVÁ 1961): *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Lobothyris punctata* (SOW.), *Cincta numismalis* (LAM.), *Spiriferina alpina* OPP., *Spiriferina tumida* (BUCH.), *Cirpa fronto* (QUENST.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Rimihynchia* cf. *rimosa* (BUCH.), "*Rhynchonella*" *polyptycha* OPP., "*Rhynchonella*" *greppini* OPP., "*Rhynchonella*" cf. *greppini* OPP., "*Rhynchonella*" *sublatifrons* BÖSE, *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORB.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chlamys* cf. *dispar* (TERQ.), *Camptonectes* (*Camptochlamys*) *subreticulata* (STOL.), *Eopecten hettangiensis* (DELAS), *Eopecten tumidus* (HARTMANN), *Entolium calvum* (GOLDF.), *Plicatula* cf. *acuminata* TERQ.–PIETTE, *Antiquilima succincta* (SCHLOTH.), *Gryphaea arcuata* (LAM.), *Anomia* cf. *striatula* OPP.

Na svahu medzi Kremeníšťom, k. 787,5, a Starou Bebravou jz. od kóty 787,5 sa v slabokrinooidových tmavosivých vápencoch našli brachiopódy, ktorých vekové rozšírenie zodpovedá spodnému až strednému liasu: *Cuneirhynchia* cf. *oxynoti* (QUENST.), "*Rhynchonella*" *greppini* OPP., "*Rhynchonella*" *polyptycha* OPP., *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Cincta numismalis* (LAM.).

Na západnom svahu doliny Starej Bebravy v sivých celistvých i jemnozrných, silne brekciovitých vápencoch poprerastaných silicitmi sa našiel (M. RAKÚS 1975) *Coroniceras bisulcatum* (BRUG.) veku sínemúrskeho. V sivých jemnozrných vápencoch sa našiel lotarinský amonit *Oxynotoceras oxynotum* (QUENST.).

Vyššie polohy jemnozrných krinoidových vápencov s *Amalteus subnodosus* (YOUNG et BIRD) a *Calliphyloceras nilsoni* (HÉBERT) sú zrejme už domérskeho až toarského veku.

Laterálne opísaný výrazne plytkovodný charakter liasu mení sa veľmi rýchlo na tzv. prechodný, či zmiešaný typ. Spodnému liasu patria doskovité a lavicovité tmavošedé celistvé vápence a krinoidové vápence prerastené rohovcami, doprevádzané polohami tmavých slienitých bridlíc a slieňov. Vystrieda ich tmavý netypický flekenmergel so škvrnitými 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 a slienitých bridlíc so šošovkami hematizovaných vápencov.

Titón–apt – slienité vápence a slieňovce

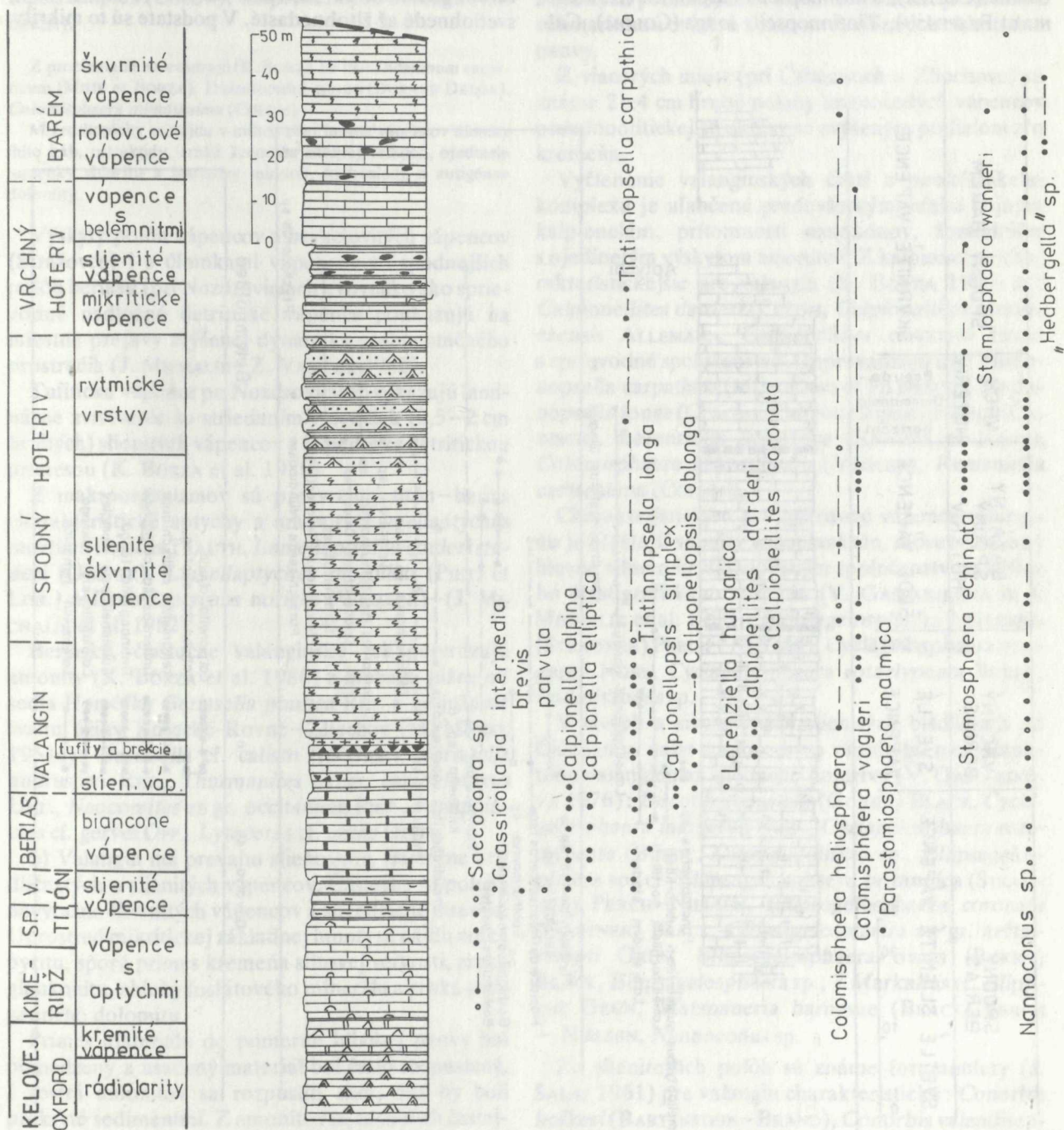
Predstavujú hrubý (až 600 m) komplex s prevahou šedých slaboslienitých vápencov a slieňovcov stratigrafického rozpätia vrchný titón až apt. V podrobnostiach je však oveľa pestrejší, so zmenami v horizontálnom i vo vertikálnom smere. Faunisticky je pomerne bohatý; vďaka biostratigrafickej prepracovanosti viacerých profilov patria Strážovské vrchy k najlepšie preskúmaným oblastiam (M. MAHEL 1961a, K. BORZA–J. MICHALÍK–J. VAŠÍČEK 1979, J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1979, K. BORZA et al. 1980, Z. VAŠÍČEK–J. MICHALÍK 1981, V. GAŠPARIKOVÁ 1980b). S výnimkou aptu nie sú zatiaľ vypracované podrobnejšie kritériá pre litologické členenie celého komplexu. Biostratigrafické štúdiá však umožnili v celom rade profilov bližšie poznať jednotlivé útvary (obr. 18, 19).

a) Vrchný titón–berias: zastupujú ho kalcionelové vápence typu biancone s l. Sú prevažne svetlosivé, zelenkasté, zriedkavejšie červenkasté s hladkým lastúrnatým lomom, dokonale vrstevnaté (30–40 cm) s medzivrstvičkami slienitých bridlíc hrúbky 30–50 m. Vrchnotitónske vápence sa veľmi často vyvíjajú z aptychových sakokómových vápencov, prípadne z vápencov typu ammonitico rosso s. l.

Vápence sa mikroskopicky javia ako biomikrity, v ktorých sú v jemnej mikritickej karbonátovej hmote rozptýlené flovité minerály, globulky pyritu a drobné aleuritické zrnká klastického kremeňa. Od vápencov neokómu sa častejšie líšia väčším obsahom CaCO₃ – 80–86 % a nižším obsahom flovitých minerálov. Zo spoločenstva mikroorganizmov sú charakteristické hojné krasikolárie, prvé masovejšie vystupujúce tintinidy, popri nich sú hojné i globochéty.

Pre vrchný titón sú charakteristické kalpionely (K. BORZA 1979): *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Crassicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), prvé malé formy *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU). Zriedka *Calpionella alpina* LORENZ, *Colomisphaera minutissima* (COLOM), *Globochaete alpina* LOMBARD.

Nájdu sa rádiolárie, ojedinele úlomky krinoidových článkov a ostrakódy. Z makrofauny zvlášť charakteristické sú aptychy pod Strážovcami (K. BORZA et al. 1980), a to: *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL), *Punctaptychus punctatus punctatus*. Pri ceste na svahu Strážovce: *Lamellaptychus beyrichi beyrichi* (OPPEL), *Lamellaptychus mortilleti retroflexus* TRAUTH, *Punctaptychus punctatus punctatus* VOLTZ.

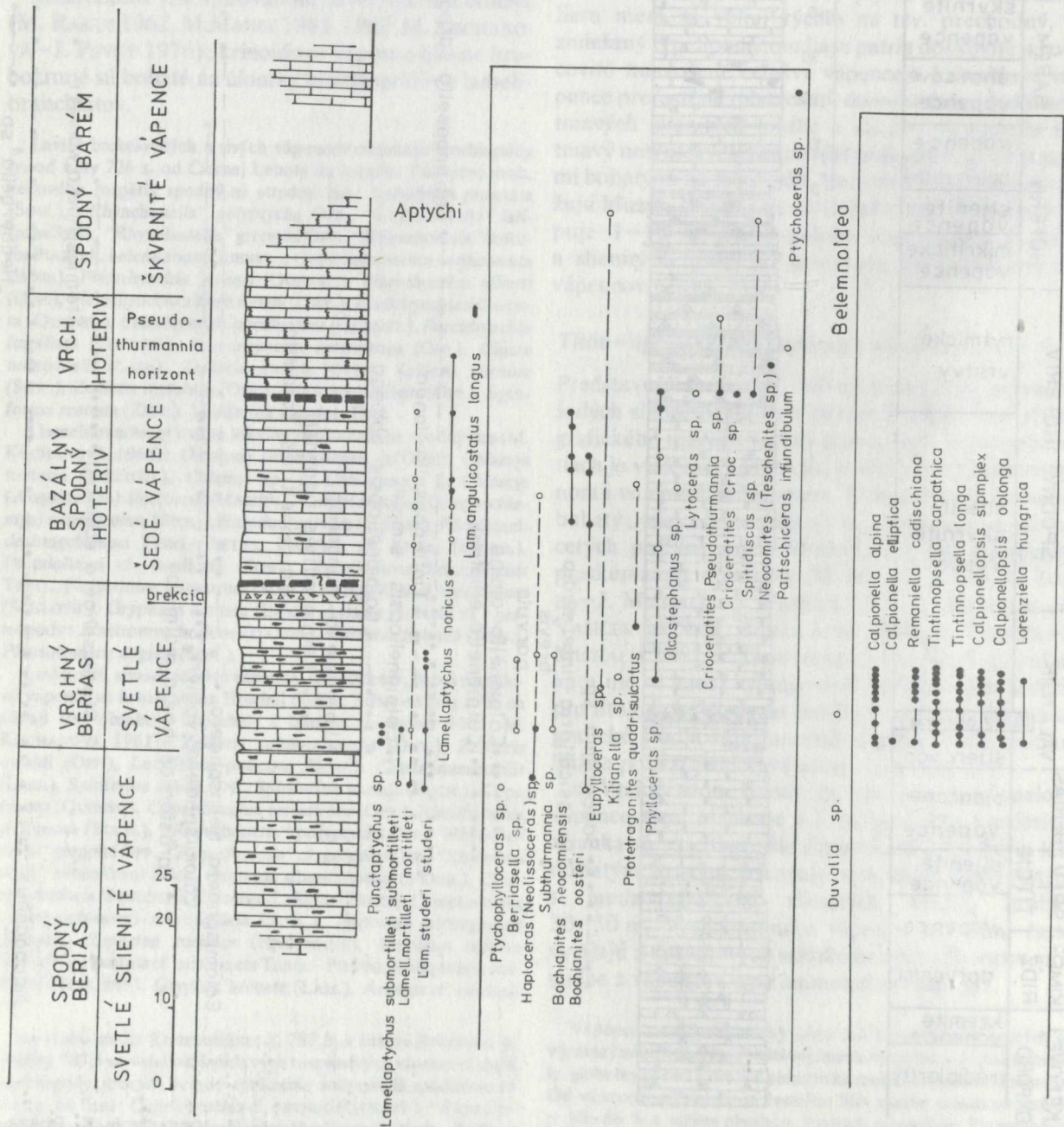


Obr. 18 Litologicko-stratigrafický profil (kelovej - barém) zliechovskou skupinou - Strážovce (J. MICHALÍK in K. BORZA-V. GAŠPARIKOVÁ-J. MICHALÍK-Z. VAŠIČEK 1980)

Miestami najvrchnejšiu časť titónu zastupujú hru-
bolavicovité až 20 m hrubé celistvé vápence, v ktorých
len spodnú časť charakterizuje vrchnotitónske až
vrchnoberiaské spoločenstvo mikrofosílií (J. MI-
CHALIK et al. 1981) a tintinidy i ďalšie kalpionely,
ktoré poukazujú na príslušnosť k beriasu (K. BORZA et
al. 1980) s hojnými *Calpionella alpina* LORENZ, zried-
kavo *Calpionella elliptica* CADISCH, *Remaniella cadis-
chiana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (BURGEA-
NU et FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Cal-*

pionellopsis simplex (COLOM), *Calpionellopsis oblon-
ga* (CADISCH), *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY,
Cadosina fusca WANNER, *Globochaete alpina* LOM-
BARD. Nájdú sa i nanokóny *Diazomatolithus subbetti-
cus* GRÜN, charakteristické pre berias až valangin.

Svetlosivé doskovite slienité vápence, často apty-
chové s polohami lavicovitých svetlosivých celistvých
mikritických vápencov typu biancone siahajú do be-
riasu. Miestami sú vápence slienité (Stráne), inde
svetlohnedé až žltohnedasté. V podstate sú to mikrity



Obr. 19 Litostratigrafický profil spodnokriedovým súvrstvím nozdrovického vývinu u Nozdrovic (J. MICHALIK 1978)

až biomikrity s hojnými kalpionelami (K. BORZA 1979, A. KULLMANOVÁ 1976): *Calpionella elliptica* CADISCH, *Calpionella alpina* LORENZ. Obzvlášť charakteristické pre vyššie berias sú tintinopsely: *Tintinopsella carpatica* MURGEANU et FILIPESCU, *Tintinopsella longa* COLOM, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, *Lorenziella plicata* KNAUER et NAGY, *Cadosina fusca* WANNER. Pre vrchnú zónu beriasu sú typické: *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH).

Z problematik sa uvádzajú (K. BORZA 1979): *Didemnum carpaticum* (MIŠTĚK et BORZA), *Didemnooides moreti* (DURAND DELGA), *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

Mikroskopicky sa nájdu v mikritickej hmote vápencov úlomky ihlič húb, ostrakódy, zrnká kremeňa siltovej veľkosti, ojedinele lupienky chloritu a fosfátový minerál, hydrosľudy a autigénne dolomity.

Výskyty polôh vápencov a brekciovitých vápencov (Strážovce) i s úlomkami vápencov zo spodnejších polôh beriasu (pri Nozdroviciach), rovnako ako sprievodné nadložné detritické vápence poukazujú na miestne prejavy zvýšenej dynamiky sedimentačného prostredia (J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1980).

Tufitické vápence pri Nozdroviciach vykazujú laminárne zvrstvenie so striedaním vrstvičiek (0,5–2 cm hrubých) slienitých vápencov a vápencov s detritickou prímiesou (K. BORZA et al. 1980).

Z makroorganizmov sú pre vrchný titón–berias charakteristické aptychy a amonity: *Lamellaptychus mortileti noricus* TRAUTH, *Lamellaptychus studeri studeri* (OOSTER), *Lamellaptychus mortileti* (PIET. et LOR.) a *Lamellaptychus noricus* (WINKLER)–(J. MICHALÍK et al. 1982).

Beriaský, čiastočne valanginský vek potvrdzujú amonity (K. BORZA et al. 1980) z hrebeňa južne od sedla Homôľky *Beriasella pontica* RET. a na južnom svahu úžiny Košecké Rovné–Zliechov (M. MAHEL 1961a): *Beriasella* cf. *calisto* ((D'ORB.), *Beriasella andrusowi* RET., *Thurmanites* ex gr. *campylotoxus* UHL., *Neocomites* ex gr. *occitanicus* PIET., *Perisphinctes* cf. *gervei* OPP., *Lytoceras* cf. *sutile* OPPEL.

b) Valangin má prevahu slieňovcov, čiastočne bridličnatých a slienitých vápencov. Častejšie sú polohy nevýrazne škvornitých vápencov a súvrstvie je tmavšie. Uprostred mikritickej základnej hmoty sa nájdu zrnká pyritu, sporá prímies kremeňa siltovej veľkosti, zrnká glaukonitu, zhluky fosfátového minerálu a zrnká autigénneho dolomitu.

Prímies materiálu do pomerne hlbkej panvy bol obmedzený a usadený materiál bol často rozpustený. I rostrá amonitov sa rozpustili skôr, než by boli prekryté sedimentmi. Z amonitov sa zachovali častejšie len úlomky nedokonalých skulptúrnych jadier,

rostrá belemnitov sú korodované, častejšie sú aptychy. Bioturbácia sedimentov bola nedokonalá, obmedzená len na niektoré horizonty.

Klastické vápence a brekcie sa nájdu v záreze cesty Čičmany–Zliechov i pri Nozdroviciach (K. BORZA–J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1979). Tzv. nozdrovická brekcia sa skladá z úlomkov vápencov (aj spodnotitónskych) nepravidelného tvaru a rozdielneho farebného odtieňa, veľkosti 0,5–3 cm. Skladba brekcie z úlomkov z blízkych podložných horizontov poukazuje na vznik submarinnou eróziou z mierne vyvýšených oblastí dna panvy.

Z viacerých miest (pri Čičmanoch a Zliechove) sú známe 2–4 cm hrubé polohy tmavošedých vápencov pseudooolitickej štruktúry so zvýšeným podielom zrn kremeňa.

Vyčlenenie valanginských častí z neokómskeho komplexu je uľahčené predovšetkým vďaka hojným kalpionelám, prítomnosti nanokónov, foraminifer s ojedinelým výskytom amonitov. Z kalpionel najcharakteristickejšie pre valangin (K. BORZA 1980) sú: *Calpionellites darderi* (COLOM), *Calpionellites caravacaensis* ALLEMANN, *Calpionellites coronata* TREJO a sprievodné spoločenstvo. Doprevádzajú ich: *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinopsella longa* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Lorenziella hungarica* (KNAUER et NAGY), *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Remaniella cadischiana* (COLOM).

Charakteristickým pre mikritové vápence valanginu je i častejší vápnitý nanoplanktón, reprezentovaný hlavne silne rekrystalizovaným spoločenstvom širšieho stratigrafického rozpätia (V. GAŠPARIKOVÁ in J. MICHALÍK et al. 1980): *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER) PERCH–NIELSEN, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Cyclagelosphaera rotaclypeata* BUKRY, *Podorhabdus* sp.

V sivých a sivozelených slienitých bridliciach od Čičmian sa našlo spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu valanginu až spodného hoterivu (V. GAŠPARIKOVÁ 1976): *Biscutum constans* (GORKA) BLACK, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Cyclagelosphaera rotaclypeata* (BUKRY), *Diazomatolithus* sp., *Ellipsagelosphaera* sp., cf., *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER) PERCH–NIELSEN, *Ellipsogelosphaera coronata* (GARTNER) BLACK, *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftalrempti* GRÜN, *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Ellipsagelosphaera* sp., ? *Markalius* cf. *ellipticus* GRÜN, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH–NIELSEN, *Nannoconus* sp.

Zo slienitejších polôh sú známe foraminifery (J. SALAJ 1961) pre valangin charakteristické: *Conorbis hofkeri* (BARTENSTEIN–BRAND), *Conorbis valendisensis* BARTENSTEIN–BRAND a sprievodné spoločenstvo:

Lenticulina ouachensis (SIGAL), *Lenticulina guttata* TEN DAM, *Vaginulina* cf. *costulata* RÖMER, *Lagena* cf. *sulcata* (WALKER-JACOB), *Lingulina semiornata* REUSS, *Flabelinella didyma* (BERTHELIN).

Amonitmi je preukázaný vek súvrstvia na severnom svahu úžiny Košecké Rovné-Zliechov (M. ERISTAVI 1961): *Kilianella* cf. *roubandiana*.

c) Hoteriv sa horninovou skladbou výraznejšie nelíši od predchádzajúcich útvarov neokómu. Zato nápadne odlišný je faunistickým obsahom. Je totiž faunisticky najbohatším členom neokómskeho súvrstvia.

Nanoplanktón druhove pestrý sa našiel na celom rade lokalít. Obzvlášť charakteristické pre hoteriv sú druhy (V. GAŠPARIKOVÁ 1976): *Ellipsagelosphaera keftakrepti* GRÜN, *Ellipsagelosphaera coronata* GARTNER BLACK, *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Cyclagelosphaera rotacypeata* BUKRY, *Microstostaurus chiastius* (WORSLEY) GRÜN, *Podorhabdus* ex gr. *dietzmanni* (REINHARDT) REINHARDT. Pridružujú sa i hojnejšie kalcifikované rádiolárie, podradnejšie i ostrakódy. Narastá význam foraminifer.

Kalpionely v hoterive prestávajú hrať dôležitú úlohu. Ojedinele sa vyskytujú *Tintinnopsella carpathica*, prípadne *Calpionella alpina*. Nápadnejší je výskyt problematických mikroorganizmov: *Stomiosphaera echinata* NOWAK, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, *Cadosina fusca* WANNER, *Colomiosphaera vogleri* (BORZA), *Colomiosphaera heliosphaera* (VOGLER).

Masovejšie sú výskyt amonitov, najmä krioceratidných. Z ostatnej makrofauny sú významné ešte aptychy, podradnejšie gastropódy, lastúrniki a brachiopódy. Zriedkavé sú ostne ježoviek, úlomky machoviek i solenoporidných rias a krinoidové články.

Svetlosivé slienité vápence a škvornité vápence s vložkami slieňov tvoria základ súvrstvia hoterivu. Len zriedkavo, a to hlavne v slienitých vápencoch, je kremeň siltovej veľkosti, častejší je pyrit. Miestami vápence obsahujú hľuzy sivých rohovcov (mojtínska cesta, Strážovce). Nájdú sa i polohy laminovaných vápencov s laminami bohatými na organogénnu drvinu. Pod Strážovcami (v závere novej cesty) v spodnom hoterive je zjavná rytmičnosť. Slienité vápence sa striedajú so zrnitými pelsparitmi až intrasparitmi a piesčitými vápencami porastenými čiernymi rohovcami. Výrazné je i gradačné zvrstvenie. V spodných rytmoch je bohatšia úlomkovitá, prúdmi prenesená fauna aptychov, amonitov, belemnitov, gastropódov i inocerámov (K. BORZA-V. GAŠPARIKOVÁ-J. MICHALÍK-Z. VAŠÍČEK 1980). Vo vyšších rytmoch sú úlomky fauny zriedkavejšie. Vo vyššej časti turbiditov prevládajú sivé škvornité vápence s *Colomiosphaera vogleri* (BORZA).

Charakteristickým členom turbiditov sú rohovcové vápence. Rohovce sú tmavosivé až čierne vrúbené prechodnou zónou; tvorí ich kryštalický kremeň so zhlukmi s autigénnymi klencami karbonátov. Sú prestúpené hojnými prasklinami vyplnenými sekundárnym kalcitom. Nad turbiditmi (J. MICHALÍK et al. 1980) vystupuje vrchnohoterivské súvrstvie (asi 35 m hrubé) bielo zvetrávajúcich slabo slienitých celistvých vápencov s belemnitmi, aptychmi a veľkými trňmi ježoviek.

Bohatstvo organizmov v hoterive dokumentuje celý rad lokalít makro- i mikroorganizmov.

Už od dôb D. Štúra sú známe viaceré lokality amonitov najmä z čelnej časti krížňanského príkrovu. Ku klasickým lokalitám patrí i úžina Košecké Rovné-Zliechov. Súvrstvie slienitých bridlíc s lavicami (70-150 cm) tmavošedých jemnozrnných vápencov, čiastočne oolitických s ojedinelými hľuzami čiernych rohovcov, obsahuje faunu amonitov, ktorá patrí do spodného hoterivu (M. ERISTAVI 1961, M. MAHEL 1961a): *Olcostephanus* cf. *astieri* (D'ORB.), *Olcostephanus* cf. *seissa* BAUM., *Olcostephanus filosa* BAUM., *Olcostephanus variegata* PAQ., *Crioceratites* ex gr. *duvali* LEV., *Olcostephanus* cf. *geubhardti* KIL., *Rogersites atherstoni* SCHARP.

Vyššie sa našli druhy, ktoré dokladajú vrchný hoteriv: *Olcostephanus* ex gr. *psilostoma* N. UHL., *Hibolites subsiformis* RAS.

Z bridličnatých polôh pochádza spoločenstvo foraminifer (J. SALAJ 1963): *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Rhizammina* cf. *indivisa* BRADY, *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Lingulina* cf. *semiornata* BARTENSTEIN et BRAND, *Epistomina caracolla*.

V následnom 10 m hrubom súvrství tmavošedých slieňov a slienitých bridlíc fauna poukazuje na vrchný hoteriv až spodný barém (M. ERISTAVI 1961): *Olcostephanus* cf. *astieri* D'ORB., *Haploceras* cf. *grassi* D'ORB., *Inoceramus* cf. *neocomiensis* D'ORB.

Mikrofauna z tohto súvrstvia vykazuje druhy (J. SALAJ 1959): *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Rhizammina* cf. *indivisa* BRADY, *Lingulina* cf. *semiornata* REUSS, *Glomospira gordialis* (JONES-PARKER), *Lenticulina* sp., *Trochamminoides* sp., *Anomalina* sp., *Epistomina caracolla* (RÖMER).

Na severnom svahu Vápenice neďaleko od opísaného profilu Košecké Rovné-Zliechov v tufitoch uprostred doskovitých vápencov v sprievode amonita rodu *Crioceratites* sa našli brachiopódy (M. MAHEL 1961a, M. SIBLÍK 1963); *Mountonithyrus mountoniana* D'ORB., *Terebratulina biauriculata* D'ORB., a *Lacunosella* (?) *mountoniana* (D'ORB.).

Bohaté spoločenstvá fauny pochádzajú z najnovších

zberov (Z. VAŠÍČEK – J. MICHALÍK 1980, J. MICHALÍK et al. 1982) z viacerých lokalít:

Južne od Dolnej Poruby sa našli amonity vrchného hoterivu: *Subsainella* cf. *sayni* (PAQUIER), *Crioceratites* (C.) ex gr. *quenstedti* (OOSTER).

V Mojtínskej ceste sa našla fauna poukazujúca – na spodný hoteriv: *Lamellaptychus didayi* (COQUAND), *Lamellaptychus seranonis* (COQUAND), *Bochianites oosteri* SARASIN et SCHÖNDELMAYER; – na vrchný hoteriv: *Lamellaptychus angulicostatus longus* TRAUTH, *Protetragonites quadrisulcatus* (D'ORBIGNY), *Crioceratites* sp., *Duvalia* sp.

Veľmi hojné sú amonity na svahoch Mraznice, a to vo viacerých skúmaných profiloch (K. BORZA et al. 1980, J. MICHALÍK et al. 1981, 1982). Zvlášť masove sa našli miestami úlomky rodu *Bochianites*, makrofauna amonitov z viacerých lokalít:

Na lokalite pod Stupníkmi boli amonity: *Phylloceiras* sp., *Bochianites* sp.

V potoku pod Svihorným: *Bochianites neocomiensis* D'ORBIGNY, *Bochianites oosteri* SARASIN et SCHÖNDELMAYER, *Neocomites* cf. *teschenensis* (UHLIG), *Protetragonites quadrisulcatus* (D'ORBIGNY), *Partschiceras infundibullum* (D'ORBIGNY), *Haploceras* (*Neolissoceras*) *grassianum* (D'ORBIGNY) a aptychy: *Lamellaptychus mortilleti retroflexus*, *Lamellaptychus mortilleti mortilleti* (PICTET et LORIOU), *Lamellaptychus didayi* (COQUAND).

Na lokalite Kamenná (v Kôšeckej doline) sa našla spodnohoterivská fauna: *Lamellaptychus angulicostatus angulicostatus* (PICTET et LORIOU), *Haploceras* (*Neolissoceras*) cf. *gracianum* (D'ORBIGNY); v spodných horizontoch vrchného hoterivu *Subsainella* cf. *sayni* (PAQUIER), *Crioceratites* sp. Na tej istej lokalite faunu bazálneho barému pseudoturmaniového horizontu zastupujú: *Crioceratites* (*Pseudothurmania*) sp., *Crioceratites* (C.) cf. *quenstedti* (OOSTER), *Crioceratites* (C.) *majoricensis* ((NOLAN), *Partschiceras* cf. *infundibulum* D'ORBIGNY, *Lamellaptychus angulicostatus longus* TRAUTH. (G. ADAMÍKOVÁ et al. 1983).

Lokalita Strážovce (cesta) je zvlášť bohatá na spodnohoterivské formy (K. BORZA et al. 1980): *Lamellaptychus didayi*, (COQUAND), *Lamellaptychus noricus*, *Lamellaptychus seranonis seranonis* (COQUAND), *Lamellaptychus beyricho-didayi*, *Lamellaptychus angulicostatus angulicostatus* (PICKET et LORIOU), *Bochianites oosteri* SARASIN et SCHÖNDELMAYER, *Bochianites neocomiensis* (D'ORBIGNY), *Olcostephanus asterianus* (D'ORBIGNY), *Pseudobelus bipartitus* BLAINVILLE, *Pseudobelus brevis* PAQUIER, *Haploceras grassianum* (D'ORBIGNY), *Haploceras* cf. *desmoceratoides* WIEDMANN, *Neocomites* (*Teschenites*) sp., *Duvalia dilatata* BLAINVILLE.

Pri Nozdroviciach v poľnej a lesnej ceste sa našla

fauna (J. MICHALÍK et al. 1982): *Protetragonites quadrisulcatus* (D'ORB.), *Lamellaptychus noricus* (WINKLER), *Bochianites oosteri* SARASIN et SCHÖNDELMAYER, *Olcostephanus* sp., *Neocomites* (? *Teschinites*) sp., *Crioceratites* (*Pseudothurmania*) sp., *Crioceratites* (*Crioceratites*) sp., *Partschiceras infundibulum* (D'ORB.), *Crioceratites* (? *Pseudothurmania*) sp., *Lamellaptychus angulicostatus longus* TRAUTH.

Lokalita Podskalie (pri kostole) jv. od obce poskytlá spodnohoterivské formy (J. MICHALÍK – Z. VAŠÍČEK 1980): *Lamellaptychus angulicostatus fractocostatus* TRAUTH., *Spitidiscus* cf. *inflatus* ZWIERZYCKI, *Crioceratites* (C) *nolani* (KILIAN), *Lamellaptychus didayi* (COQUAND).

I nanoplanktonové spoločenstvá z hoterivu sú známe z viacerých lokalít (V. GAŠPARIKOVÁ 1978). V jarku pod Svinorným sa našli druhy: *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Cyclagelosphaera rotaclypeata* BUKRY, *Discorhabdus ignotus* (GORKA) PERCH-NIELSEN, *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER) PERCH-NIELSEN, *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER) BLACK, *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftalrempti* GRÜN, *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Ellipsagelosphaera* sp., *Microstaurus chiastius* (WORSLEY) GRÜN, *Microstaurus* sp., *Parhabdolithus* sp., *Podorhabdus* ex gr. *dietzmanni* (REINHARDT) REINHARDT, *Zyolithus* sp.

Pod Strážovcami v záreze novej hradskej Zliechov-Čičmany preukazuje spodný hoteriv nanoplanktonové spoločenstvo: *Biscutum* ex gr. *constans* (GORKA) BLACK, *Ellipsagelosphaera* sp. cf., *Ellipsagelosphaera keftalrempti* GRÜN, *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Ellipsagelosphaera* sp., *Watznaueria bernasae* (BLACK) PERCH-NIELSEN (V. GAŠPARIKOVÁ in K. BORZA et al. 1980).

Na lokalite Horná Poruba v sivých a sivohnedých slienitých bridliciach je veľmi bohaté spoločenstvo vápniteho nanoplanktónu (V. GAŠPARIKOVÁ 1980): *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Cyclagelosphaera rotaclypeata* BUKRY, *Discorhabdus ignotus* (GORKA) PERCH-NIELSEN, *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER) BLACK, *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftalrempti* GRÜN, *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Ellipsogelosphaera* sp., *Microstaurus chiastius* (WORSLEY) GRÜN, *Microstaurus* sp., *Parhabdolithus* sp., *Podorhabdus* ex gr. *dietzmanni* (REINHARDT) REINHARDT, *Zyolithus* sp.

V bridličnato-slieňovcovom súvrství v priestore Trenčianskeho hradu sa našlo spoločenstvo nanoplanktónu naznačujúce valangin až spodný hoteriv (V. GAŠPARIKOVÁ 1976): *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Cyclagelosphaera rotadlypeata* BUKRY, *Diazomalithus* sp., *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER) BURKY, *Ellipsagelosphaera*

ex gr. keftalrempti GRÜN, *Ellipsagelosphaera* sp., *Markalius* cf. *ellipticus* GRÜN.

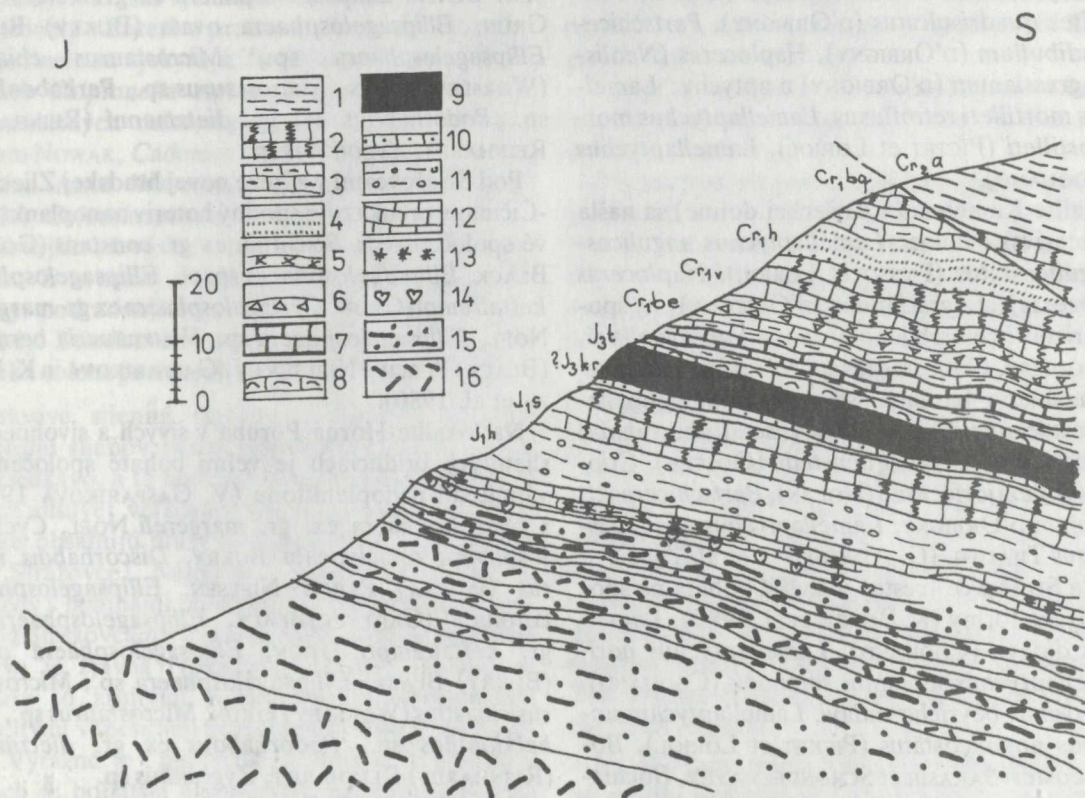
Sprievodné spoločenstvo forminifer poukazuje na spodný hoteriv: *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Trochammina* cf. *inflata* (MONTAGU), *Haplophragmoides* aff. *voncontianus* (MOULLADE), *Lenticulina* sp.

Pre hlbšie poznanie hoterivu sú osobitne dôležité poznatky zo zárezu cesty Čičmany–Zliechov (K. BORZA–J. MICHALÍK et al. 1980; obr. 20). Naspodku obsahuje súvrstvie vápencov belemnity druhu *Pseudobelus bipartitus* BLAINVILLE a hojné aptychy, hlavne *Lamellaptychus mortilleti* (PICHET et LORIOU), *Lamellaptychus didayi* (COQUAND), *Lamellaptychus seranonis* (COQUAND). Z amonitov sú hojné jedince rodu *Bochianites*, nasledujú predstavitelia rodu *Crioceratites*. Sú to mikritové vápence, ktoré obsahujú krinoidové články, úlomky misiek bivalvií, ostrakódy, rádiolárie, foraminifery a nerozlišiteľný organický detritus, autigénne klenčeky dolomitu, klastické zrnká kremeňa siltovej veľkosti a epitenetický pyrit.

Obzvlášť bohaté je spoločenstvo vápňitého nanoplanktónu s prevahou pre hoteriv charakteristického druhu *Ellipsagelosphaera keftalrempti* GRÜN (V. GASPARIKOVÁ in J. MICHALÍK et al. 1980): *Ellipsagelosphaera britanica* (STRADNER PERCH–NIELSEN), *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Cyclagelosphaera margereli* NOEL, *Cyclagelosphaera rotaclypeata* BURKY, *Podorhabdus dietzmanni* (REINHARDT), *Micrantholithus crenulatus* BRAMLETTE et SULLIVAN.

Z mikroorganizmov treba ešte zaznamenať (K. BORZA–J. MICHALÍK et al. 1980): *Colomisphaera vogleri* (BORZA), *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Stomiosphaera echinata* NOWAK, *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina fusca ciesznyca* NOWAK, *Cadosina semiradiaza olzae* NOWAK, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU).

Vyššie v opisovanom profile obsahujú vápence (K. BORZA et al. 1980) opracované články krinoidov, úlomky misiek bivalvií, ostne ježoviek, úlomky uniseriálnych machoviek, solenoporídných rias, foraminifery, ojedinele *Cadosina fusca ciesznyca* NOWAK,



Obr. 20 Defilé zliechovskou jednotkou v zárezu novej cesty Zliechov–Čičmany (J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1981).

1 – slieňa a ílovec, 2 – škvrnitý vápence, 3 – slienitý vápence, 4 – rytmické súvrstvie, 5 – tufitový vápence, 6 – brekciovitý vápence, 7 – celistvý bianconé vápence, 8 – aptychové vápence, 9 – rádiolarity, 10 – červené slienité belemnitový vápence, 11 – sivohnedé slieňa, 12 – tmavosivý organogénny a organodetritický vápence, 13 – koral, 14 – megalodonty, 15 – pestré ílovec, 16 – dolomity.

T_{3r} – rét, J_{1h} – hetanž, K_{1s} – sinemúr-domér? ?J_{3k} – ? oxford-kimeridž, J_{3t} – titón, Cr_{1be} – berias, Cr_{1v} – valangin, Cr_{1h} – hoteriv, Cr_{1ba} – barém, Cr_{2a} – alb.

Cadosina semiradiata olzae NOWAK. Ich hoterivský vek preukazuje belemnit *Pseudobelus brevis* PAQUIER a vrchnohoterivské aptychy *Lamellaptychus angulicostatus longus* TRAUTH., *Lamellaptychus didayi* (COQUAND). Zriedkavo sa nájdu i úlomky plytkovodnej bentosovej fauny (gastropódy, inocerámy) so zreteľnými stopami transportu. Vo vyššej časti prevládajú sivé škvrnité vápence s *Colomisphaera vogleri* (BORZA). Ide o súvrstvie turbiditov, ktorých charakteristickým členom sú rohovcové vápence. Rohovce sú tmavosivé až čierne, vrúbené prechodnou zónou. Rohovce tvoria kryštálický kremeň v zhlukoch s autigénnymi klencami karbonátov. Prestupujú ich hojné praskliny vyplnené sekundárnym kalcitom.

Nad turbiditmi vystupuje vrchnohoterivské súvrstvie (asi 35 cm hrubé) bielo zvetrávajúcich slaboslienitých celistvých vápencov s belemnitmi, aptychmi a veľkými trňmi ježoviek.

d) Barém zastupujú tenkodoskovité až tenkolavicovité celistvé, často slienité, v niektorých polohách škvrnité vápence. Častejšie sú vložky slienitých bridlic, obyčajne tmavších, a slieňov s náznakmi turbiditov. Niektoré polohy vápencov naznačujú gradačné zvrstvenie. Celistvé vápence pripomínajú typ majoliky. Nájdu sa i vložky tmavosivých organodetrítických vápencov so zhlukmi pyritu a piesčito-tufitické vápence s pyritom i aleuriticko-tufitické plohy. Rohovce sú vo vápencoch iba ojedinele.

Barém predstavuje obdobie výraznejšieho prehĺbenia sedimentačných podmienok (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1979). Klastický krmeň siltovej veľkosti je v celistvých a slienitých vápencoch zriedkavý. Nájdu sa úlomky fosfátového minerálu a kryštáliky pyritu. Miestami vykazujú vápence fialkastý nádych.

Mikroskopicky predstavujú vápence zväčša biotritity s horninotvornými nanokónami, hojnými ostrakódmi a foraminiferami, hlavne rodov *Hedbergella*, *Lenticulina*. Rádiolárie sú hojnejšie len v niektorých horizontoch.

Účasť mikroorganizmov zo skupiny problematik pretrváva, sú to rody (K. BORZA 1979): *Colomisphaera helliosphaera* (VOGLER), *Colomisphaera vogleri* (BORZA), *Stomiosphaera wanneri*, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, ojedinele *Globochaete alpina* LOMBARD. Častejšie sú foraminifery rodov: „*Hedbergella*“, „*Spirillina*“, „*Lenticulina*“ (K. BORZA 1979).

Barémsky vek preukazuje amonitová fauna, ktorá je síce monotónna, zato však stratigraficky veľmi hodnotná, zastúpená prevažne baremitmi; v spodnom baréme rodmi *Karsteniceras* a *Hamulites*, vo vrchnom *Silesites*. Častejšie sú i belemnity, ostne ježoviek, krinoidové články. Len zriedkavejšie sa nájdu úlomky schránok lastúrníkov.

Spoločenstvá fauny amonitov umožňujú stratigra-

fické členenie barému na spodný a vrchný oddiel. Súvislejší profil pri Hornej Porube (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1980, J. MICHALÍK et al. 1982) vykazujú v spodnom baréme faunu amonitov: *Barremites* ex gr. *difficilis* (D'ORB.), *Eulytoceras* cf. *rarinictum* (UHLIG), *Hamulinites* cf. *parvulus* (UHLIG), *Karsteniceras* sp., *Partschiceras infundibulum* (D'ORB.), *Protetragonites crebrisulcatus* (UHLIG), *Anahamulina* sp. Vrchný barém preukazujú: *Costidiscus recticostatus* (D'ORB.), *Silesites seranonsis* (D'ORB.), *Eulytoceras phestum* (METHERON).

V profile pod Mraznicou preukazuje spodný barém *Eulytoceras phestum*. Vrchný barém dokladajú: *Barremites* ex gr. *psilotatus* (UHLIG), *Costidiscus* cf. *recticostatus* (D'ORB.).

V Mojtínskej ceste sa našli vrchnobarémske amonity: *Silesites seranonsis* (D'ORB.). Z lokality pri Moto-reste FIM Považská Bystrica sú amonity: *Barremites* ex gr. *difficilis* (D'ORB.), *Silesites seranonsis* (D'ORB.), *Anahamulina* sp., *Barremites* (? *Cassidoiceras*) sp.

Spodnobarémske amonity sa našli i na lokalite Trstie (Z. VAŠÍČEK—J. MICHALÍK 1980): *Partschiceras infundibulum* (D'ORB.), *Karsteniceras* cf. *beyrichi* (UHLIG), *Hamulinites parvulus* (UHLIG), *Barremites* (*Barrem.*) ex gr. *difficilis* (D'ORB.), *Anahamulina* sp.

Pri Podskáli sú náleziská vrchnobarémских amonitov: *Costidiscus recticostatus*, *Silesites seranonsis*.

I mikrofauna umožňuje bližšie stratigrafické zaradenie barémских súvrství.

Zo severného okraja úžiny na okraji obce Zliechov pochádzajú z bridličnatých slieňov foraminifery, azda vrchnobarémske až spodnoaptské (J. SALAJ 1961): *Planomalina* (*Globigerinelloides*) *typica* (GANDOLFI), *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI), *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER). Vedľa planktónových foraminifer sa našli i druhy bentosové: *Cibicides* aff. *djaffaensis* SIGAL, *Anomalina* (*Gavelinella*) *baremiana* *Bettenstaedt*, *Lagena apiculata* (REUSS), *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL).

V slienitých vápencoch na blízkom cintoríne v Zliechove sa našlo foraminiferové spoločenstvo barému: *Ammodiscus* (*Gavelinella*) *sigmoicostata sigmoicostata* DAN., *Anomalina* sp. cf., *Anomalina* (*Gavelinella*) *sigmoicostata berremiana* (BETTENSTAEDT).

V slieňovcovom súvrství v záreze cesty severne od hradu Trenčín sa našli foraminifery: *Anomalina* (*Gavelinella*) *sigmoicostata baremiana* (BETTENSTAEDT) a bohaté spoločenstvo nanoplanktónu barémského veku (V. GAŠPARIKOVÁ 1978): *Cretarhabdus* ex gr. *crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER) BUKRY, *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftalrempti* GRÜN, *Zycolithus compactus* BUKRY, *Zycolithus* sp.

Barémsky vek preukazuje nanoplanktón zo súvrstvia na okraji obce Košecké Rovné: *Ellipsagelosphaera* ex gr. *coronata* (GARTNER) BLACK, *Ellipsagelosphaera* ex gr. *ovata* (BUKRY) BLACK, *Zygoolithus* ex gr. *compactus* BUKRY.

Zo zárezu novej cesty pri západnom okraji Čičmian pochádza spoločenstvo poukazujúce na vrchný hoteriv až barém: *Epistomina* (*Brotzenia*) cf. *hechti* BARTENSTEIN, BETTENSTAEDT, BOLLI a *Planomalina* (*Globigerinelloides*) *carsey* BOLLI, LOEBLICH, TAPPAN.

Vyšší barém preukazuje *Anomalina* (*Gavelinella*) *sigmoicostata barremiana* (BETTENSTAEDT), *Clavibergella* *subcretacea* (TAPPAN) a *Hedbergella* *trocoidea* (GANDOLFI). Nanoplanktón je chudobný: *Ellipsagelosphaera* *keftalrempti* GRÜN a rody *Zygoolithus* a *Parhabdolithus*.

e) Apt v Strážovských vrchoch predstavuje súvrstvie tmavosivých sliňov a slienitých bridlíc s polohami (1–2 m) lavicovitých (lavice 5–70 cm hrubé) sivých organodetritických vápencov.

Vápence sú jemno- i hrubozrnné, tvorené intraklastmi vápencov a bioklastmi. Tie predstavujú úlomky článkov krinoidov, orbitolíny (kónického vzhľadu), úlomky lastúrníkov, belemnítov a ostňov ježoviek, rias i strakódy a serpuly, zrnká glaukonitu a klastického kremeňa (s dorastaním) sú častejšie. Hojné foraminifery zastupujú najmä drobné hedbergely, bentosové formy nodosáriového a anomalínového typu. Zo skupiny *incertae sedis* nájdú sa len ojedinele formy (K. BORZA–Z. VAŠÍČEK et al. 1982): *Stomiosphaera echinata* NOWAK, *Praecolomiella trejoi* BORZA, *Praecolomiella boneti* BORZA.

V brekciovitých vápencoch sa nájdú úlomky vápencov, najčastejšie veľkosti 1 mm až 5 cm, tmelené slienitými vápencami s *Defrandronella* cf. *veracrusana* (TREJO) a *Defrandronella tenuis* (TREJO).

Miestami sú organodetritické vápence aptu piesčité. Na južnom svahu Kamennej sa v nich našli orbitolíny, ale i veľké gastropódy a ustrice; sú zrejme indikátorom splytčenia. Piesčito-organodetritické vápence obsahujú veľké gastropódy, ustrice, aptské orbitolíny.

V apte sú najčastejšie polohy vulkanogénnych klastík. V ceste k Mojťinu 1 m hrubá poloha zelenkastých vulkanoklastík vystupuje v susedstve organodetritických vápencov, v ktorých je tufitická prímes. Sprievodné tmavosivé slienité vápence – mikrity s hojnou drobnou organogénnou drvinou glaukonitu a s fosfátovým minerálom obsahujú mikrofaunu: *Didemnoides moreti* DURAND–DELGA, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK.

Pri lokalite Štepnice v Košeckej doline malý lom odkrýva 10–20 m hrubú šošovku zelenosivých zvetraných tufitov s úlomkami bázičných vulkanitov. Uprostred tufitov sú bloky škvŕnitých vápencov

(hoteriv–barém) so silicifikovaným povrchovým lomom. Pod Mraznicou augitické horniny prerážajú komínovite ako malé telieska barémske súvrstvie (K. BORZA–J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1979).

Podstatnú časť vrchného aptu budujú tmavé bridlice, ktoré znamenajú prechod do albu. V záreze cesty do Mojťina sa v nich našlo foraminiferové spoločenstvo vrchnoaptské, čiastočne spodnoalbské (J. SALAJ 1961): *Glomospirella gaultina* (BERTH.), *Dorothia oxycona* (REUSS), *Anomalina* (G.) aff. *agalarova* VASILENKO.

Spodný alb – rohovcové vápence

Vo vyšších častiach bridličnatého súvrstvia v čelnej časti príkrovu sa nájdú polohy lavicovitých až doskovitých tmavošedých až čiernych silicitických vápencov, častejšie sú vápence rohovcovité. Nad záverom Nozdrovickej doliny sú vápence svetlosivej patiny mikritické, slabo rekryštalizované; obsahujú spodnoalbské formy tintiníd (K. BORZA 1980b): *Colomiella recta* BONET, *Calpionelopsella maldonadoi* TREJO.

Tieto vápence s prímiesou zrn kremeňa sú silne organogénne. Obsahujú tiež foraminifery, hlavne hedbergely, rádiolárie, ihlice húb, krinoidové články, úlomky schránok lamelibranchiátov, ale i mikroorganizmy: *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Cadosina fusca fusca* WANNER, *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER). Zriedkavo sa v nich nájdú zrnká glaukonitu a pyrit.

Vápence, častejšie čierne, prerastené hľuzami čiernych rohovcov, sú hojné, charakteristické pre čelné časti križňanského príkrovu. Nájdú sa i organodetritické krinoidové vápence a slienité vápence – mikrity, pomerne bohaté na pyrit. Častejšie sú v nich pyritizované zvyšky organizmov: úlomky schránok lamelibranchiátov, zvlášť typické sú ostne ježoviek a hojná organogénna drvina, hojnejšie rádiolárie a ihlice húb. V organodetritických vápencoch sa našli ježovky, úlomky exogýr, belemnity.

Tmavosivé jemnozrnné vápence, organoklastické vápence, miestami pomerne husto prestúpené hľuzami čiernych rohovcov; pri dvore Malenica obsahujú spodnoalbské belemnity (M. MAHEL–A. KULLMANOVA 1961): *Neohibolites* cf. *wohlemani* STOLL., *Neohibolites stramberki* MÜLLER.

Sivé až tmavosivé vápence celistvé, so zriedkavými rohovcami, sú biomikritové a obsahujú hojne ihlice húb a drobnú organogénnu drvinu (podľa oznámenia K. BORZU). Zriedkavejšie obsahujú foraminifery „*Hedbergella*“ sp., *Patellina* sp., *Sabaudia minuta* HOFKER, *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, *Cadosina*

semiradiata olzae NOWAK, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA), ostrakódy, ostne ježoviek. Spodnoalbský vek dokladajú kalpionely: *Colomiella recta* BONET, *Calpionellopsella maldonadoi* TREJO, *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK. Klastickú prímes predstavujú zrnká kremeňa, muskovit, ojedinele glaukonit a pyrit.

Opísané vápence vytvárajú bezprostredné podložie slieňitých a vápnitých bridlíc s foraminiferovým spoločenstvom (J. SALAJ 1962a): *Lagena apiculata neocomiana* BART.-BRAND, *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (REUSS), *Anomalina complanata* REUSS, *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI).

Masívne sivé vápence s polohami krivolupenitých slieňitých vápencov s tenkými vložkami bridlíc a sivé rohovcové vápence sú známe z východného okraja nozdrovických lúk južne od Zemianskeho Kvašova, juhovýchodne od Horného Moštenca. Ide o biomikrity, miestami biomikrosparity s organogénnym detritom s prevahou ihlič húb, krinoidových článkov, s úlomkami schránok bivalvií. Stratigraficky ich charakterizuje (K. BORZA 1980b): *Colomiella recta* BONET, *Calpionellopsella maldonadoi* TREJO, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, *Cadosina oraviensis* BORZA, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA).

V najsevernejšom pruhu krížňanského príkrovu v susedstve butkovského bradla sa nájdu uprostred slieňovcovo-bridličnatého súvrstvia i organodetritické spodnoalbské vápence s úlomkami *Exogyra* sp.

J. MICHALÍK – Z. VAŠÍČEK (1979) vyčleňujú tri podľa vývinu odlišné pruhy spodnoalbských vápencov v čelnej časti krížňanského príkrovu:

- a) najsevernejší v susedstve bradiel manínskej jednotky – organodetritické vápence s exogyrami;
- b) stredný pruh s vložkami čiernych organodetritických vápencov s čiernymi rohovcami s faunou ježoviek belemnitov a s amonitmi rodu *Tetragonites*;
- c) najjužnejší (severné svahy vrchov Norovica a Stráne) s vložkami modrosivých organodetritických vápencov s albskými belemnitmi.

Alb (vrchný apt) – conoman:
bridlice – slieňovce – pieskovce

Súvrstvie bridlíc – slieňovcov a pieskovcov najčastejšie flyšovitého, miestami až flyšového charakteru predstavuje najmladší, svojou hrúbkou až 400 m charakteristický člen krížňanského príkrovu. Podrobnejšie ho litologicky skúmal J. JABLONSKÝ (1978). Na

základe jeho prác je koncipovaná sedimentologická časť state (obr. 21).

Všeobecne sa predpokladá pozvoľný prechod od vápencového súvrstvia neokómu cez bridličnaté súvrstvie s lavicami organodetritických vápencov aptu do flyšu. Podrobnejšie biostratigrafické výskumy však ukazujú, že vrchná hranica vápencového súvrstvia, a teda i stratigrafická pozícia prechodu, nie je všade rovnaká. Už pri charakteristike neokómskych členov sme uviedli, že v čelnej časti príkrovu siahajú vápence až do spodného albu. Inde, napr. v mojtínskej ceste, fácia „typická“ pre apt krížňanského príkrovu – tmavé bridlice s lavicami organodetritických vápencov – zodpovedá vrchnému aptu a spodnému albu (K. BORZA 1980b).

Miestami na hranici apt–spodný alb je poloha karbonátových parazlepencov typu „pebbly mudstone“. Najlepšie sú odkryté v Čičmanoch v sedle východne od kostola, kde tvoria viac metrov hrubé telesá (J. JABLONSKÝ 1978). Parazlepence sú masívne, nevrstevnaté, zložené zo základnej bazálnej hmoty sivej, hnedosivej farby; v tejto sú voľne rozložené vzájomne sa nedotýkajúce tmavosivé intraklasty veľkostnej kategórie jemnozrnného psamitu, až valúnov do 15 cm. Základnú hmotu tvorí mikrit až mikrosparit sivej farby, čiastočne do hneďa sfarbený od hydroxidov Fe. Obsahuje alochémy arenitovej frakcie (20 až 40 %), ktoré sú zastúpené hlavne úlomkami krinoidov, ježoviek, lastúrníkov, foraminiferami a mikritovými intraklastmi (v jednom prípade intraklast s tintinoidnou formou). Zriedkavo pristupujú zrnká glaukonitu, fosfátové úlomky a klastický kremeň (s dorastaním). Základnú hmotu možno teda označiť ako biointramikrit. Druhou význačnou zložkou horniny sú „valúny“ veľké od niekoľko mm do 15 cm, najčastejšie sférické, viac alebo menej zaoblené. Tieto majú mikroskopicky podobné zloženie ako základná hmota, len sú viac sparitické, a možno ich teda označiť ako biosparsity a intrabiosparsity. V niektorých prípadoch sú obe zložky (základná hmota i „valúny“) tak podobné, že vo výbrusoch medzi nimi nevidno ostré prechody. Na ich vzájomnú príbuznosť poukazujú v podstate i rovnaké spoločenstvá foraminifer v oboch zložkách: *Gaudryina* sp., *Textularia* sp., *Marssonella* cf. *oxycona* (REUSS), *Hedbergella* sp., hojné textuláριοvé formy, menej orbitolíny, ojedinele holotúrie. Vzorka zo slieňitých bridlíc z tesného podložia telesa obsahovala *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Anomalina* (G.) ex gr. *intermedia* BERTHELIN (určil O. SAMUEL), ktoré poukazujú na albský vek. Spodnoalbský vek dokladá i vápnitý nanoplanktón: *Praediscosphaera cretacea* (ARCHANGELSKY) GARTNER a *Zycolithus* sp. I mikroorganizmy z vápencov vykazujú analogický charakter (V. GAŠPARIKOVÁ 1980), *Lenticulina* (L.)

macrodisca (REUSS), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Hedbergella* sp. a nanokóny: *Cretarhabdus* sp., *Podorhabdus* sp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER *Zygoolithus* sp.

„Valúny“ predstavujú typické intraklasty – úlomky, ktoré sa tvorili na miestach vzniku zo základnej hmoty. Z textúrnych a štruktúrnych znakov horniny vyplýva, že transportný mechanizmus mal charakter

gravitačného toku, pri ktorom sa sklzal sediment v smere sklonu dna. Počas sklzu nastávalo čiastočne lámanie valúnov a premiešanie sedimentu. K triedeniu jednotlivých frakcií nedošlo, ako ani k výraznejšej erózii dna (v hornine chýbajú väčšie množstvá útržkov podložja; J. JABLONSKÝ 1980a).

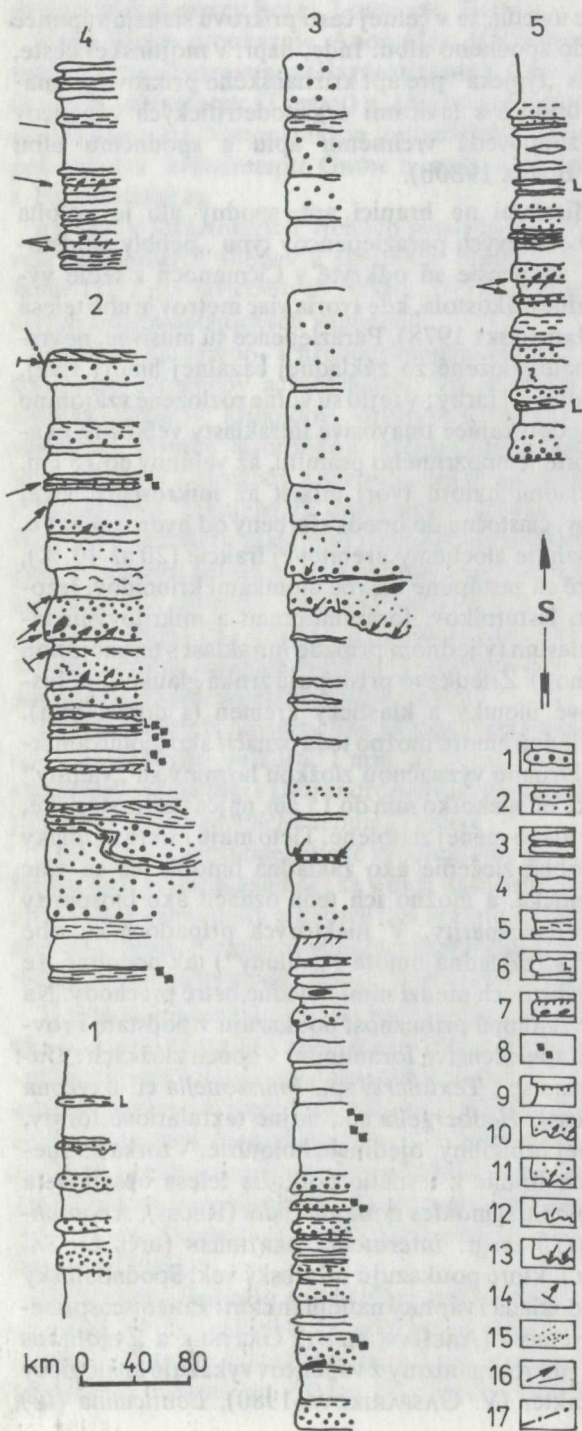
Petrograficky by bolo možné horninu označiť ako karbonátový parakonglomerát, parakalcirudit alebo intramikritický rudit; geneticky ako bahnotok alebo resediment.

Vo vrchnej časti jedného telesa sa nachádzajú kalkarenity s výraznou šikmou lamináciou. Vrchná časť šikmých lamín je približne v smere šikmej laminácie. Podobné deformácie lamín indikujú sklon dna, ktorý má podľa smeru deformácie zhodný smer so smerom prúdu. Pravdepodobne prúd, z ktorého vznikli šikmo laminované kalkarenity, bol usmerňovaný gravitáciou, bol teda asi turbiditný a predstavoval by tak finálne štádium uloženia jednej polohy karbonátových parakonglomerátov.

Meranie šikmej laminácie ukázalo, že prúd, ktorý ju vytvoril, prítelal z juhu; deformácie šikmých lamín poukazujú na úklon dna k severu. Na juhu treba hľadať zdrojovú oblasť predmetných hornín i predpokladať eleváciu, príp. aj vynorené pásmo koncom aptu, začiatkom albu.

Vápencové parakonglomeráty sú známe i z Dolnej Poruby (od vyšného konca asi 500 m) a od Zliechova (od obce asi 1 km jv. pri štátnej ceste). Na oboch výskytoch sa nachádzali blízko bázy flyšového súvrstvia. Na rozdiel od karbonátových parakonglomerátov v Čičmanoch tvoria len niekoľko dm hrubé polohy. Intraklasty sú hranaté, často doštičkovité, v priemere 1 cm veľké a malej variability. Mikroskopicky sú intraklasty podobné tým od Čičmian, obsahujú však na niektorých miestach väčšie množstvo globulárneho pyritu. Intraklasty sú mikritickejšie, takmer zhodné so základnou hmotou horniny.

Parakonglomeráty od Zliechova obsahujú rostrá belemnitov *Neohibolites* cf. *minimus* (LISTER) (určila E. ČINCUROVÁ), poukazujúce na spodnoalbský vek. Zo slienitých bridlíc bezprostredného podložja pochá-



Obr. 21 Litologické profily vo flyšovom súvrství krížňanského príkrovu (alb – spodný cenoman) – (J. JABLONSKÝ 1978).

1 – hrubozrnný pieskovec, 2 – stredozrnný pieskovec, 3 – jemnozrnný pieskovec až aleurit, 4 – aleuritické jemnopiesčité vápnité bridlice a ílovce, 5 – deformované redeponované pelity a aleurity, 6 – homogénne zvrstvený pieskovec ukončený lamináciou, 7 – pieskovcová lavica s ílovitými závalkami, ukončená šikmou lamináciou, 8 – sečka, 9 – bioglyfy na spodnej vrstvej ploche, 10 – prúdové erózne stopy (flute casts), 12 – žliabkové stopy, 13 – vtisky, tlakové stopy, 14 – smer šikmej laminácie, 15 – smer orientácie dlhších osí kremenných zrn, 16 – orientácia smerových textúr, 17 – smer priebehu hrebeňov čerín.

Lokalizácia profilov: 1 – Horná Poruba sv. 500 m od obce, 2 – ssz. od Homôľky 1,9 km, 3 – vjv. od Homôľky 0,6 km, 4 – Horná Poruba sv. 800 m od obce, 5 – Lietavská Svinná.

dza mikrofauna: *Bathysiphon* sp., *Ammodiscus* cf. *rotularis* LOEBLICH – TAPPAN, *Reophax* sp., *Discorbis* cf. *wassoevici* DJAFFAROV – AGLAROVA a v slienitých bridliciach bezprostredného nadložia „*Hedbergella*“ *roberti* (GANDOLFI) – (určil O. SAMUEL).

Spodnú časť albu spravidla zastupuje súvrstvie tma-vošivých slieňov a slienitých bridlic; hojnejšia piesčitá prímies je v nich iba ojedinele (\varnothing 0,5–0,15), vo vyšších polohách sú častejšie lavičky jemnozrnných vápnitých pieskovcov.

Z hrubších polôh piesčitých ílovcov na vyššom konci Hornej Poruby (od k. 480,5 jz. asi 150 m) pochádza foraminiferové spoločenstvo poukazujúce na najvyšší apt–spodný alb (určil O. SAMUEL): „*Hedbergella*“ *roberti* (GANDOLFI), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Tritaxia tricarinata* (REUSS), *Lenticulina muensteri* (RÖMER). I v blízkom súbore slienitých bridlic s lavičkami pieskovcov sa našli silne rekryštalizované exempláre s „*Hedbergella*“ *roberti* (GANDOLFI).

Súbory slienitých bridlic chudobné na pieskovce (z odkrytov popri štátnej ceste 300–1600 m s. od Homôlky) vykázali mikrofaunu „*Hedbergella*“ *roberti* (GANDOLFI), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Hedbergella primula* LUTERBACHER, *Anomalina* ex gr. *intermedia* BERTHELIN (určil O. SAMUEL).

V nadloží slieňovcovo-bridličnatého súvrstvia sa častejšie objavuje súbor hornín so znakmi dobre vyvinutého proximálneho flyšu zloženého z lavíc jemno-, stredno- až hrubozrnných vápnitých pieskovcov hrubých od 10 do 60–80 cm, na niektorých miestach tvoria polohy až niekoľko metrov hrubé.

Flyšové súvrstvie je dobre odkryté hlavne v širšom okolí Homôlky a južne od Zliechova. Na niekoľkých profiloch bol sledovaný litologický profil, naspodku (J. JABLONSKÝ 1978) sú rozložené slienité bridlice v pomere 1:5 až 1:1. Na spodných vrstevných plochách majú stopy podobné rodu *Bergaueria*. V pieskovcových laviciach sú dobre vyvinuté znaky turbiditnej postupnosti štruktúr a zastúpený gradačný interval až interval prúdových čerín. Podiel pelitickej zložky je v niektorých profiloch malý (v pomere k pieskovcom asi 10:1). Tieto pelity vykazujú menlivý podiel CaCO_3 sú slienité. Najčastejšie sú sivé, hnedosivé. Nájdu sa až čierne slienitopiesčité bridlice, lištičkovitého, trieskovitého až nepravidelne lastúrnateho rozpadu. Niektoré polohy slienitých bridlic javia znaky rozrušenia a redepozície. V ich ílovitej frakcii sa nachádza illit.

Psamity sú sivé, modrastosivej farby na čerstvom lome zvetrávajú do okrova a hrdzava. Sú jemnozrnné až veľmi hrubozrnné, majú psamitickú štruktúru. Tvoria ich hlavne kremeň (40–60 %), poloostrohanný až ostrohanný, ojedinele suboválny, často monokryštalický s uzavreninami sericitu po orientovanom dorastaní. V menšej miere je zastúpený silne undulózný a agregátny kremeň. Z ďalších

stabilných úlomkov sú prítomné zrnká metakvarcitol a mikrozrnnité silicity. K nestabilnej zložke patria hojné úlomky karbonátov (bez možnosti bližšieho určenia), slabo devitrifikované afanitické sklá kyslých a intermediárnych vulkanitov, v menšej miere úlomky príbuzné melafýrom, sludy a živce. Podľa pomeru zastúpenia stabilných a nestabilných zložiek treba horniny považovať za droby až drobové pieskovce. Sprievodné minerály sú vo výbrusoch celkom vzácné. Zloženie i podiel ťažkej frakcie znázorňuje tabuľka:

	a	b	c	d
pyrit + ilmenit	51,0	16,2	15,2	13,7
chromit	5,5	5,9	6,3	2,2
leukoxén	8,8	17,7	14,0	21,7
ostatné nepriesvitné				
minerály	9,2	3,8	3,0	3,1
chlorit	3,0	11,2	11,6	16,4
sludy	1,9	10,3	22,7	19,5
apatit	0,1	3,5	2,4	2,2
zirkón	8,6	6,2	3,6	3,1
rutil	1,4	2,7	1,8	0,4
turmalín	0,6	1,5	1,8	0,9
titanit	0,2	0,3	–	–
hyperstén	1,0	0,6	–	–
pyroxény	0,3	–	0,3	–
amfiboly	0,2	0,3	–	–
metamorfné minerály	0,7	2,7	1,5	0,4
zakalené minerály	6,7	17,1	15,8	16,4
	1244	339	335	226

V ťažkej frakcii získanej z pieskovcov dominujú dve skupiny minerálov – chromit, ktorého pôvod sa odvodzuje z bázik a ultrabázik a zirkón – apatit, prípadne i turmalín, z kyslých vyvrelín. Rutil môže pochádzať z rôznych zdrojov. Metamorfné minerály (granát, silimanit, distén a staurolit) sú podradne zastúpené.

Základná hmota psamitov je pórovitá, u jemnozrnejších typov až bazálna, ílovito-vápnitá. Miestami majú psamity hojnejšie zastúpené úlomky (zrnká) kyslých vulkanitov a vytriedenie frakcií je v nich menšie.

Psamity vykazujú textúry typické pre flyš; gradačné zvrstvenie, lamináciu, šikmú lamináciu, homogénne (nefrakcionované) zvrstvenie, dosť hojné a čiastočne opracované ílovité interklasty, výskyt sečky. Na spodných vrstevných plochách možno pozorovať rôzne nerovnosti – znaky zabárania, tlakové stopy, prúdové, erózne a úderové stopy; sú to znaky ukazujúce na transport gravitačnými tokmi (turbiditný prúd).

Zmerané orientované prúdové textúry (žliabky, úderové stopy, šikmé laminácie) jednoznačne svedčia o paleoprúdovom systéme od ZJZ na VSV, teda v smere 60–80°. Orientácia osí kremenných zŕn má ten istý smer. Pravda, nájdu sa i odchýlne smery.

Uvádza sa i orientácia zŕn v smere 70° z niekoľko metrov hrubej polohy hrubozrnného pieskovca (500 m sz. od vyšného konca Hornej Poruby pri štátnej ceste) i prednostná orientácia dlhších osí kremenných zŕn v smere 80–260° s výraznou imbrikáciou zŕn v smere 260° (obr. 22).

Vo flyšovom súvrství sa objavujú nepravidelné (šoškovité) telesá drobnozrnných zlepcov – mikrokonglomerátov. Možno ich sledovať hlavne pri Novej Dubnici, Hornej Porube, Košeckom Podhradí a v oblasti Malenice.

Zlepenec majú štruktúru psamiticko-psefitickú a vystupujú v dvoch varietach: a) s pórovou základnou hmotou – valúniky sú tesne usporiadané, b) s bazálnou základnou hmotou – valúniky sú voľne uložené v pieskovcovom pojive (častejší typ). Nápadným znakom horniny je dobré vytriedenie hruboklastickej zložky – valúnikov.

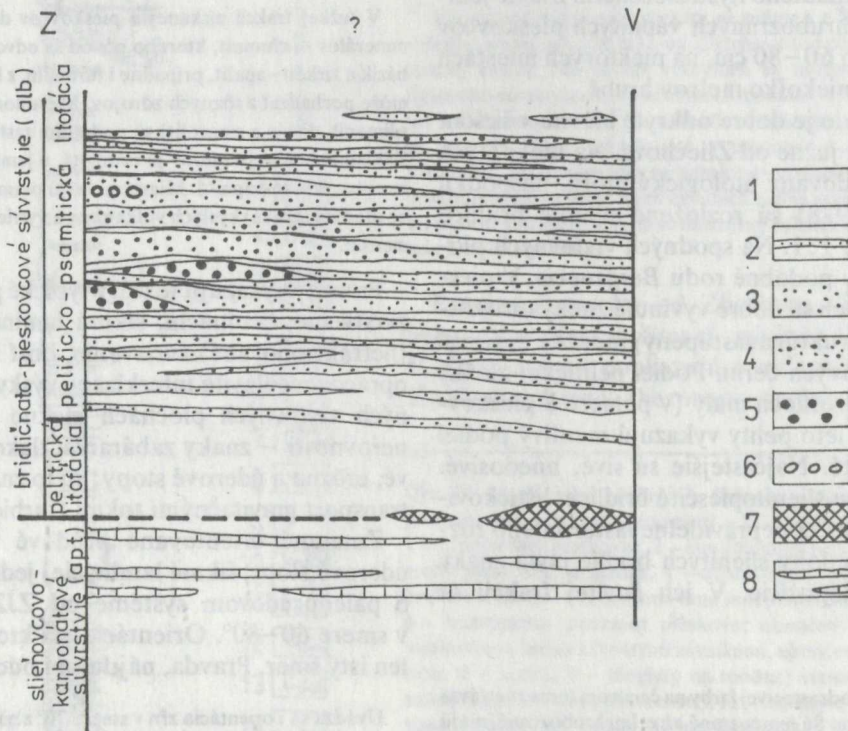
Veľkosť valúnikov je od 2 mm do 20 mm, zriedkavo sú väčšie. V hruboklastickom materiáli sú rôzne typy kremeňa. Najhojnejší je monokryštalický a agregátny silne undulózny kremeň, menej hojný sú slabo undulózne (s uzavreninami chloritu) alebo mozaikovitý kremeň. Zriedkavo sú v agregátoch kremeňa nerovnako veľké zubato zapadajúce zrná metamorfného pôvodu. Zo stabilných zložiek sú dosť časté valúniky rohovcov. Nestabilná zložka, hoci podradnejšia, je pestrá. Zastupujú ju valúniky jemnozrnného i hrubozrnného pieskovca, biomikrity a pomerne hojné valúniky rôznych vulkanitov: devitrifikované vulkanické sklo bazických efúzií, devitrifikované kyslé sklo, mikropoikilitický felzit, živcový porfýr. Z organických zvyškov sú pomerne hojné zastúpené ováľané orbitolíny (ploché formy) a hluzky rias: *Lithotamnium* sp., *Agardielopsis cretacea* LEM.

Základnú hmotu u oboch typov mikrokonglomerátov tvorí

strednozrnný vápnitý pieskovec podobného zloženia ako má hrubá frakcia (silne prevláda kremeň), z iných zložiek je málo zastúpená slúda. Tmel základnej hmoty býva niekedy silne zatlačený limonitom.

Mikrokonglomeráty s pórovou základnou hmotou sú dnovými prúdmi prepracované (J. JABLONSKÝ 1978). V slienitých bridliciach v susedstve s mikrokonglomerátmi, ale i v nižších polohách, sa občas nájdu bochníkové konkrécie pelokarbonátov veľkosti od 5 do 20 cm. Ide o masívnu horninu, na povrchu s hrdzavohnedou zvetranou kôrou na čerstvom lome sivej alebo hnedej farby. Vo výbruse vidieť v mikrokryštalickej pelokarbonátovej hmote neusporiadané rozloženie šupiniek slúd (dĺžky do 1,5 mm) a drobné (asi 0,05) zrníčka klastického kremeňa.

Polymiktne drobnozrnné konglomeráty na svahu v oblasti Kolačín, Dubnica n/Váhom (lokality Borhaj a Medzihorie) obsahujú hlavne valúny rôznych karbonátov a len podradnejšie valúny kremeňa, metakvarcitu a biotitického metakvarcitu. Valúny od niekoľko mm sú 4 cm sú dobre opracované – sférické. Častejší je žilný kremeň (hrubé agregáty klinovitých kryštálov kremeňa a valúnikov felzitov s mikropoikilitickou štruktúrou, felzitový kremenný porfýr (mikropoikilitický), devitrifikované sklo. Karbonátové horniny triasu zastupujú valúny mikritov, brekciovitý intrasparit a dolomity. K jurským horninám by mohol byť zaradený mikrosparit s vláknovou mikrofáciou, rohovce a rohovcové vápence. Kriedu zastupujú biomikrity s článkami echinodermatov, miliolidnými a textuláriovitými foraminiferami, intrapelbiosparit (? sp. krieda) a intrabiosparit s textuláriami (pravdepodobne apt). Zo psamitov sú zastúpené valúny vápnitých kremitych pieskovcov, kremenný pieskovec a hnedý jemnozrnný pieskovec. Základná hmotá konglomerátov je bazálna až pórová, zložená z vápnitého strednozrnného, zle vytriedeného pieskovca. V jeho zložení dominuje kremeň.



Obr. 22 Schéma Strážovských vrchov litologických pomerov vo flyšovom súvrství križňanského príkrovu (alb–cenoman); zostavil J. JABLONSKÝ 1978.

1 – slienovce a slienité bridlice (pelity), 2 – vápnité aleurolity, 3 – jemnozrnné až strednozrnné vápnité pieskovce, 4 – hrubozrnné vápnité pieskovce, 5 – mikrozlepenec, 6 – poloha polymiktneho zlepenca, 7 – parazlepence, 8 – organodetrítické vápence.

Osobitne treba vyzdvihnúť (M. MIŠÍK—J. JABLONSKÝ—R. MOCK—M. SÝKORA 1981) na lokalite Medzihorie prítomnosť valúnov

— pelagického triasu (stredný—vrchný trias). Vek valúnov hľuznatých reiflinských vápencov dokladajú konodonty: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gladigondolella consticta* (MOSHER), *Prioniodina* (*Cypriodella*) *venusta* (HUCKR.), *Didinodella alternata* (MOSHER), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER) a vápence karnu s *Involutina sinuosa pragsoides* a *Holycovina* i vápencov wettersteinských s dasykladaceami;

— plynkovodných vápencov malmu s *Conicospirillina basiliensis*, *Protopenopsis triata* WEYNSCHENK a s riasami *Pseudolithocodium carpaticum* MIŠÍK, s foraminiferami *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Didemnoidea moreti* (DURAND—DELGA), *Globochaete* cf. *tatrica* RADWAŃSKI;

— vápencov barému—aptu s orbitolínami *Mesorbitolina* cf. *inata* DOUGLAS, *Mesorbitolina* cf. *texana* RÖMER i s foraminiferami druhu *Sabaudina minuta* HOFFKER; v urgónskych vápencoch na lokalite Borháj sa našli orbitolíny *Orbitolinopsis kiliani* SILVESTRI, *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.);

— pieskovcov albu s *Ethelia alba*;

— paleozoických metamorfovaných vápencov.

Paleozoické metamorfované vápence i barémsko-aptské vápence s orbitolínami, rovnako ako paleoryolity a intermediárne vulkanity sa našli vo valúnovom materiáli i pri Opatovej.

Flyšové súvrstvie možno vekove zaradiť k rôznym horizontom albu, a to na základe foraminifer a nanoplanktónu.

Veľmi častým typom albu—cenomanu krížňanského príkrovu je sekvencia hrubších slienitých bridlíc s polohami drobnorytmického flyšu. Na vrstevných plochách doskovitých jemnozrnných vápnitých pieskovcov sú hojné prúdové stopy, ktoré indikujú smery paleoprúdov 90—110°, teda od Z na V. Vrstevné plochy sú nerovné i od hojných bioglyfov valčekového tvaru.

Lavice pieskovcov v celom rozsahu flyšového súvrstvia obsahujú na vrstevných plochách rôzne stopy organického pôvodu. Najvýznamnejší je nález stopy *Zoophycos* sp. (obr. 6) pri Hornej Porube, ktorý je indikátorom batyálneho prostredia, a ichtyofosílie *Bernaueri prantli* KSZIASZKIEWICZ. Dosť často možno nájsť bioglyfy *Taphrohelminthopsis* aff. *auricularia* (SACCO) — (obr. 7), hojné sú valčekovité bioglyfy *Fucusopsis striata* (HALL), ako i nálezy ichnofosílie *Bergaueria prantli* KSZIASZKIEWICZ (z okolia Hornej Poruby). Charakter bentosových organizmov, nález stôp *Zoophycos* sp. *indet.*, ako i predpokladaná géneza sedimentov vedú k záveru o vzniku hornín v hĺbkach od 1000—2000 m (J. JABLONSKÝ 1980a).

Rozbor klastického materiálu ukazuje, že zdrojová oblasť bola rozložená západne od sedimentačného priestoru a tvorená mezozoickými súbormi (asi až do aptu), vulkanitmi kyslého keratofýrového a pravdepodobne i melafýrového charakteru a metamorfitmi (slabo zastúpené). Hlbinné vyvreliny vo valúnovom materiáli chýbajú. Je to však v rozpore s asociáciou ťažkých minerálov.

Alb — spodný cenoman v čelnej časti krížňanského príkrovu je zložený prevažne z gradačných bezštruktúrnych vrstiev s pieskovcovo—slienovcovým pomerom 1:3. Flyš má diagnostické znaky rozriedených turbiditných prúdov (R. MARSCHALCO—J. KYSELA 1980): zvyškové gradačné zvrstvenie a postupnosť intervalov a—b—c v normálnom, a nie v obrátenom slede. Synsedimentárne deformácie, prevrátené izoklinálne vrásky majú osi kolmé na smer transportu pieskovcov od SV na JZ. Poukazuje na to pohyb po sklone k JZ. Zdroj náplavového kužeľa sa zrejme nachádzal na SV a V od flyšového bazénu. Prúdy sledovali os bazénu približne paralelnú s dnešnou štruktúrou pásma.

Už z vyššie povedaného vyplýva, že podstatná časť súvrstvia slienitých bridlíc, slieňovcov a pieskovcov obsahuje vrchnoalbskú mikrofaunu, zastúpenú hlavne spoločenstvom (V. KANTOROVÁ 1956, J. SALAJ 1962a, c): *Placentamina placenta* (GRZYBOWSKI), *Ammodiscus incertus* ((ORBIGNY), *Glomospira charoides* (JONES—PARKER), *Trochamminoides deformis* (GRZYBOWSKI), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *dunkeri* (REUSS), *Vaginulina humilis* (REUSS), *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* GANDOLFI, *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI).

V niektorých profiloch sa však našla i mikrofauna stredného albu (V. KANTOROVÁ 1956, J. SALAJ 1961): *Saccamina scruposa* (BERTHELIN), *Lenticulina* (*Robulus*) *münsteri* (REUSS), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *rotulata* LAMARCK, *Tristix excavata* (REUSS), *Epistomina spinulifera* (REUSS).

Spodný alb zastupuje spoločenstvo (J. SALAJ 1961): *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Glomospira* cf. *gordialis* (JONES—PARKER), *Haplophragmoides cushmani* LOEBLICH—TAPPAN, *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Gaudryina rugosa* D'ORBIGNY, *Marginalina pyramidalis* (KOCH), *Lagenella apiculata neocomiana* BART.—BRANDT, *Anomalina complanata* REUSS, *Anomalina djaffarovi* AGALAROVA, *Hedbergella globigerinellinoides* SUBBOTINA.

Foraminiferové spoločenstvá sú tvorené prevažne aglutinovanými formami, medzi ktorými má dominantné postavenie druh *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS). Z planktónových foriem bol zaznamenaný len druh *Hedbergella roberti* (GANDOLFI),

ktorý je významnou formou spodného albu. Zloženie spoločenstva, ktoré reprezentuje subzónu *Haplophragmoides nonioninoides* – spodný alb, príp. rozhranie aptu-albu, je nasledovné: *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Ammodiscus* sp., *Marsonella oxycona* (REUSS), *Glomospira charoides* (JONES et PARKER), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Trochammina* sp., *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI).

Najvrchnejšie polohy súvrstvia obsahujú spodnocenomanskú mikrofaunu (V. KANTOROVÁ 1956, J. SALAJ 1959): *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Epistomina* cf. *juliae* MJATLJUK, *Anomalina* (*Gavelinella*) *ammonoides* (REUSS), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Thalmaninella appenninica* (RENZ), *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), *Thalmaninella brotzeni* (SIGAL).

Ku spresneniu stratigrafie flyšového a flyšovitého súvrstvia albu – cenomanu významne prispieva skúmanie nanoplanktónu (V. GAŠPARIKOVÁ 1976, 1980b), ktoré umožňuje odčleniť spodný alb a vrchný alb až spodný cenoman.

Spodný alb je charakterizovaný objavením druhu *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, doprevádzaného spoločenstvom: *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Parhabdolithus* sp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Zygo-lithus compactus* BUKRY, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN.

Významnou formou pre vrchný alb je *Podorhabdus albianus* BLACK a *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARD. Doprevádza ho spoločenstvo: *Broinsonia* sp. cf., *Broinsonia lata* (NOËL) NOËL, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Eiffelithus turriseiffeli* ((DEFLANDRE) REINHARDT, *Lithastrinus floralis* STRADNER, *Podorhabdus albianus* BLACK, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Zygo-lithus compactus* BUKRY, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN.

Vrchnoalbské spoločenstvá majú rovnaký charakter so spodnocenomanskými. Vyšší cenoman (lokality Slopná) je bohatší – zastúpené sú druhy, ktoré pretrvávajú do vyššieho senónu, ako *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKIJ, *Maniritella pemmatoides* (DEFLANDRE) THIERSTEIN atď.

Makrofaunu flyšového a flyšovitého súvrstvia zastupujú belemnity. V slienitých bridliciach medzi Trstím a Podskalím sa našli formy vrchnoalbské až spodnocenomanské: *Neohibolites subtilis* KRIMGOLC.

Spodný alb krížňanského príkrovu bol mikrofaunou preukázaný na viacerých lokalitách. Spodnoalbský vek majú najvrchnejšie polohy podložínych vápencov, resp. vápencových brekcií i spodnej

časti slieňovcového bridličnatého súvrstvia pri cintoríne v Čičmanoch (V. GAŠPARIKOVÁ 1980):

a) vo vápencoch sa našli foraminifery *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Lenticulina* (L.) *macrodisca* (REUSS) a vápnitý planktón s *Praediscosphaera cretacea* ((ARKHANGELSKIJ) GARTNER);

b) v slieňovcovo-bridličnatom súvrství sa na jeho báze v slienitých bridliciach našlo chudobné spoločenstvo nanoplanktónu, zastúpené druhmi: *Cretarhabdus* ex gr. *crenatus* BRAMLETTE et MARTINI *Podorhabdus* sp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER *Zygo-lithus* sp. – hojné úlomky.

V ceste pri severnom okraji obce Horná Poruba, pri kostole, bol spodný alb preukázaný foraminiferami: *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Lenticulina* (L.) *erecta* (PERNER), *Epistommina* (*Brotzenia*) *charlottae* VIEAUX.

I súvrstvie slienitých bridlíc v susedstve neokómu na lokalite Homôlka vykazuje spodnoalbské foraminiferové spoločenstvo: *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Marsonella oxycona* (REUSS), *Glomospira charoides* (JONES et PARKER), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Trochammina* sp., *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI).

Spodný alb na lokalite Trstie-cintorín preukazuje nanoplanktón: *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Lithastrinus* sp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Zygo-lithus diplogrammus* DEFLANDRE, *Zygo-lithus erectus* DEFLANDRE.

Vyšší alb krížňanského príkrovu zo slienitých bridlíc na dne potoka v hornej ceste obce Zliechov preukazuje spoločenstvo nanoplanktónu i foraminifer: *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Podorhabdus* sp., *Lithastrinus floralis* STRADNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) – GARTNER, *Zygo-lithus* ex gr. *compactus* BUKRY, *Lenticulina* (*Lenticulina*) *muensteri* (RÖMER), *Hedbergella* sp. – veľmi drobné formy, *Epistomina* sp. cf., *Epistomina* (*Hiltermannia*) *champmani* DAM, *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN.

Vrchný alb je preukázaný v celom rade lokalít:

Čičmany – južný okraj obce: a) nanoplanktónové spoločenstvo *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cretarhabdus* sp., *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Cyclagelosphaera rotaclypeata* BUKRY, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Zygo-lithus diplogrammus* DEFLANDRE, *Zygo-lithus erectus* DEFLANDRE; b) foraminiferové spoločenstvo *Lenticulina* (*Lenticulina*) *nuda* (REUSS), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *muensteri* (RÖMER), *Epistomina* (*Hiltermannia*) *chapmani* DAM, *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI.

Zliechov – pri staveništi JRD: a) nanoplanktónové spoločenstvo *Biscutum* ex gr. *constans* (GORKA) BLACK), *Cribrosphaera ehrenbergi* ARKHANGELSKIJ, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Lithastrinus floralis* STRADNER, *Parhabdolithus asper* (STRADNER) MANIVIT, *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Zygo-lithus compactus* BUKRY, *Zygo-lithus diplogrammus* DEFLANDRE, *Zygo-lithus erectus* DEFLANDRE; b) foraminiferové spoločenstvo *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Hedbergella roberti* GANDOLFI, *Clavihedbergella* sp., *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI).

Košecké Rovné – odkryv v potoku uprostred dediny: a) nanoplanktónové spoločenstvo (*Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cretarhabdus* sp., *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli* NOËL, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Praedis-*

cosphaera cretacea (ARKHANGELSKII) GARTNER, *Praediscosphaera* sp., *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Zygoolithus diplogrammus* DEFLANDRE, *Zygoolithus erectus* DEFLANDRE; b) foraminiferové spoločenstvo *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA), *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Clavihedbergella simplex* (MORROW), *Thalmaninella appenninica* (RENZ), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI, *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Anomalina* (*Gavelinella*) *rudis* REUSS, *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN.

Zliechov – severný okraj obce (pri kaplnke): a) nanoplanktónové spoločenstvo *Broinsonia* sp. cf., *Broinsonia lata* (NOËL) NOËL, *Cretarhabdus crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cretarhabdus* sp., *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Manivitella pemmatoides* (DEFLANDRE) THIERSTEIN, *Parhabdolithus* sp., *Podorhabdus* sp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKII) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Zygoolithus diplogrammus* DEFLANDRE, *Zygoolithus erectus* DEFLANDRE; b) foraminiferové spoločenstvo *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA), *Dentalina* sp., *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI).

Západný svah Vápča: *Cretarhabdus* ex gr. *crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER) BLACK, *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Lithastrinus floralis* STRADNER, *Podorhabdus* sp., *Praediscosphaera* ex gr. *cretacea* (ARKHANGELSKII) GARTNER, *Zygoolithus* ex gr. *compactus* BUKRY, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Lenticulina* (*Lenticulina*) aff. *muensteri* (RÖMER), *Hedbergella* sp., *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI, *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN.

Súvrstvie hnedastých slienitých bridlic s vložkami jemnorytmického flyšu na päte Vápča pri škole v Hornej Porube vykazujú z vyššieho albu: a) nanoplanktón *Ellipsagelosphaera* ex gr. *coronata* (GARTNER), *Ellipsagelosphaera* ex gr. *ovata* (BUKRY) BLACK, *Podorhabdus* sp., *Praediscosphaera* ex gr. *cretacea* (ARKHANGELSKII) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Zygoolithus* sp.; b) foraminifery *Lenticulina* (*Lenticulina*) cf. *muensteri* (RÖMER), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI.

V podstate analogické, ale o niečo bohatšie spoločenstvá sú i východnejšie cestou na Vápeč pri vodárničke: a) Nanoplanktónové spoločenstvá zastupujú *Cretarhabdus* ex gr. *crenulatus* BRAMLETTE-MARTINI, *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY) BLACK, *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) REINHARDT, *Lithastrinus floealis* STRADNER, *Zygoolithus* ex gr. *compactus* BUKRY, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN, *Podorhabdus* sp. b) Z foraminifer sú zastúpené *Lenticulina* (*Lenticulina*) aff. *muensteri* (RÖMER), *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN.

Zriedkavejšie sa našla v bridličnato-pieskovcovom súvrství cenomanská mikrofauna. Polohy bridlic, ktoré sa striedajú s hrubšími pieskovicami pri JRD Zliechov (v záreze cesty), vykazujú bohaté spoločenstvo foraminifer (V. GAŠPARIKOVÁ 1980b): *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI, *Ticinella multiloculata* (MORROW), *Thalmaninella brotzeni* SIGAL, ktoré poukazujú na spodný cenoman, resp. rozhranie vrchný alb – spodný cenoman.

I na lokalite Horná Poruba v súvrství s hrubšími pieskovicami sú foraminiferové spoločenstvá obohatené o druhy *Clavihedbergella simplex* (MORROW), *Thalmaninella multiloculata* (MORROW), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI.

V Košeckom Rovnom sa našlo nanoplanktónové spoločenstvo

zóny *Eiffelithus turriseiffeli* (alb až spodný cenoman). Foraminiferové spoločenstvá poukazujú na spodný cenoman: *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA), *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI), *Clavihedbergella simplex* (MORROW) *Thalmaninella appenninica* (RENZ), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI, *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Anomalina* (*Gavelinella*) *rudis* (REUSS), *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN.

V bridličnatom súvrství vrchného albu v Trenčíne j. od hradu sa našlo bohaté spoločenstvo spóromorf (P. SNOPOVÁ 1976): *Gleicheniidites senonicus* ROSS., *Gleicheniidites laetus* (BOLCH) BOLCH., *Sestrosporites pseudoalveolatus* (COUPER) DETTMANN, *Faveasporites* cf. *canalis* BALME, *Cyathidites australis* COUPER, *Araucariacites australis* COOKSON, *Todisporites major* COUPER, *Corrugatisporites torratus* WEYL. et GREIFELD, *Corrugatisporites* sp., *Ginkgocycadopytus nitidus* BALME de JERSEY, *Cicatricosisporites cooksonae* BALME. *Todisporites* cf. *minor* COUPER, *Laevigatisporites ovalis* WILSON et WEBSTER, *Calamspora* cf. *mesozoica*, *Punctatisporites* sp., *Classopollis* sp., *Cyathidites minor* COUPER, *Zonalapollenites dampieri* BALME, *Eucomiidites minor* GROOT and PENNY, *Eucomiidites* cf., *troedsonii* – ERDTMANN, *Tricolporopollenites* fsp. (malé formy), *Tricolporopollenites recolporopollenites* (väčšie formy), *Monocolpopollenites* sp., *Deltoidospora minor* (COUPER) St. POCCO, *Eucomiidites* sp., *Cerebropollenites* cf., *Simplicisporites* fsp., *Bennettitinaepollenites bitorus* (BONA) BONA, *Micireticulatisporites* cf. *fuscus* (NILSON) MORBEY; spóry húb a zvyšky pletív.

Ku krížňanskému príkrovu priradujeme flyšové súvrstvie okrajovej zóny Bukovina – Pasiensky – Prasnica – Prielohy; stýka sa s manínskou jednotkou a je k nej najčastejšie priradované. Tvorí ho hrubý komplex (asi 400 m) laminovaných pieskovic, prachovic, slieňovic s polohami zlepcov.

Pieskovce sú jemnozrné s nízkym obsahom kremeňa (27 %) a s menším podielom úlomkov granitov a metamorfovaných hornín (6,4 %), vulkanických úlomkov (0,8 % a živcov 0,23 %), ale s vysokým podielom karbonátových úlomkov, priemerne 40,8 %. Ide o mineralogicky nezrelé litické karbonátové pieskovce a piesčité vápence s obsahom tmelu v priemere 17 %. Príznačný je nedostatok nedefinovateľného gradačného zvrstvenia, šikmá prúdovčerinová laminácia s rovným erozívnym spodným a mierne sčereným vrchným stykom; tieto znaky ukazujú, že vznikli transportom pieskovic dnovými kontúrovými prúdmi.

Miestami drobnorytmický flyš prechádza do flyšu s hrubšími pieskovicami s normálne vyvinutou turbiditovou postupnosťou textúr (R. MARSCHALCO – J. KYSELA 1980).

Príznačné pre toto súvrstvie sú polohy organogénnych zlepcových vápencov až zlepcov, v sprievode vápnných modrosivých pieskovic a sivozelených slieňovic, a prítomnosť exogyr zastúpených druhom *Exogyra columba silicea* LAM. a *Exogyra columba minor* JOURDY (J. SALAJ 1961).

Príslušnosť tohto pruhu flyšu ku krížňanskému príkrovu, a to okrajovej nozdrovickej štruktúre dokladá: – priama nadväznosť na podložné súvrstvie vápnných bridlic a slieňov s polohami pieskovic, teda alb charakteristický pre krížňanský príkrov, doložený

v priestore lokality Dvor pod Malenicou spodnoalbským spoločenstvom (M. MAHEL—A. KULLMANOVÁ 1961): *Lagena apiculata neocomiana* BART—BRAND, *Anomalina (Gavelinella) ammonoides* (REUSS), *Anomalina complanata* REUSS, *Anomalina djaffarovi* AGALAROVA, *Hedbergella cf. ultramicra* ((SUBBOTINA), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI);

— polohy tmavosivých jemnozrnných vápencov s rohovcami organodetritickej štruktúry s glaukonitom a s častejšími prierezmi globigerín a ihlíc húb; nie je však vždy jasné, kedy ide o vápence tektonicky vklínené do pieskovcového flyšu, rovnako ako šošovky slienitých vápencov neokómu;

— prítomnosť kalciferulových vápencov na vrchu Pasienky doložená kolomielmi (oznámenie K. BORZU);

— prevrášnenie so súvrstvím slienitých vápencov neokómu a rohovcových vápencov spodného albu, členov typických pre krížňanský príkrov;

— laterálny prechod z pieskovcového flyšu v oblasti východne od južného segmentu Butkova (Kalište) do jemnorytmického flyšu s polohami spodnoalbských silitických vápencov a v najvrchnejšej časti s polohou organodetriticých vápencov s úlomkami ustríc (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1979).

Svojím pôvodom i menšou hojnosťou a pestrosťou valúnového materiálu sa tento „pieskovcový“ pruh zásadne líši od orlovských pieskovcov, s ktorými bol porovnávaný, a na základe toho kladený do úzkej väzby s flyšom klapskej jednotky.

Vrchnoalbský vek spodných polôh flyšového súvrstvia dokladajú foraminifery (J. SALAJ 1961, 1962a) *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI). Vo vyšších polohách prístupujú cenomanské druhy *Thalmaninella evoluta* SIGAL a *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (GANDOLFI)—(J. SALAJ—V. GAŠPARIKOVÁ 1979, J. SALAJ 1982).

Doprevedné spoločenstvo vrchného albu predstavuje *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Glomospira gaultina* (BERTHELIN), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Hedbergella globigerinelinoides* (SUBBOTINA) a *Rhizammina cf. indivisa* BRADY.

Vrchné polohy súvrstvia pieskovcov obsahujú spodnocenomanské druhy foraminifer: *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Thalmaninella evoluta* SIGAL, *Thalmaninella appenninica* (RENZ), *Whiteinella gandolfi* GAŠPARIKOVÁ et SALAJ, *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER) a *Rotalipora montsalvensis* MORNOD.

Belianska jednotka

Vyčlenil ju M. MAHEL (1959a, 1961b) v rámci krížňanského príkrovu ako plytkovodný — výsocký typ.

Kartograficky i stratigraficky sme ju spracovali v päťdesiatych rokoch. Podrobnejšie túto sériu mikrofaciálne spracovala až v posledných rokoch A. KULLMANOVÁ (1967), jej mladšie členy spracoval K. BORZA (1979) (obr. 17a, 23). Kartograficky v belianskej sérii vyčleňujeme:

lias — sliene, piesčité sliene a organogénne, zväčša krinoidové vápence;

bat až bajok — krinoidové vápence s polohami silicitov;

vrchný doger — spodný neokóm — červené a ružové, vo vrchnejších polohách sivé celistvé vápence;

barém až spodný alb — sivé organodetriticé vápence — rohovcové vápence;

alb — spodný cenoman — slienité bridlice a pieskovce.

Triasové členy sú opisované v rámci krížňanského príkrovu, ničím sa totiž nelišia a sú spoločné pre beliansku i pre zliechovskú jednotku.

Lias — sliene, piesčité sliene a krinoidové vápence

Do 50–70 m hrubé súvrstvie slieňov, piesčitých slieňov s nepravidelnými polohami organogénnych a lumachelových i krinoidových vápencov (40–75 cm hrubých).

Sliene a piesčité sliene sú sivé, zvetrané do hnedosiva až hrdzavohneda. Mikroskopicky vykazujú pelitickú štruktúru s drobnými zrnčkami aleuritického kremeňa (3–7 %) a drobnými globulkami pyritu. Vápence zastupujú predovšetkým biosparity, podradnejšie biomikrity (A. KULLMANOVÁ 1976) s detritmi krinoidov, úlomkami lamelibranchiátov, brachiopódov a gastropódov. Nájdu sa i foraminifery. Klastický kremeň je veľkosti 0,15–0,2 mm. Intraklasty tvorí mikrit a úlomky fosfátov. Sivé lumachelové vápence vystupujú hlavne vo vrchnej časti súvrstvia. Vedľa článkov krinoidov, prierezov schránok gastropódov a lamelibranchiátov obsahujú foraminifery *Involutina liassica* (JONES), *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp. Medzi intraklastmi sa nájdu úlomky fosfátov.

Charakteristické sú vložky sivých a tmavých ilovitých bridlic s rekryštalizovaným spoločenstvom foraminifer, v ktorom boli stanovené rody *Dentalina* a *Nodosaria*, *Ammodiscus* sp., *Lenticulina* sp., *Eoguttulina* sp. cf., *E. liassica* (STRICKLAND), *Ogmoconcha* sp. (A. KULLMANOVÁ 1976).

Vyšší lias zastupuje 15–20 m hrubé súvrstvie sivých až tmavosivých celistvých vápencov s polohami silicitov: hrúbka lavíc vápencov 30–40 cm. Ide o biomikrity s článkami krinoidov, podradnejšie sa nájdu foraminifery: *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp. a úlomky miliolidných typov, ojedinele prierezy tenkoschránkových lamelibranchiátov; 10–12 % podielom sa zúčastňujú drobné zrnká kremeňa siltovej až pieskovcovej frakcie. V siltovcoch sa mikroskopicky našli v menšom množstve ihlice húb a drobné zrnká idiomorfne obmedzených zrn kremeňa (A. KULLMANOVÁ 1978).

Súvislejší stratigrafický profil spodným liasom poskytuje zárez lesnej cesty južne od kóty 863,5 na Čiernej hore:

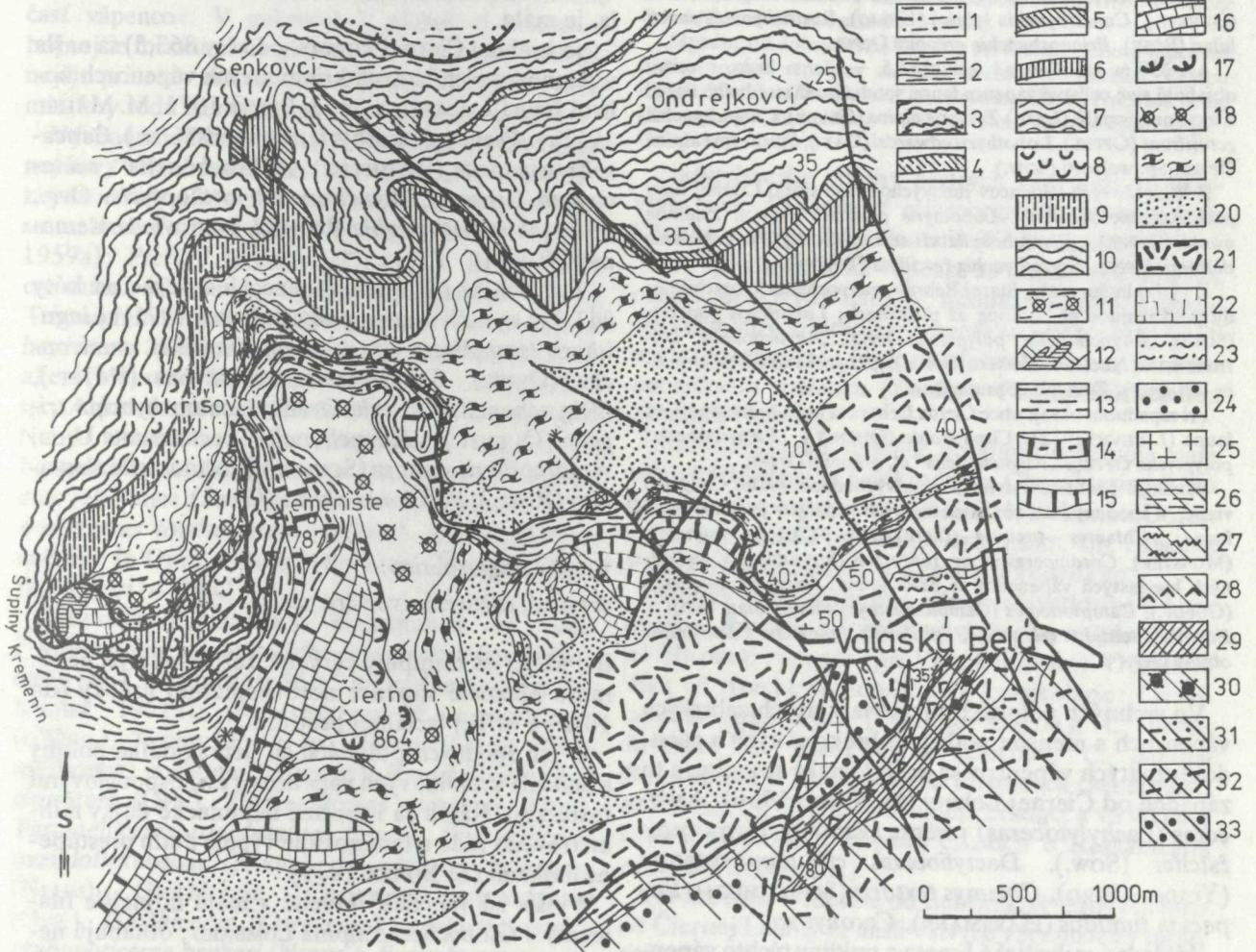
a) Hetanž zastupujú šedé piesčito-krinoidové až kalové vápence s faunou bivalvií a gastropódov (M. KOCHANOVÁ - J. PEVNÝ 1976): *Entolium hehli* (D'ORBIGNY), *Chlamys* cf. *dispar* (TERQUEM), *Ctenostreon turberculatum* (TERQUEM), *Plagiostoma giganteum* SOWERBY, *Gryphaea* cf. *dumortieri* (JOLY), *Liostrea hissingeri* (NILSSON), *Pleurotomaria* sp., *Oonia*? sp., *Pinna* sp.

b) Nadložné lumachelové vápence obsahujú spoločenstvo sine-múru až lotaringu: *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORBIGNY), *Entolium calvum* (GOLDFUSS), *Camptonectes* (*Camptochlamys*) *subreticulata* (Stoliczka), *Chlamys textoria* (SCHLOTHEIM), *Plagiostoma* cf. *deslongchampsii* (STOLICZKA), *Anomia* sp., *Cardinia* sp., *Cinta*

numismalis (LAM.), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Cuneirhynchia retusifrons* OPPEL, *Lobothyris edwardsi* (DAW.), *Spiriferina alpina* OPPEL, *Spiriferina* cf. *walcotti* (SOW.).

Z tmavosivých vápencov na Čiernej hore pochádzajú lumachely hetanžu (M. KOCHANOVÁ 1969): *Chlamys dispar* TERQ., *Ch. subulata* (MÜNST. in GOLDF.), *Plicatula* sp.

Zo žltkastých celistvých vápencov - sinemúrsko-lotarinské druhy: *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORB.), *Camptonectes* (*Camptochlamys*) *subreticulata* (STOL.), *C. (Camptochlamys)* cf. *verticilla* (STOL.), *Eopecten tumidus* (HARTMANN), *Lima* (*Plagiostoma*) sp., *Gryphaea* sp.



Obr. 23 Geologická mapa okolia Valaskej Belej (M. MAHEL)

1 - chočský príkrov - jul, lunzské vrstvy, 2 - krížňanský príkrov, 2-5 - zliechovská sekvencia: 2 - alb - slienité bridlice, pieskovce, 3 - titón-barém - slienité vápence, 4 - kimeridž - červené slienité vápence, 5 - kelovej-oxford - pestré rádiolarity, 6 - zelené rádiolariové vápence a rádiolarity, 7 - lias - flekenmangel, v spodných polohách kopienecké vrstvy, 8-12 - „prechodný“ sled a jurské členy šupiny Kremenín: 8 - pestré hľuznaté, čiastočne slabo krinoidové vápence, 9 - doger, tmavé kremité vápence, spongolity, 10 - lias - tmavý flekenmangel, 11 - lias - šedé krinoidové vápence s rohovcami, 12 - spodný lias - brekciovité vápence, brekcie a poloha tmavých bridlíc, 13-18 - belianska sekvencia: 13 - alb - slienité bridlice, pieskovce, 14 - spodný alb - rohovcové vápence, 15 - barém-apt - organodetritické vápence, 16 - malm-hoteriv - pestré a šedé vápence, 17 - doger - krinoidové vápence, 18 - lias, piesčito-krinoidové vápence, bridlice, 19-25 - triasové členy krížňanského príkrovu, 19 - rét - fatranské vrstvy, 20 - vrchný norik-spodný rét - karpatský keuper, 21 - ladin-vrchný trias - dolomity, 22 - anis - gutensteinské vápence, 23 - spat - verfénske vrstvy, 24 - spodný trias - kremité pieskovce, kremence, 25 - kryštalinikum, 26-32 - malomagurská jednotka: 26 - alb - slienité bridlice, 27 - titón-hoteriv - doskovité slienité vápence s rohovcami, 28 - doger-malm, silicity, krinoidové vápence, bridlice, 29 - stredný-vrchný lias - bridličnatý netypický flekenmangel, 30 - spodný lias - tmavé bridlice, slienité vápence, piesčité vápence, 31 - norik-karpatský keuper, 32 - stredný trias-karn - dolomity, 33 - spodný trias - kremence.

160 m západne od lazú Sieklovcí (z. od Valaskej Belej) na lúke pod Čiernou horou na kôpkach v tmavosivých, čiastočne krinoidových vápencoch sa našla makrofauna brachiopódov spodno-strednoliaskových: „*Rhynchonella*“ orthoptychides ROTHPL., „*Rh.*“ de lottoi PIAZ, „*Rh.*“ cf. polyptycha OPP., *Cirpa* aff. belemnitica (QUENST.), *Salgirella alberti* (OPP.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Lobothyris andleri* (OPP.), „*Terebratula basilica*“ OPP., „*Terebratula*“ bimammata ROTHPL., *Cincta numismalis* (LAM.), *Zeilleria mutabilis* (OPP.), *Z. subnumismalis* (DAV.).

V tmavošedých vápencoch v dolinke pri Čiernej Lehote sa našlo spodno- až strednoliaskové spoločenstvo brachiopódov (J. PEVNÝ 1971): *Spiriferina obtusa* OPPEL, „*Rhynchonella*“ cf. plicatissima (QUENST.), *Cuneirhynchia lubrica* (UHLIG), *Rostrirhynchia sancti hilari* (BÖSE), *Prionorhynchia greppini* OPPEL.

Asi 350 m západne od kóty 863,5 – Čierna hora, v ceste, obsahujú sivé celistvé vápence faunu spodného až stredného liasu: *Cincta numismalis* (LAM.), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPPEL), *Lobothyris edwardsi* (DAV.), *Spiriferina alpina* OPPEL, *Sp. walcotti* (SOW.).

Z krinoidových vápencov juhovýchodného svahu Čiernej hory pochádza spoločenstvo: *Lobothyris punctata* (SOW.), *Zeilleria ewaldi* (OPPEL), „*Rhynchonella*“ cf. serrata (SOW.), *Piarorhynchia deffneri* (OPPEL), *Furcirhynchia furcillata* (THEOD.).

Z východného svahu Starej Bebravy zas pochádzajú brachiopódy poukazujúce na lotaring až plienschbach: *Lobothyris punctata* (SOW.), „*Rhynchonella*“ polyptycha OPPEL, „*Rhynchonella*“ latifrons STUR, *Nucleata nimbata* (OPPEL), „*Rhynchonella*“ belemnitica (QUENST.), *Zeilleria cornuta* (SOW.).

Pri západnom okraji obce Čierna Lehota sa našla brachiopódová fauna (J. PEVNÝ 1972): *Cirpa fronto* (QUENST.), „*Rhynchonella*“ polyptycha OPPEL, „*Rhynchonella*“ cf. greppini OPPEL.

Súvislejší profil súvrstvia je i na východnom svahu Čierneho vrchu. V spodnej časti súvrstvia tmavých vápencov je sinemúrska fauna: *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chlamys subulata* (MÜNSTER), *Coroniceras* ex gr. rotiformis (SOWERBY). V nadložných hnedastých vápencoch sa našla fauna: *Oxytoma muensteri* (GOLDF.), *Camptonectes* (Camptochlamys) subreticulata (STOL.), *Eopecten tumidus* (HARTM.), *Spiriferina alpina* OPP., *Spiriferina obtusa* OPP.

Vo vrchných polohách súvrstvia v sivých celistvých vápencoch s menším podielom brekciovitých a pseudohľuznatých vápencov sa našli toarské amonity, a to západne od Čiernej Lehoty (M. RAKÚS 1956): *Lytoceras* (*Pachylitoceras*) *jurensis* (ZIETEN), *Harpoceras falcifer* (SOW.), *Dactylioceras* cf. *tenuicostatum* (YOUNG-BIRD), *Chlamys textoria* (SCHLOTHEIM), *Eopecten tumidus* (HARTMANN), *Ceronya* sp.

Základná mikritická hmota a pukliny týchto vápencov sú častejšie sfarbené hydroxidom železa.

Bajok-bat – krinoidové vápence s polohami silicitov

Spodnú časť súvrstvia budujú sivé jemnozrné krinoidové lavicovité vápence (hrúbka lavíc 20–35 cm) s polohami silicitov, v pomere miestami až 1 : 1. Smerom do nadložia prechádzajú do svetloružových krinoidových vápencov – jemnozrnnejších tmavších a hrubozrnnejších svetlejších. Nepravidelné polohy tvo-

ria lumachelové vápence s *Bositra buchi*. Vápence predstavujú krinoidový biomikrit s prevahou krinoidových článkov rozlámaných a rekryštalizovaných. V krinoidových biosparitoch sa organogénny detrit krinoidov vyskytuje v horninotvornom množstve. Klastická prímes je zastúpená len sporadicky kremenými zrnami pieskovej frakcie. V lumachelových vápencoch typu *Bositra* prevládajú prierezy tenkoschránkových lamelibranchiátov usporiadaných v jednom smere. Mikritickej hmoty, ktorá by ich spevňovala, je málo.

Na hrebeni Čiernej hory (s. od kóty 863,5) sa našla v jemnozrných bielych krinoidových vápencoch bohatá fauna bajoku a batu (J. PEVNÝ 1971, M. MAHEL 1961a): *Pseudoglossothyris curvifrons* (OPP.), *Canca-sella trigonella* (ROTHPLEZ), „*Rhynchonella*“, *rectecostata* UHLIG, „*Rhynchonella*“ orthoptycha OPP., „*Rhynchonella*“ pugilla ROTHPL., *Ivanoviella alemanica* (ROLL.).

V sivých až ružových vápencoch severne od kóty 863,5 m sa našli brachiopódy (J. PEVNÝ 1971): *Linguithyris tenuiplicata* UHLIG, *Linguithyris* cf. *curviconcha* (OPPEL), *Septocrurella supinifrons* (ROTHPL.), „*Rhynchonella*“ micula OPPEL, *Gnathorhynchia trigona* (QUENST.), „*Rhynchonella*“ rectecostata UHL., *Acanthothyris spinosa* (SCHLOTH.), *Ivanoviella alemanica* (ROLL.), *Posidonia alpina* (GRAS.).

Vrchný doger-berias:

červené, ružové a sivé vápence

Bat až berias zastupujú červené, ružové až sivé, nevýrazne hľuznaté vápence nerovnomernej hrúbky (do 10 m) a veľkej faciálnej pestrosti.

V ich spodných polohách sú nepravidelné polohy a hniezda krinoidových vápencov s evinospongióvymi textúrami. Nájdu sa i drobné neptunické dajky milimetrového rádu a laminované výplne dutín prestúpené dajkami (K. BORZA 1979).

Vyššie sú vápence červené a majú hojnejšie filamenty s *Globochaete alpina* LOMBARD; obsahujú nepatrnú prímes klastického kremeňa pieskovej veľkosti. Smerom do nadložia prechádzajú do vápencov červenohnedých, sú to zväčša biomikrosparity s kalcifikovanými rádiolármi a protoglobigerínami s oxfordskou mikrofaunou: *Didemnoidea moreti* DURAND-DELGA, *Aeolisacus dunningtoni* (ELLIOT), *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Cadosina parvula* NAGY, *Colomisphaera pieniniensis* (BORZA). I v týchto vápencoch, hoci len zriedkavo, sa nájdu mikrodajky a dutiny.

V podstate analogický typ vápencov siaha i do kimeridžu. Masívne červenohnedé, ružové a ružovosivé vápence sú častejšie prestúpené stylolitmi, obsahu-

jú už *Saccocoma*. Podľa kvantitatívneho zastúpenia zložiek možno v nich odlišiť mikrofacie: vláknovo-globochétovej, protoglobigerínovej, protoglobigerínovo-lamelibranchiátovej, globochétovo-sakokómovej, protoglobigerínovo-rádiolárovej, sakokómovej s echinodermovými článkami (A. KULLMANOVÁ 1976).

Vláknovo-globochétovej mikrofacie je v bazálnych časti súvrstvia. Vedľa hojných prierezo „tenkých“ vláken sú časté globochéty, zriedkavejšie úlomky krinoidov, foraminifery a prierezy aptychov. I protoglobigerínová mikrofacie je charakteristická pre spodnú časť vápencov. V mikritickej základnej hmote sú hojnejšie foraminifery globigerínového typu, podradnejšie prierezy ostrakódov, úlomky krinoidov, foraminifery rodu *Lenticulina*, *Ammodiscus* a aptychy.

Východne od kóty 594,5 m na južnom svahu Čiernej hory v sivohnedastých vápencoch kalovo-detritickej štruktúry globochétovo-sakokómovej mikrofacie sa našla oxfordsko-kimeridžská fauna (M. MAHEL 1959a): *Pteria? lacunosa* (QUENST.), *Entolium cf. cornutum* (QUENST.), *Cymaceras guembeli* (OPP.), *Trimarginites arolicum* (OPP.), *Taramelliceras (Metahaploceras?) kobyi* (CHOFFAT), *Taramelliceras greenakeri* (MOESCH), *Streblites frotho* (OPP.), *Glochiceras sp.*, *Aspidoceras acanthicum* OPP., *Aspidoceras wolffi* NEUM., *Aspidoceras cyclotum* (OPP.), *Perisphinctes bernensis* LOR., *Perisphinctes matheyi* LOR., *Perisphinctes jelsii* SIEM., *Perisphinctes siliceus* (QUENST.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Calliphylloceras calypso* (D'ORB.), *Calliphylloceras (Holcophylloceras) zignoi* (D'ORB.).

Oxfordsko-kimeridžská makrofauna sa našla i v červených krinoidových vápencoch v lesnej časti cesty (asi 750 m od kóty 863,5 m) na Čiernej hore (M. MAHEL 1961a): *Sowerbyceras cf. tortisulcatum* (D'ORB.), *Taramelliceras sp.*, *Taramelliceras (Taramelliceras) costatum* (QUENST.), *Taramelliceras trachinotum* (OPP.), *Taramelliceras compsum* (OPP.), *Taramelliceras tricriostatatum* (OPP.), *Taramelliceras pseudoflexuosum* (FAVRE), *Glochiceras balanense* (NEUM.), *Glochiceras (Coryceras) microdonum* (OPP.), *Glochiceras (Coryceras) canale* (QUENST.), *Hybonotoceras beckeri* (NEUM.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Perisphinctes promiscus* BUCK., *Lytoceras polycyclum* NEUM., *Nucleata nucleata* (SCHLOTH.), *Aulacothyris impressa* (BUCH.), *Pygope diphya* (COL.), „*Rhynchonella*“ *agassizi* ZEUSCHN., *Lacunosella sparsicosta* (QUENST.), *Pteria? lacunosa* (QUENST.), *Entolium cf. cornutum* (QUENST.), *Entolium demissum* (PHILL.), *Lima sp.*, *Anomia? sp.*, *Isocardia sp.*

V ružových vápencoch na východnom svahu Starej Bebravy sa našli malmské brachiopódy (J. PEVNÝ 1971): *Pygope diphya* (COL.), „*Terebratula*“ *insignis* SCHÜBLER, „*Terebratula*“ *cf. carpathica* ZITT., *Lacunosella fastigata* (GIL.), *Nucleata bouei* (ZEUSCHN.).

V ľavom svahu potoka Bebrava pri západnom okraji dediny Čierna Lehota sa v červených vápencoch našli brachiopódy (J. PEVNÝ 1971): *Lacunosella monsalvensis* (GILLIERON), *Lacunosella monsalvensis heimi* (HAAS), „*Terebratula*“ *cf. bieskidensis* ZEUSCHNER.

Z prostriedku ružových vápencov zo šošovky takýchto krinoidových polôh (z odkryvu vápencov rozložených uprostred ružových celistvých vápencov pri západnom konci dediny Čierna Lehota) pochádza oxfordsko-kimeridžská brachiopódovala fauna (J. PEVNÝ 1971): *Lacunosella arolica* (OPP.), *L. dilatata* (ROLL.), „*Rhynchonella*“ *spoliata* SÜSS, *Rhactorhynchia corallina* (LEYM.), „*Lacunosella*“ *cf. monsalvensis heimi* HAAS, *Septocurella sanctae clarae* (RÖMER), „*Terebratula*“ *cf. bisuffaricata* (SCHLOTH.), *Nucleata bouei* (ZEUSCHN.), *N. planula* (VOGEL).

Západne od doliny Starej Bebravy pri Čiernej Lehote v spodnej časti ružových vápencov sa našli brachiopódy malmu: *Pygope diphya* (COL.), „*Terebratula*“ *cf. carpathica* ZITT., *Nucleata bouei* (ZEUSCHN.), „*Terebratula*“ *bilimeki* SÜSS, *Lacunosella fastigata* GILL.

Najvrchnejšie polohy pestrých vápencov sú spravidla sivé. Prítomnosť mikroorganizmov umožňuje i jemné stratigrafické členenie (K. BORZA 1979).

Pre spodnotitónske vápence sú okrem sakokómov, echinodermových článkov, úlomkov schránok lamelibranchiátov i rádiolárií charakteristické ostrakódy a mikroorganizmy: *Cadosina fusca* WANNER, *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Carpistomiosphaera tithonica* NOWAK.

Strednotitónske vápence obsahujú ojedinele malé ružovkasté rohovce a mikrodačky. Charakteristické sú pre ne mikroorganizmy: *Chitinoidea boneti* DOBEN a *Ch. bermudes* FURRAZOLA BERMUDEZ, *Ch. cubensis* FURRAZOLA BERMUDEZ a *Semichitinoidea sp.*

Vrchný titón zastupujú vápence svetlosivé s hnedými nádychmi. I v nich sa však ešte nájdu červené hľuznaté vápence (pri Valaskej Belej). Obsahujú však už typické vrchnotitónske krasikolárie: *Crassiacollaria intermedia* (DURAND-DELGA), *C. brevis* REMANE, *C. massutiniana* (COLOM), *C. parvula* REMANE, ale i *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Calpionella alpina* LORENZ a vo vrchnej časti i *Calpionella elliptica* CADISCH a *Remanniella cadischiana* (COLOM.).

Na hrebni východne od Bebravy, severovýchodne od Čiernej Lehoty sa našli v sivých vápencoch v sutine titónske amonity (M. MAHEL 1961a): *Haploceras elimatum* (OPPEL) ZITT., *G. cf. tithonicum* (OPPEL), ZITT., *Glochiceras cf. verruciferum* (MENEGHINI), *Protetragonites quadrisulcatus* (D'ORB.), *Lithacoceras cf. metamorphum* (NEUM.). Vyššie polohy obsahujú vrchnotitónskej amonity: *Spitoceras cf. pseudograteatum* (DJANEL), *Glochiceras sp. (gr.) Litographicum* (OPP.), *Phylloceras cf. serum* (OPPEL) ZITT.

Ružovkasté vápence v doprovide svetlosivých vápencov – mikrity a mikrosparity siahajú miestami až do beriasu charakterizovaného rodom *Calpionellopsis*: *Calpionella simplex* (COLOM), *C. oblonga* (CADISCH), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Lorenziella*

hungarica (KNAUER et NAGY), *L. plicata* REMANE. Aptychy, úlomky schránok lamelibranchiátov, echinodermové články, kalcifikované rádiolárie, ostne ježoviek, ostrakódy a foraminifery dopĺňujú bohaté spoločenstvá organických zvyškov (K. BORZA 1979).

Pri Čiernej Lehote sa v najvrchnejších laviciach vápencov našli brachiopódy: *Lacunosella* cf. *montsalvensis* (GILLIERAON), *Pygope catulloi* (COL.), ktoré poukazujú na titón (J. PEVNÝ 1971).

Ani v jednom z podrobne študovaných profilov sa nezistila zóna *Calpionellites*, ktorá by jednoznačne dokladala prítomnosť valanginu (K. BORZA 1979). Prerušenie sedimentácie naznačujú i úlomky vápencov s *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU a *Remaniella cadischiana* (COLOM) v nadložných vápencoch.

Hoteriv–spodný barém zastupujú doskovité svetlosivé, v niektorých profiloch nejasne hľuznaté slienité vápence s pyritovými konkréciami veľkosti až 4 cm. Sú to biomikrity charakterizované prítomnosťou nanokómov. Len zriedkavo sú v nich úlomky lamelibranchiátov, echinodermové články a foraminifery, kalcifikované rádiolárie, ihlice silicispongií, ostne ježoviek, články efuzív, machovky, aptychy, juvenilné schránky amonitov, ojedinelé zrnká glaukonitu, fosfátové minerály a pyrit, ojedinele zrnká klastického kremeňa. Našiel sa i horizont s prekremenými rádioláriami a silicispongiami. Častejšie sú kolomiosféry (K. BORZA 1979) *Colomisphaera vogleri* (BORZA), *C. heliosphaera* (VOGLER) a stomiosféry *Stomiosphaera wanneri* BORZA, *S. echinata* NOWAK.

V slienitých vápencoch v Čiernej Lehote sa našli foraminifery (V. GAŠPARIKOVÁ 1980b) ukazujúce na valangin–nižší hoteriv: *Trochammina* ex gr. *inflata* (MONTAGU), *Lenticulina* (*L. sp.* cf. *L. (L.) muensteri* (RÖMER)).

Na západnom svahu Čiernej hory (v záreze cesty) i severne od Valaskej Belej oproti osade Kurucie sa našlo (V. GAŠPARIKOVÁ 1978) nanoplanktónové spoločenstvo s hojnším druhom *Ellipsagelosphaera* ex gr. *keftelrempti* a ďalšími druhmi: *Biscutum* sp., *Cyclagelosphaera* ex gr. *margereli*, *Ellipsagelosphaera* sp., *Solasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER et MAREXH), *Speetonia ooligata* BLACH, *Watznaueria barnesae* (BLACH) PERCH–NIELSEN.

Barém–spodný alb: Sivé organodetrické vápence, rohovcové vápence

Sivé vápence veku vrchný barém – apt vytvárajú morfológicky výrazný člen belianskej série hrúbky 20 až 50 m. Ide o typ urgónskych vápencov s hojnými, na povrchu zjavnými organickými zvyškami koralov, orbitolín, lamelibranchiátov, echinodermových člán-

kov; obsahujú aj intrasparity, biointrasparity, zriedka i pelsparity. Zväčša sú organoklastické s úlomkami vyššie uvedenej fauny i s foraminiferami, dasyklada-ceami, úlomkami solenopór, článkami ofiúr a ostňami ježoviek. Našli sa (K. BORZA 1979): *Gemeridella minuta* K. BORZA et M. MIŠÍK, *Didemnoidea moreti* (DURAND–DELGA), *Tubiphytes obscurus* (MASLOV).

V najspodnejších častiach v svetlosivých masívnych vápencoch severne od Valaskej Belej v úžine pri hradskej sa našli početné brachiopódy a lamelibranchiáty (M. MAHEL 1961a): „*Rhynchonella*“ ex gr. *limbata* SOW., „*R.*“ *lineolata* PHIL., „*Terebratula*“ cf. *martiniana* D'ORB., *Zeilleria* cf. *tamarindus* (SOW.), *Meirhea* cf. *atava* ROLM., *Chlamys goldfussi* (DESHAYES), *Ch. dutemplei* (D'ORB.), *Ch. archiaciane* (D'ORB.), *Camptonectes* cf. *cottaldinus* (D'ORB.), *C. striatopunctatus* ROLMER, *Chlamys robinaldina* (D'ORB.), *Ch. urgonensis* (LORIOLO).

Vo vyšších polohách vápencového komplexu vystupujú sivohnedé celistvé vápence, mikrity, pelmikrity až pelmikrosparity aptského veku preukázaného prítomnosťou *Praecolomiella boneti* BORZA, *Parachitoidella cuvillieri* TREJO, *Deflandronella veracrusana* (TREJO), *D. tenuis* (TREJO). Nájdu sa brekciovitité až zlepcové polohy (jv. od lazú Stratenci) tvorené úlomkami masívnych vápencov, ale i intraklastmi zo starších titónskych vápencov s *Calpionella alpina* LORENZ. Vo vrchných polohách vápencov sa našla *Colomiella mexicana* BONET (K. BORZA 1979).

Urgónske vápence sú prestúpené neptunickými dajkami s výplňou: a) spodnoalbských vápencov hnedastého nádychu s *Colomiella recta* BONET a *C. semiloricata* TREJO; b) ružovohnedastých až červenkastých vápencov s *Calcisphaerula innominata* BONET, *Pitonella ovalis* (KAUFMANN), *Cadosina oraviensis* BORZA.

Najvrchnejší člen vápencového komplexu belianskej série predstavujú spodnoalbské tmavosivé rohovcové vápence.

Vápence sú šedé až tmavošedé, zväčša masívne, len miestami lavicovitité. Rohovce v nich vytvárajú prevažne šoškovkovité polohy, zriedka nepravidelné hľuzy, často koncentrickej stavby, farby šedej až čiernej. Sú to mikrity, biomikrity, biopelmikrity až mikrosparity, hrúbky až 80 m. Uprostred drobnej organogénnej drviny (veľkosti 0,01 až 0,02 mm) obsahujú častejšie echinodermové články, úlomky článkov lamelibranchiátov, foraminifery, úlomky solenopór, ostrakódy, ostne ježoviek, ihlice húb, rádiolárie, serpule, machovky. Nájdu sa i kryštáliky kremeňa, živce, klence dolomitu a glaukonitu, klastické zrnká kremeňa, zirkón a ojedinele i intraklasty s *Calpionella alpina*. Rohovce tvorené mikrokryštalickým kremenom a chalcedónom často obsahujú nepravidelné karbonátové uzavreniny a autigénne kryštály kalcitu.

Rohovcové vápence v niektorých profiloch chýbajú; nájdu sa však ako výplň puklín – ako dajky v urgónskych vápencoch. V niektorých profiloch rohovcové vápence vystupujú priamo v nadloží slienitých vápencov vrchného hoterivu–spodného barému.

Hiát medzi aptom a albom naznačuje chýbanie zóny *Colomiella mexicana* v profile úžiny pri Valaskej

Belej (K. BORZA 1980a). Spodnoalbský vek vápencov dokladá makrofauna zo skalných stien severne od Čiernej Lehoty (M. MAHEL 1959a; ježovky určila E. SZÖRÉNYI 1957): *Collyropsis moussani* (DESOR), *Holaster laevis* (DELUC mns.) AGASSIZ, *Holaster* sp., *Inoceramus salomoni* D'ORB., *Hypocanthoplites* sp.

Vo vrchných polohách v tmavošedých rohovcových vápencoch na hrebeni východne od doliny Stará Bebrava pri Čiernej Lehote sa našli i lumachely s *Exogyra* cf. *tombeciana* D'ORB., *Lima* ex gr. *rhodanica* D'ORB.

Spodnoalbský vek rohovcových vápencov preukazuje i mikrofauna (K. BORZA 1980a): *Colomiella recta* BONET C. *coahnilensis* TREJO, *C. semiloricata* TREJO, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER).

Severne od Čiernej Lehoty na báze slieňovcovobridličnatého súvrstvia vystupujú i glaukonitické krinoidové vápence s čiernymi rohovcami. Sú to biomikrity, zriedka biosparity s hojnými zrnami glaukonitu, fosfátu a pyritu. Popri hojných echinodermových článkoch obsahujú úlomky lamelibranchiátov, ihlice húb a foraminifery. Mikroorganizmy *Cadosina oraviensis* BORZA a zriedkavejšie i *Calcisphaerula innominata* BONET naznačujú vek vápencov ako najvrchnejší spodný alb (K. BORZA 1979).

Alb – slienité bridlice, sliene, vápnité pieskovce

Najvyšším členom belianskej jednotky je súvrstvie tmavošedých slienitých bridlíc až bridličnatých slieňov. Vo vyšších polohách prístupujú piesčité bridlice i vápnité pieskovce, súvrstvie nadobúda flyšový charakter.

V doline Čierneho potoka pri Čiernej Lehote v najspodnejšej časti súvrstvia v sivých slienitých bridliciach v bezprostrednom nadloží organogénnych vápencov sa našlo foraminiferové a nanoplanktónové spoločenstvo dosvedčujúce spodnoalbský vek bazálnej časti súvrstvia (V. GAŠPARIKOVÁ 1980b): *Ammodiscus* sp., *Trochammina* ex gr. *inflata* (MONTAGU), *Glomospira* ex gr. *charoides* (JONES et PARKER), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Epistomina* sp., *Lenticulina* (L.) cf. *muensteri* (RÖMER), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Cyclagelosphaera* sp., *Lithastrinus* sp., *Praediscosphaera* sp., *Zygothithus* sp., *Nannoconus* sp.

Vyššie uprostred bridličnato-pieskovcového súvrstvia severne od Čiernej Lehoty sa nájdu vložky tenkolavicovitých až doskovitých, slabo slienitých vápencov – tzv. kalciferulových. Sú to biomikrosparity s tenkými žilkami kalcitu, často doprevádzanými ílovitými šmuhami. Vedľa úlomkov lamelibranchiátov obsahujú rádiolárie a ostrakódy. Hojný výskyt mikroorganizmov *Calcisphaerula innominata* BONET v sprievode zriedkavejších *Bonetocardiella connoidea* BONET a *Pi-*

tonella trejoi BONET, *P. ovalis* poukazuje na vrchný alb (K. BORZA 1979).

Foraminifery z podložia kalciferulových vápencov poukazujú na najspodnejší vrchný alb (určila V. KANTOROVÁ): *Anomalina complanata* REUSS, *Anomalina schloenbachi* (REUSS), *Ticinella gaultina* (MOROZOVA), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Ticinella roberti* (GAND.), *Thalmaninella ticinensis* (GAND.).

Z nadložia kalciferulových vápencov pochádza foraminiferové spoločenstvo vrchného albu: *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Glomospira gordialis* (JONES-PARKER), *Arenobulimina* cf. *brevicon* (PERNER), *Anomalina complata* REUSS, *Epistomina* cf. *spinulifera* (REUSS), *Eponides* cf. *arcia* (LOEBLICH-TAPPAN), *Haplophragmoides* sp., *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI).

Vrchný alb preukazuje i foraminiferové spoločenstvo na hrebeni Kremeniny zo sivých a sivohnedých bridlíc: *Lenticulina* (L.) *muensteri* (RÖMER), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Anomalina* (*Gavelinella*) *intermedia* BERTHELIN.

Vo vrchných polohách flyšového súvrstvia na Čiernej hore sa našlo spoločenstvo foraminifer charakterizujúce rozhranie alb-cenoman až spodný cenoman (V. GAŠPARIKOVÁ 1980): *Clavhedbergella simplex* (MORROW), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis subticinensis* GANDOLFI, *Ticinella* ex gr. *multiloculata* (MORROW), *Thalmaninella brotzeni* SIGAL.

„Prechodné“ sekvencie

V priestore Valaskej Belej a Čiernej Lehoty vystupuje v nadloží belianskej série šošovkovité pásmo Kremeniny s niektorými plytkovodnejšími fáciami. Pozorhodnejšie je však, že do takýchto fácií prechádzajú laterálne i vyššie opísané jurské fácie hlbokovodnej, zliechovskej, gápeľskej sekvencie; grestenské vrstvy, flekenmergel, rádiolárieové vápence, rádiolarity, a to na západnom svahu Kremenného vrchu a na svahoch Bebravskej doliny severne od Čiernej Lehoty.

Spodný lias – hetanž až lotaring

Zostupujú ho krinoidové vápence prerastené hľuzami čiernych rohovcov, na báze s polohami brekciovitých vápencov s ostrôhrannými úlomkami karbonátových hornín, červených rohovcov a fosforitov. Ide o príbrežné brekcie s hojnosťou brachiopódovej a lamelibranchiátovej fauny. Vyššie sa pridružujú polohy krinoidových vápencov so spongolitmi, biosparity, kalkarenity a kalcirudity. Postupne sa krinoidové vápence stávajú jemnozrnejšími, ale s hojnejšími polohami spongolitov. Ani v nich však nechýbajú polohy brekciovitých vápencov.

Amonity *Coroniceras bisulcatum* (BRUG.), *Astericeras obtusum* (SOW.), *Microderoceras steinmani* HUNG., *Oxynoticeras oxynotum* QUENST., *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Charmasliceras charmasli* D'ORB. dokladajú vrchný hetanž až lotaring (M. RAKÚS 1962b, 1975b).

Vyššie polohy jemnozrnných krinoidových vápencov s *Amalteus subnodosus* (YOUNG et BIRD) a *Calliphyloceras nilssoni* (HEBERT) sú zrejme už domérskeho až toarského veku.

Laterálne opísaný výrazne plytkovodný charakter liasu sa veľmi rýchlo mení na tzv. prechodný či zmiešaný typ. Spodnému liasu patria doskovité a lavicovité tmavošedé celistvé vápence prerastené rohovcami, doprevádzané polohami tmavých slienitých bridlíc a slieňov. Podiel bridlíc a slienitých vápencov smerom na západ narastá, ubúda hrubších krinoidových vápencov. Tým súvrstvie spodného liasu nadobúda postupne na východ charakter kopianeckých vrstiev.

Vo vrchných polohách súvrstvia sa vytrácajú krinoidové vápence, prevládajú tmavošedé doskovité vápence a sliene. Súvrstvie pozvoľne získava charakter netypického flekenmerglu.

Vo vrchnej časti sa pridružujú hľuzy a šošovky čiernych rohovcov. Toark zastupuje 1–1,5 m hrubá poloha červených vápencov.

Doger – tmavosivé rohovcové vápence, bridlice

Charakteristický pre toto súvrstvie je veľký podiel tmavých silicítov nerovnomernej, rýchlo sa meniacej hrúbky (3–11 cm). Oddeľujú ich tenké (1–1,5 cm) vrstvičky tmavosivých vápnitých ílovcov.

Silicity sú chudobné na organizmy. Predstavuje ich mikrokryštalický SiO₂, resp. vláknitý chalcedón. Vo vrchných polohách rohovcového súvrstvia sa striedajú tmavosivé polohy silicítov a rohovcových vápencov prestúpených sieťou kalcitových žiliek a sivých slienitých vápencov čiastočne bridličnatých.

Malm – červené hľuznaté a jemnozrnné krinoidové vápence

Vyznačujú sa premenlivými polohami so sfarbením červeným, ružovým až striebřistým; vápence sú miestami hľuznaté, inde s hľuzami a drobnými šošovkami červených silicítov.

Charakteristická je prítomnosť sakokómov, protoglobigerín a krasikulárií. Najhojnejšie sú krinoidové články, ale i globochéty, rádiolárie a kadosíny (A. KULLMANOVÁ 1976): *Cadosina parvula* (NAGY), *Cadosina malmica* (BORZA), *Cadosina carpathica* (BORZA). Klastická prímies siltovej veľkosti zriedka dosahuje 1%.

Oxfordsko-kimeridžský vek potvrdzuje i bohatá makrofauna, hlavne amonitov (M. MAHEL 1961a, určil J. PEVNÝ): *Lacunosella spoliata* SÜSS, „*Rhynchonella*“ *sparsicosta* QUENST., „*Rhynchonella*“ *monsalvensis* GIL., *Nucleata bouei* (ZEJSZ.), *Pygope janitor* PICTET., *Pteria lacunosa* (QUENST.), *Entolium cingulatum* (GOLDF.), *Entolium demissum* (PHILL.), *Taramelliceras trachynotum* (OPPEL.), *Taramelliceras compsum* OPPEL., *Taramelliceras tricristatum* (OPPEL.), *Taramelliceras pseudoflexosum* (FAVRE), *Glochiceras balanense* (NEUM.), *Glochiceras (Coryceras) microcomum* (OPP.), *Glochiceras (C.) canale* (QUENST.), *Hypoboticeras beckeri* (NEUM.), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB.), *Perisphinctes promiscuus* BUKOWSKI, *Lytoceras polycyclum* NEUM.

MANÍNSKY PRÍKROV

Manínsky príkrov má svoju „domovskú“ oblasť v Strážovských vrchoch. Vyčlenený bol v severozápadnej časti pohoria ako vnútorný okraj bradlového pásma, ako jeho najvnútornejšia jednotka (D. ANDRUSOV 1929, 1938). Profily z veľkých bradiel Manína a Butkova boli dávnejšie prepracované (K. TELEGDÍ-ROTH 1917, D. ANDRUSOV 1938, 1945). Dôležitý pokrok pri spresnení stratigrafie vápencových sekvenčii znamenajú práce M. RAKÚSA (1975a, 1977) a hlavne K. BORZU (1979, 1980), pre flyšové komplexy práce V. KANTOROVEJ (1956) a J. SALAJA (1961, 1962a, b) a J. SALAJA–O. SAMUELA (1963, 1966), pre bližšie poznanie sedimentológie flyšových komplexov práca R. MARSCHALKU–J. KYSELU 1980.

Popri oblasti bradlového pásma bola manínska jednotka preukázaná i v centrálnokarpatskej časti v juhozápadnom cípe Strážovských vrchov, v priestore Trenčianska Teplá–Dobrá–Opatová, Trenčianske Teplice–Soblahov, Peťovka–Petrová Lehota, Dubodiel (M. MAHEL 1948a, b). Rozpracovanie podrobnejšej litológie i stratigrafie (M. MAHEL–A. KULLMANOVÁ 1961, A. KULLMANOVÁ 1968, M. KOCHANOVÁ–J. PEVNÝ 1976, K. BORZA 1980b), ukazuje na zhody vývinu jednotlivých členov manínskej jednotky v celom rozsahu, teda tak v jej „klasickom“ území v manínskej jednotke (príkrove) s. s., ako i 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; preto je predkladaná stať koncipovaná s cieľom ukázať zhody i rozdiely vývinu jednotlivých stratigrafických členov v jednotlivých úsekoch ich rozšírenia.

Na geologickej mape sme vyčlenili nasledovné členy manínskeho príkrovu (obr. 24):

anis: gutensteinské vápence,
stredný-vrchný trias: dolomity,
vrchný trias: karpatský keuper,
rét: tmavé bridlice, organogénne vápence,
vrchný lias: krinoidové vápence,
doger: rohovcové vápence, rádioláriuové vápence, rádiolarity,
vrchný doger-malm: červené a ružové, čiastočne hľuznaté vápence,
titón-hoteriv: sivé vápence, doskovité vápence s rohovcami,
barém-apt: organodetrítické vápence,
spodný alb: rohovcové vápence,
vrchný alb-spodný cenoman: a) pestré sliene, b) sivé škvrnité sliene a slieňovce,
vrchný alb-cenoman: flyšové súvrstvie,
stredný-vrchný cenoman: sliene, praznovské vrstvy,
augitity, melafýry, tufy.

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

Anis-gutensteinské vápence

Najspodnejším členom manínskej jednotky sú tmavé vápence vo vrchných polohách svetlejšie, čiastočne dolomitové, odkryté v malom lome západne od Trenčianskych Teplic.

Stredný trias - dolomity

V nadloží vápencov je niekoľkometrová poloha šedých masívnych dolomitov, lavicovitých i doštičkovitých s vložkami šedých bridličiek. Hrubšie komplexy vystupujú v soblahovskej oblasti.

Súvrstvie dolomitov bolo prevrátené vrtom P-1 pri Peťovke v úseku 39,00-233,20 m (M. MAHEL-A. KULLMANOVÁ 1969). Vo vrchnej polohe uprostred svetlosivých dolomitov sa nájdu medzivrstvičky a vložky červenohnedých bridlíc (až do hĺbky 61,00 m). Dolomity sú v niektorých polohách tmavosivé s hustou sieťou bielych kalcitických žiliek. Častejšie sú v nich polohy brekciovitých i kavernóznych dolomitov hnedastého nádychu (hlavne v úseku 87,80-111,60 m). Dolomity obsahujú (do hĺbky 111,00 m) polohy tmavosivých vápencov prestúpených hojnými kalcitickými žilkami a polohy dolomitových vápencov. Hrubšiu polohu tvoria vápence a dolomitové vápence v úseku 144,60-151,60 m.

Mikroskopicky vykazujú dolomity kryštalickú a mozaikovitú štruktúru. Tenšie puklinky sú vyhojené svetlým kryštalickým kalcitom, resp. sú pigmentované limonitom. Vápence predstavujú mikrity, miestami biomikrity s prítomnosťou ostrakodov a úlomkov krinoidových článkov. Dolomitové vápence majú častejšie oolitickú štruktúru (veľkosť oolitov 0,4-0,16 mm). V základnej hmote vápencov, tvorenej mikrokryštalickým kalcitom, vystupujú klence dolomitov idiomorfného tvaru. Vo vápencoch sa na základe spektrochemických kvalitatívnych analýz zistilo nepatrné zvýšenie percentuálneho množstva Rb.

Uprostred dolomitov zasiahol vrt „polohu“ sivozelenkavých sekundárne zmenených bázičných vulkanitov. Zrejme ide o teliesko (komín, peň) analogické, aké vystupuje uprostred dolomitov pri Soblahove (M. MAHEL 1948a, b).

Karpatský keuper

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

Vo vrte P-1 pri Peťovke (M. MAHEL-A. KULLMANOVÁ 1969) súvrstvie keuperu zastihnuté vo vrchnej časti profilu (1,00-46,40 m) vykazuje obohatenie fialkastých bridlíc o Mg. I pieskovcové polohy sa vyznačujú dolomitovým tmelom. Nájdu sa i dolomitové pieskovce. Pieskovce sú zväčša drobnozrnné, kremité. Vyskytujú sa i arkózovité pieskovce hrubozrnnéjšie, až zlepené.

Mikroskopicky zisťujeme, že kremenné zrnká pieskovcov pieskovej frakcie sú ostrohranné, zrná siltovej frakcie poloostrohranné. Prítomné sú i sericitizované živce a zriedka i muskovit.

Rét - tmavé bridlice, organogénne vápence

Pre rét s prevahou čiernych ílovitých a vápnitých bridlíc sú vo vrchnejších horizontoch charakteristické organodetrítické vápence doprevádzané polohami tmavošedých bridlíc.

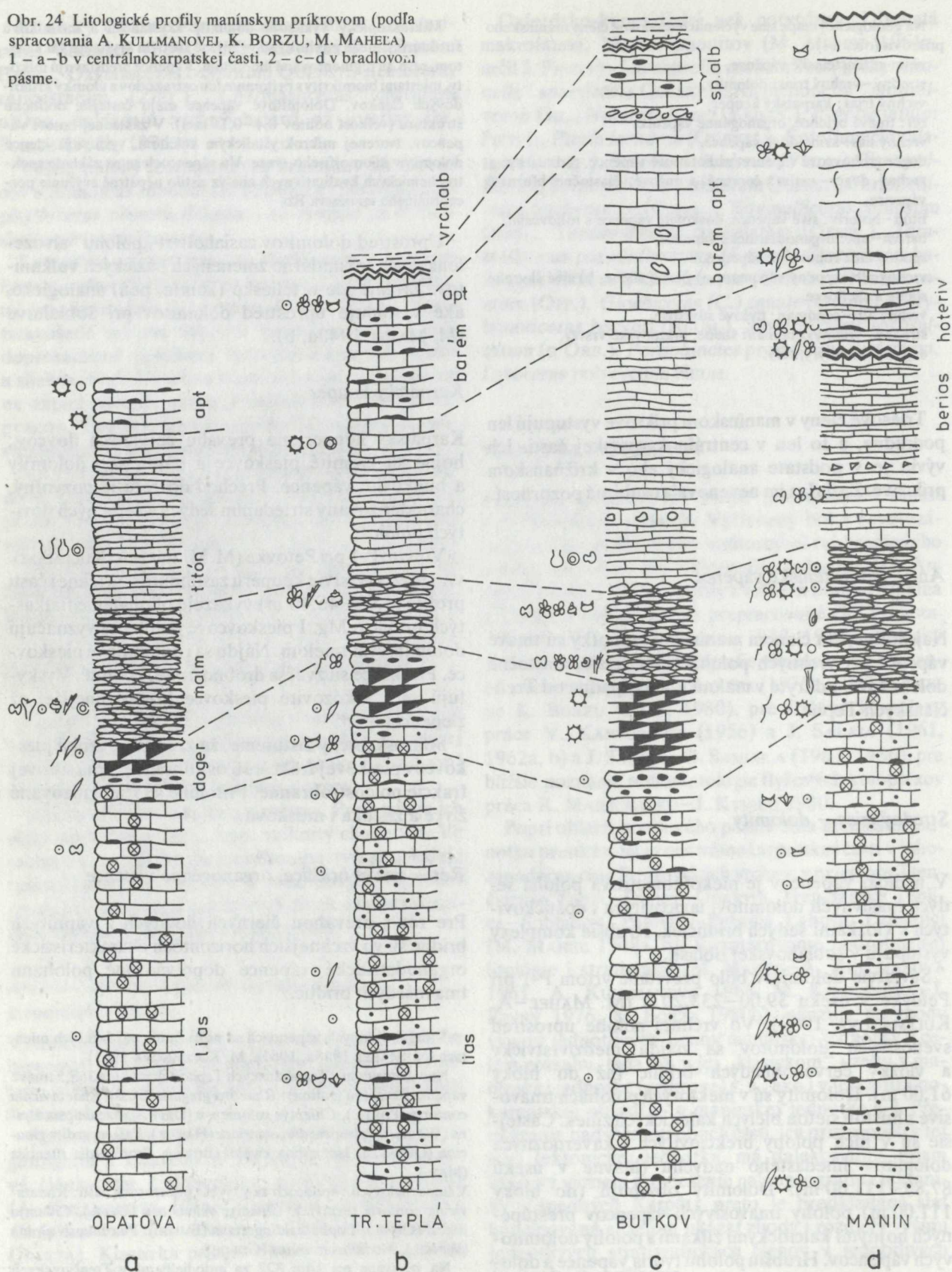
V organogénnych vápencoch sa našla fauna na viacerých miestach (M. MAHEL 1948a, 1961a, M. KOCHANOVÁ 1963).

Nad cintorinom v Trenčianskych Tepliciach pri kóte 385,5 tmavé vápence obsahujú (sutina): *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Rhaeticula contorta* (PORTL.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Palaeocardita austriaca* (HAUER), *Palaeocardita cloacina* (QUENST.), *Isocyprina ewaldi* (BORN.), *Protocardia rhaetica* (MER.).

V lumachelových vápencoch sa v týchto priestoroch našli: *Rhaeticula contorta* (PORTL.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Chlamys trigeri* (OPPEL), *Lopha haidingeriana* (EMMR.), *Placunopsis alpina* (WINKL.), *Modiolus minutus* (GOLDF.).

Na jz. svahu pri kóte 322 za autodieliňami v Trenčianskych Tepliciach v sivých lumachelových vápencoch (v sutine) našli:

Obr. 24 Litologické profily manínskym príkrovom (podľa spracovania A. KULLMANOVEJ, K. BORZU, M. MAHELA)
 1 - a-b v centrálnokarpatskej časti, 2 - c-d v bradlovom pásme.



Rhaetavicula contorta (PORTL.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Lopha haidingeriana* (EMMR.), *Modiolus* sp.

Juhovýchodne od kóty 574,90 m – Klepáč obsahujú tmavé až čierne krinoidové vápence brachiopódy rétskeho veku (J. PEVNÝ 1967): *Aulacothyris conspicua* BITTNER, *Sinuocosta emmrichi subtilicostata* BITTNER, *Zugmayerella koessenensis* (ZUGM.).

V Opatovskej doline sa powyše kóty 343,00 našli v tmavosivých vápencoch *Rhaetina gregaria* (SÜSS).

Približne 300 m nad kótou 343,00 sa v lumachelových vápencoch našli (M. KOCHANOVÁ 1963): *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Lopha haidingeriana* (EMMR.), *Placunopsis alpina* (WINKL.).

Juhovýchodne od kóty 409,00 v hornej časti Opatovskej doliny boli: *Rhaetina gregaria* SÜSS, *Zugmayerella* cf. *uncinata* (SCHAFHAUTL.).

Z ílovitovo-vápnitých bridlic rétu od Trenčianskych Teplíc je známa i bohatá, dobre zachovaná mikroflóra (P. SNOPOKOVÁ 1976) s viacerými druhmi charakteristickými pre rét: *Taeniaesporites rhaeticus* (REINHARDT; E. SCHULZ), *Microreticulatisporites fuscus* (NILSON) MORBEY, *Acantotriletes varius* NILSON, *Aratrisporites* cf. *fimbriatus* (KLAUS) MÄDLER, z mikroplanktónu: *Michrhystridium licroidium* MORBEY.

Bohaté spoločenstvo rétskych spóromorfov tvoria: *Concavisporites tumidus* G. PLAYFORD, *Toroisporis* cf. *rectitoris* KEDVES–SIMONCSICS, *Toroisporis* cf. *hungaricus* KEDVES–SIMONCSICS, *Dictyophylitides mortoni* (D. JERSEY), *Camarozonosporites* (*Camarozonosporites*) *laevigatus* E. SCHULZ, ? *Deltoidospora australis* (COUPER) ST. COCK, *Dictyophylitides harrisii* COUPER, *Paraconcavisporites* sp., ? *Leschikisporites aduncus* (LESCHIK) POTONIE, *Leiotriletes pflugi* SIMONCSICS–KEDVES, *Microreticulatisporites fuscus* (NILSON) MORBEY, *Spheripollenites classopolooides* (NILSON) PLAYF. DETT., *Circulina meyeriana* KLAUS, *Classopollis reclusus* (THIERG.) MÄDLER, *Classopollis* sp., *Eucommidites* cf. *troedsonii* ERDTMANN, *Concentricosisporites pseudosulcatus* (BRICHE, DAWIE), *Corsin et Laevine*, *Conbaculatisporites mesozoicus* KLAUS, *Concavisporites divisorius* KEDVES–SIMONCSICS, *Concavisporites* sp., *Thomsonisporites undulatus* LESCHIK, *Anapiculatisporites spiniger* (LESCH.) REINHARDT, *Limboisporites lundladii* NILSON, ? *Apiculatisporites parvispinosus* LESCHIK, *Cingulizonates rheticus* REINHARDT, *Duplexisporites gyratus* PLAYF. et DETT., *Baculatisporites comaumensis* (COOKSON) R. POT., *Stereisporites* (*Annulispora*) *puncta* (KLAUS), E. SCHULZ, *Stereisporites* (*Rogalskaiisporites*) *laveinei*, E. SCHULZ, *Stereisporites* (*Anulispora*) *verrucyca* (E. SCHULZ), E. SCHULZ, *Leitriletes sphagnoides* KEDVES–SIMONCSICS, *Classopollis torosus* (REISINGER) BALME, *Cycadopites nitidus* (BALME) ST. COCK, *Monoculcites minimus* COOKSON, *Cycadopites* sp., *Taeniasporites* cf. *rhaeticus* E. SCHULZ, *Converecosisporites cameroni* (D. JERSEY), PLAYF. DETT., *Concavisporites* (*Obtusisporites*) *hexagonallis*, SIMONCSICS–KEDVES, *Michrhystridium licroidium* MORBEY, *Michrhystridium* sp.

Lias, piesčité krinoidové vápence

a) Najspodnejšiu hetanzskú časť súvrstvia predstavujú tmavé lavicovité mikrozrnité vápence s ojedinelými krinoidovými článkami. Ide o vápencové mikrity s úlomkami článkov echinodermatov s prierezmi foraminifer rodu *Nodosaria* s úlomkami schránok lamelibranchiátov i s polohami lumachel lamelibranchiátov. Podiel kremenných zrn je menlivý, miestami tak veľký, že možno hovoriť o piesčito-vápencových, prípadne piesčito-krinoidových vápencoch.

Západne od Trenčianskych Teplíc fauna lamelibranchiátov poukazuje na hetanzský vek: *Chlamys* (*Aequipecten*) cf. *aequiplicata* (TERQ), *Liostrea irregularis* (MÜNST.), *Lobothyris punctata* (SOW.).

V Opatovskej doline na ľavom svahu asi 300 m jv. od kóty 343 v sivých krinoidových vápencoch s polohami lumachelových a oolitických vápencov na našli: *Plagiostoma* cf. *compressum* (TERQUEM), *Terquemia arietis* (QUENSTEDT), *Cardinia* cf. *henoquei* TERQUEM, *Liostra ivugularis* (MÜNSTER).

Terigénna prímies zastúpená kremennými zrnami ostrého obmedzenia veľkosti okolo 0,06 mm predstavuje 15–30 %. Nájdú sa i úlomky živcov a starších vápencových hornín. Úlomky článkov echinodermatov dosahujú 5, ba niekedy 15–20 %. Častejšie sú i ihlice húb.

b) Podstatnú časť liasu zastupujú hrubolavicovité sivé až sivohnedé drobno-, miestami hrubozrnné piesčito-krinoidové vápence (10–90 m), v niektorých polohách s nepravidelne rozloženými hniezdami rohovcov.

Drobnozrnnnejšie vápence možno označiť ako kalkarenity, hrubozrnné vápence ako kalcirudity. Terigénna prímies (kremenné zrná) dosahuje 10–40 %. Pritom jej vysoký podiel je nielen v profiloch Butkova a Manína, ale i v centrálnokarpatskej časti pri Trenčianskych Tepliaciach, Dobrej, pri Trenčianskej Teplej, ale i v oblastiach vzdialených od bradlového pásma ako Peťovka, Petrova Lehota, Dubodiel. Pritom tam, kde kremenné zrná vystupujú v horninách vo väčšom percentuálnom zastúpení, sú slabšie vytriedené. I úlomky starších vápencov a dolomitov veľkosti 0,5–0,9 cm sa zistili nielen na Butkove a na Maníne, ale i pri Trenčianskej Teplej a Petrovej Lehote. Opracovanie kremenných zrn (poloostrohranné obmedzenie) s priemernou veľkosťou 0,8 (od 1,2–0,08) je malé.

V detrite sa zistili aj živce (väčšinou už premenené, hlavne úlomky mikroklín), a to tak na lokalitách v bradlovej oblasti na Maníne a Butkove, ako aj v centrálnokarpatskej časti pri Trenčianskej Teplej a Peťovke (A. KULLMANOVÁ 1974). Hojná klastická prímies (až 40 %) v piesčito-krinoidových vápencoch (kremeň, živce, muskovit, chlorit, granát, leukoxén, rutil, zirkón, turmalín, magnezit, pyrit, úlomky kremencov, rohovcov, dolomitov a vápencov) a polohy oolitických, krinoidových, lumachelových a rohovcových vápencov poukazujú na sedimentáciu v litorálnom a plytkoneritickom prostredí.

Uprostred vápencov vystupujú tvarom nepravidelné hniezda rohovcov, s obsahom silicifikovaných ihlic húb tvorených mikrokryštalickým SiO₂. Nájdú sa i polohy rohovcových vápencov s malým podielom drobných zrníčok kremeňa. Popri menšom podiele ihlic húb sú i v rohovcoch častejšie silicifikované

články echinodermatov. Tie predstavujú základné horninotvorné zložky, druhotne sú rekrystalizované, v mikroskope sa javia ako dvojčatne lamelované monokryštály. Vo vápencoch s väčším množstvom terigénnej prímеси sú rozlámanejšie v blízkosti rohovcov, silicifikované najčastejšie pozdĺž kanálikov, nezriedka i v celom rozsahu. Hodne sa nájdu i foraminifery, hlavne rody: *Textularia* sp., *Bigenerina* sp. a verneuilidné foraminifery.

Menší podiel kremitej zložky je pri Soblahove (7–11 %). I tu sú vápence prestúpené hniezdami hnedosivých rohovcov nepravidelného tvaru (A. KULLMANOVÁ 1968).

Pomerne časté sú výskyty lamelibranchiátov, ich úlomky sú spravidla menej rekrystalizované. Charakteristické sú lumachely gryfeí, a to: *Gryphaea arcuata* LAM., *G. cymbium elongata* GOLDF., vo vrchnom liase *G. obliqua* GOLDF.

Nielen litologický, ale i biostratigrafický charakter (vrátane gryfeí) je v podstate zhodný v celom rozsahu manínskej jednotky, teda vrátane jej „problematickej“ časti na juhozápadnom okraji Strážovských vrchov.

Popri piesčito-krinoidových vápencoch sú pre lias manínskej jednotky charakteristické jemné piesčité vápence až vápnité pieskovce a najmä vo vyšších polohách krinoidové vápence. Podiel uvedených typov hornín, ku ktorým sa pridružujú vložky slieňov a lumachelových vápencov, je premenlivý.

Fauna lamelibranchiátov a brachiopódov sa našla na viacerých lokalitách, hlavne pri Trenčianskej Teplej, Trenčianskych Tepliciach a v Opatovskej doline. V Trenčianskych Tepliciach zo spodnejších polôh z piesčito-krinoidových vápencov pochádza sinemúrsko-lotarinská fauna (M. KOCHANOVÁ–J. PEVNÝ 1976): *Zeilleria mutabilis* (OPP.), „*Rhynchonella*“ *delmensis* HAAS, *Gryphaea arcuata* LAM., *Lobothyris edwardsi* (Dov.), *Lobothyris grestenensis* (SÜSS), *Lobothyris punctata* (Sow.), *Zeilleria mutabilis* (OPP).

V juhozápadnom svahu, kóta 322,0 m, za autodielenkami v Trenčianskych Tepliciach poskytujú sivé krinoidové vápence s rohovcami faunu: *Lobothyris punctata* (Sow.), *Zeilleria mutabilis* (OPP.), *Gryphaea obliqua* GOLDF., amonity *Corniceras* cf. *rotiforme* (Sow.), *Vermiceras* sp.

Vekove rovnaká fauna je i na lokalite Skalka pri Trenčianskych Tepliciach: *Lobothyris edwardsi* (DAV.), *L. punctata* (Sow.), „*Rhynchonella*“ *prona* OPP., *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.).

Z tejto lokality z doskovitých sivých celistvých vápencov s kalcitickými žilkami pochádzajú lamelibranchiáty veku stredný lias až domér (M. KOCHANOVÁ 1959): *Oxytoma münsteri* (GOLDF.), *Gervillia* cf. *mytilopsis* COSSM., *Entolium* cf. *disciformis* (SCHÜBL.),

Pecten aff. *humberti*, *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Ch. cf. palameon* (D'ORB.), *Ch. sp. aff. substriata* RÖMER, *Ch. philenor* (OPP.), *Ch. Aequipecten prisca* (SCHLOTH.), *Liostrea* cf. *sporteilla* (DUM.), *Myoconcha scabra* TER. – PIETTE.

V spodných polohách súvrstvia sa našli na lokalite Kňazov vrch pri Trenčianskej Teplej (M. MAHEL 1948a): *Gryphaea arcuata* LAM., *Gr. cymbium* GOLDF., *Gr. cymbium elongata* GOLDF., *Gr. cymbium ventricosa* GOLDF.

Pri Trenčianskej Teplej v lome v tmavosivých krinoidových vápencoch s lumachelami gryfeí boli: *Lobothyris andleri* (OPP.), *Lobothyris grestenensis* (SÜSS), *Lobothyris punctata* (Sow.) a *Cirpa fronto* (QUENST.).

V tmavošedých slabo krinoidových vápencoch na okraji lesa nad opusteným lomom na ľavej strane potoka Teplička pri Trenčianskej Teplej: *Lobothyris grestenensis* (SÜSS), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.) a *Piarorhynchia* cf. *juvenis* (QUENST.).

V Opatovskej doline sv. od kóty 409 v silne kremitých krinoidových vápencoch: *Lobothyris grestenensis* (SÜSS), *Lobothyris andleri* (OPP.), *Lobothyris punctata* (Sow.), *Piarorhynchia juvenis* (Quenst.), *Zeilleria alpina* (GEYER) a *Gryphaea* cf. *obliqua* GOLDFUSS.

V Opatovskej doline asi 150 m nad dolinou v sutinách sivých krinoidových vápencov (blízko k 343,0) sa našli: *Chlamys* (*Aequipecten*) cf. *prisca* (SCHLOTH.), *Gryphaea obliqua* GOLDF.

V tmavosivých krinoidových vápencoch poprerastaných rohovcami na východnom svahu Butkova, ssv. od kóty 518,0 m (na ľavom brehu Slatinského potoka) vedľa lumachel gryfeí sa našli: *Chlamys* (*Aequipecten*) *acutiradiatus* (MÜNSTER), *Gryphaea cymbium* (GOLDFUSS); z brachiopódov: *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Cirpa fronto* (QUENST.), „*Rhynchonella*“ *frassi* OPP. a *Spiriferina tumida* (BUCH.); spoločenstvo lotaringu-pliensbachu.

Vrchný lias – doger: ružové krinoidové vápence

Osobitným typom sú svetloružové drobnozrnné krinoidové vápence – krinoidový biosparit, rozšírené čiastočne v oblasti Soblahova i pri Trenčianskej Teplej a pri Petrovej Lehote.

V butkovskom úseku v lome pri Tuženicich vo vrchnej časti piesčito-krinoidových vápencov sa našla fauna belemnitov (E. ČINČUROVÁ 1974): *Passaloteuthis apicicurvatus* (BLAIEVILLE), *Passaloteuthis elongatus* (MILLER), *Passaloteuthis bucciniformis* LISSA-JOUS a *Nannobelus penicilatus* (SOVERBY).

Bezprostredne nad tým ležia červenohnedé krinoidové vápence s bohatou faunou toarku. V nich sa našla bohatá fauna amonitov (M. RAKÚS 1977): *Calliphyloceras* cf. *nillsoni* (HÉBERT), *Lytoceras* sp., *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Hildoceras graecum* (MITZOPOULOS) a *Dactylioceras* sp. juv.

Zvlášť bohatá je toarská fauna belemnitov (E. ČINČUROVÁ 1974, 1975): *Passaloteuthis* aff. *dayi* LANG., *Passaloteuthis subaduncatus* (VOLTZ), *Salpingoteuthis blomenhofensis* KRUMBECK–KOLB, *Salpingoteuthis carpaticus* ČINČUROVÁ, *Salpingoteuthis longisulcatus* (VOLTZ), *Salpingoteuthis slovacus* ČINČUROVÁ, *Salpingoteuthis pesulcatus* (JANENSCH), *Salpingoteuthis suprapalatinus* (KRUMBECK), *Salpingoteuthis pyramidalis* (ZIETEN), *Dactyloteuthis irre-*

gularis (SCHLOTHEIM), *Rhopalobelus bergensis* (KOLB), *Rhopalobelus exilis* (D'ORBIGNY), *Rhopalobelus* aff. *subclavatus* (VOLTZ), *Rhopalobelus toarcensis* (OPPEL), *Homaloteuthis breviformis* (VOLTZ), *Mesoteuthis dillbergensis* (KOLB), *Mesoteuthis graciliformis* (KRUMBECK-KOLB), *Mesoteuthis parvulus* ČINČUROVÁ, *Mesoteuthis rhenanus* (OPPEL), *Mesoteuthis striolatus* (PHILLIPS), *Mesoteuthis subgracilis* (KOLB).

Podstatnú časť krinoidových vápencov tvoria krinoidové články, len zriedkavé sú ostrakódy, foraminifery a úlomky schránok lamelibranchiátov. Obsah klastickej prímеси kremeňa je nepatrný. Hojne sa vyskytujú mikrostylolity zvýraznené hematitovým pigmentom. Uprostred červenohnedých krinoidových vápencov nepatrné hrúbky sú glaukonitové vápence s vložkami zelenkavých jemne piesčitých bridlíc a červenohnedé prekremené vápence, biomikrosparity s obsahom ihlič húb. Okrem zrn kremeňa obsahujú ako terigénnu prímесь jemné lupienky muskovitu (K. BORZA 1981).

V butkovskom úseku v klastickom profile tunežického lomu v nadloží červenohnedých krinoidových vápencov vystupuje asi 20 m hrubý komplex tmavosivých lavicovitých slabo krinoidových vápencov s hľuzami čiernych rohovcov. Tieto biomikrity s pomerne veľkým množstvom krinoidových článkov s ihlicami húb sa striedajú s tenkými vrstvičkami sivých bridlíc. Álenský vek súvrstvia naznačuje amonit *Tmetoceras* sp. (zo sutiny).

Doger – rohovcové vápence, rádiolarity

Doger je charakterizovaný hlavne rohovcovými vápencami a spongolitmi hrúbky niekoľko metrov; najčastejšie sú tmavošedé s tmavými medzivrstvičkami bridlíc. Ihlice húb v nich dosahujú 30–40 %. Mikroskopicky vykazujú vláknkovú mikrofáciu. Pri Trenčianskej Teplej v nadloží piesčitých krinoidových vápencov sú tmavosivé jemnozrné kemité vápence poprerastané hľuzami a šošovkami i súvislými polohami rohovcov. Uprostred týchto lavicovitých vápencov (lavice 10–20 cm) sú tenké vložky tmavosivých i zelenkavých ílovcov. Popri klastickom kremeň obsahujú vápence články echinodermatov, kalcifikovaných ihlič a rádiolárie. Belemnity hojnejšie v tomto súvrství poukazujú na álenský vek, prítomné brachiopódy a lastúrniky na álen až bajok (M. MAHEL-A. KULLMANOVÁ 1961): *Piarorhynchia vigillii* (LEPS.), *Acantothyris spinosa* (SCHLOTH.), *Zeilleria angustipectus* (ROTHPL.), *Zeilleria waltoni* (DAV.), *Pseudopecten acuticosta* (LAM.), *Pseudopecten aequivalvis* (SOW.), *Entolium disciformis* (SCHÜBL.), *Mesotethis beneckeii* SCHWEGLER, *Mesotethis tripartita* QUENST., *Homaplotheuthis* cf. *spinatus* QUENST., *Holcobelus* sp., *Belemnopsis* sp.

V profile Dubovca pri Trenčianskej Teplej najtypickejším predstaviteľom dogeru je 3–4 m hrubé súvrstvie tmavosivých lavicovitých jemnozrných kemitých vápencov poprerastaných hľuzami, šošovkami a polohami rohovcov, v nadloží silne piesčitých čiastočne krinoidových vápencov so spodnodogerskou faunou. Lavice 10–20 cm hrubé oddeľujú tenké vložky tmavosivých ílovcov. Súvrstvie je v spodných polohách tmavé, vo vyšších hnedosivé. Prítomnosť klastického kremeňa predstavuje v spodnejších polohách nerozpustný zvyšok 64,97 %, vo vrchnejších 29,62 %. Prítomné sú články echinodermatov, kalcifikovaných húb a rádiolárií. Belemnity sú najtypickejšou faunou.

V profile severne od Trenčianskych Teplíc zastupuje doger asi 6 m hrubé súvrstvie tmavosivých kemitých vápencov striedajúcich sa s tmavosivými až čiernymi silicitmi a ílovcami a slieňovcami. Slieňovce a ílovcové tvoria 1–2 cm hrubé medzivrstvičky. Vrchnejšie polohy silicitov majú žltkastý až červenkastý nádych. Ide o súvrstvie spongolitov s hojnosťou ihlič húb a spongiových vápencov.

V profile Skalka sú pre doger typické sivohnedé lavicovité kemité vápence a spongolity. Ílovcové sú podradne v podobe tenkých medzivrstvičiek.

Pri Trenčianskych Tepliciach severne od Skalky v nadloží tmavých rohovcových vápencov s vložkami bridlíc je 2–3 m hrubá poloha červenohnedých čiastočne hľuznatých vápencov, v spodnej časti s amonitmi *Parkinsonia* sp. ex gr. *P. parkinsoni* SOW. a *P. sp.* ex gr. *P. cimensis* WETZEL, ktoré poukazujú na vrchný bajok.

V Opatovskej doline zastupujú doger rádiolaritové vápence vytvárajúce priame podložie červených hľuznatých vápencov. Ide o rádiolarity biomikritu.

Zaujímavý sled dogeru, s dvoma polohami červených hľuznatých vápencov oddelených rádioláriovými vápencami a rádiolaritmi v ich nadloží, je na Butkove (K. BORZA 1980b). Spodné červené hľuznaté vápence, biomikrity až biosparsity majú hojné „filamenty“ a len zriedkavo krinoidové články. Z klastickej prímеси sú prítomné zrnká kremeňa (do veľkosti 0,1 mm), zirkón a muskovit. Prítomné sú rádiolárie, ostrakódy, ojedinele machovky a rybie zuby, foraminifery rodu *Lenticulina* a *Patellina*, *Didemnoides moretti* (DURAND-DELGA). Zaujímavý je výskyt protoglobigerín. Na základe amonitov (D. ANDRUSOV 1945) *Cadomites* sp. a *Opelia aspidoides* (OPP.) ide o bajok, prípadne o spodný bat.

Rádioláriové vápence a rádiolarity majú množstvo rádiolárií vyplnených mikrokryštalickým kremeňom, príp. vláknitým chalcedónom. Hojné sú v nich čiastočne prekremené krátke filamenty. Zriedkavo obsahujú jemné lupienky hydrosfúd a antigénne kryštáliky turmalínu s výrazným pleochroizmom.

Pre manínsky úsek je charakteristická neprítomnosť rádiolaritov bajoku a silná kondenzácia spodného batu, ktorá sa prejavuje prítomnosťou železitých krusťifikácií sprevádzaných hematitovými konkréciami. V nadloží sivozelenkastých krinoidových vápencov (toark) ležia červené a ružové hrubozrnné krinoidové vápence s ojedinelými hľuzami červených rohovcov, s hematitovými konkréciami a krustami, s hojným hematitovým pigmentom, ktorý zvyrazňuje štruktúru krinoidových článkov. Prítomný je i glaukonit (K. BORZA 1980b). Z týchto vápencov pochádza spodnobatský amonit (M. RAKÚS 1961) *Parkinsonia (Gondolites) cf. schloenbachi* (SCHLIPPE).

Vrchný doger–malm červené, čiastočne hľuznaté vápence

Malm, miestami i najvrchnejší doger, zastupuje súvrstvie červených a ružových vápencov. V spodnejších polohách sú to červené hľuznaté vápence s hľuzami rohovcov. Majú hojne „vláčenka rias“, spoločenstvo sakokómov, články echinodermatov a kalcifikované rádiolárie. A. KULLMANOVÁ (1968) uvádza z nich *Protoglobigerina* sp. Podrobným petrografickým spracovaním dochádza k záveru, že najspodnejšie polohy majú mikrofáciu vláčenkovo-globochétovú, vyššie globochétovo-globigerínovú a nad nimi je mikrofácia globochétovo-globigerínovo-sakokómová.

Smerom do nadložia prechádzajú červené hľuznaté vápence do pletovoružových až svetlošedých i ružových celistvých masívnych vápencov, hrúbky 7–12 m. Ide o biomikrit s prevahou sakokómov (50–75 %) s hojnými *Globochaeta alpina* (15–20 %). Nájdú sa i rádiolárie (do 5 %) a ojedinele foraminifery. Význačný je výskyt *Protoglobigerina* sp.

Na západnom svahu Dubovca neďaleko kóty Trosky sa v ružových celistvých vápencoch našli malmské brachiopódy (J. PEVNÝ 1981): *Nucleata nucleata* (SCHLOTH.), *Terebratula bieskidensis* ZEUCHNA a „*Rhynchonella*“ *fastigata* GILL.

Najvyššie polohy pletovoružových celistvých vápencov obsahujú *Calpionellidae* a *Tintinillidae*, a to naspodku (A. KULLMANOVÁ 1968): *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Cr. intermedia* (DURAND–DELGA), *Cr. parvula* REMANE, *Cr. brevis* REMANE; vyššie: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* COLOM, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Cr. intermedia* DURAND–DELGA, *Cr. massutiniana* COLOM, *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU, *Globochaeta alpina* LOMBARD, *Cadosina fusca* WANNER.

Pri Soblahove a Petrovej Lehote najvrchnejšie polohy, obdobne ako pri Butkove, sú vo fácií ružových a hľuznatých vápencov s kalpionelami. Pri Dubodiele,

Petovke a Mýtnickej doline sú najvrchnejšie polohy zastúpené sivozelenými celistvými vápencami so sakokómami a kalpionelidami: *Crassicollaria parvula* REMANE, *Cr. massutiniana* (COLOM), *Cr. intermedia* (DURAND–DELGA).

Najvrchnejšie polohy ružovkastých vápencov z Opatovskej doliny obsahujú dokonca beriaskú tintinopselovú mikrofáciu s *Tintinnopsella carpathica* MURGEANU et FILIPESCU, *Calpionellites darderi* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ.

Na Butkove spodnejšie polohy (oxford) obsahujú globochétovú mikrofáciu s hojnou *Globochaeta alpina* LOMBARD, s prítomnosťou kalcifikovaných rádiolárií, „filamentov“, ostrakódov, krinoidových článkov. Častejšie sú i (K. BORZA 1980b): *Colomisphaera cf. tenuis* (NAGY), *Colomisphaera fibrata* (NAGY), *Cadosina parvula* NAGY. Ojedinele sa vyskytujú foraminifery: *Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Didemnoidea moreti* (DURAND–DELGA), *Didemnum carpaticum* MIŠŤK et BORZA a *Colomisphaera* sp.

Miestami obsahujú vápence zvýšené množstvo protoglobigerín, inde filamentov. Zaujímavé sú výskyt mikro-dajok, pravdepodobne synsedimentárnych, vyplnených mikrosparitom a peletami obdobného zloženia aké vykazuje základná hornina. Túto spodnú časť súvrstvia, na základe výskytu *Colomisphaera fibrata* (NAGY), začleňuje K. BORZA k oxfordu.

Vyššie polohy vápencov sú nejasne hľuznaté, popri hojnej *Globochaeta alpina* LOMBARD obsahujú častejšie i *Saccocoma* sp. Sú zrejme kimeridžské. Vo vrchnom kimeridži podľa K. BORZU (1980a, b) prístupujú: *Carpistomiosphaera borzai* (NAGY) a *Stomiosphaera moluccana* WANNER.

Makrofauna preukazuje oxfordsko-kimeridžský vek hľuznatých vápencov hlavne z lokalít od Beluškých Slatín (M. RAKÚS 1962a): *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUMAYR), *Lytoceras polycyclum* NEUMAYR, *Lytoceras cf. polycyclum* NEUMAYR, *Perisphinctes orbignyi* de LORIO, *Perisphinctes ex gr. martelli* (OPPEL), *Properisphinctes cf. pralairei* (FAVRE), *Ataxioceras ex gr. polyplacum* (REINECKE) a *Lamellaptychus* sp.

Vyššie polohy červených nejasne hľuznatých biomikritových vápencov obsahujú už titónsku mikrofaunu, ktorá poukazuje na spodný titón: *Colomisphaera pulla* (BORZA), zriedkavejšie i *Carpistomiosphaera tithonica* NOWAKA a *Cadosina parvula* NAGY.

Zriedkavo sa vyskytuje: *Parastomiosphaera malmica* (BORZA); vo vyšších polohách je hojnejšia *Colomisphaera minutissima* (COLOM.).

Vrchný titón červenohnedých hľuznatých biomikritových vápencov charakterizuje spoločenstvo (K. BORZA 1980b): *Calpionella alpina* LOMBARD, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU)

a početné krasikolárie: *Crassicollaria massutiniana* (COLOM) a *Crassicollaria parvula* REMANE.

Najvyššie časti ružových nejasne hľuznatých vápencov siahajú až do najvrchnejšieho titónu až spodného beriasu. V týchto svetloružových biomikritoch s hnedastým nádychom je bohaté mikrospoločenie (K. BORZA 1980): *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella doliphormis* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ a *Colomiella cadischiana* COLOM.

V manínskom úseku dosahujú ružové hľuznaté vápence hrúbku približne 15 m. Veľkosť hľúz červenkastých až ružovkastých vápencov je 5–10 cm, ich tmavšie slienitejšie pojivo obsahuje viac hematitového pigmentu. Vápence sú hrubolavicovité (do 1 m), na ich báze sa vyskytujú zelené zrnká autigénneho glaukonitu. Vyššie polohy vápencov sú svetlejšie a hľuznatosť je menej výrazná. Častejšie sú juvenilné lamelibranchiáty, ktoré pravdepodobne patria druhu *Bositra buchi* (RÖMER). Glaukonit je viazaný na spodnejšiu „filamentovú“ mikrofáciu s *Cadosina cf. semiradiata* WANNER. I tu je filamentová mikrofácia postupne vystriedaná filamentovo-globochétovou a táto protoglobochétovou (K. BORZA 1980b). Oxfordský vek tejto spodnej časti hľuznatých vápencov preukazujú amonity (M. RAKÚS 1962): *Physodoceras* sp., *Aspidoceras cf. wolffi* NEUM. a *Placunopsis elliptica* LORIO. Hojné sú kalcifikované rádiolárie a pre oxford charakteristické *Colomisphaera fibrata* NAGY. Postupne nadobúda prevahu *Globochaeta alpina* LOMBARD.

Kimeridžskú časť charakterizujú hojné sakokómy: *Cadosina parvula* NAGY, *Colomisphaera minutissima* (COLOM) a *Globochaeta alpina* LOMBARD.

Vyššie časti vápencov sú postupne ružové až pleťovoružové, vystriedané svetloružovkastými až svetlosivými lavicovitými vápencami.

Smerom do nadložia menia sa i mikrofácie. Sakokómovú mikrofáciu nahrádza sakokómovo-globochétová, ktorú K. BORZA (1980b) člení na celý rad zón a podzón:

a) Spodnotitónska zóna „malmika“: *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), *Colomisphaera pulla* (BORZA), *Colomisphaera tenuis* (NAGY) a *Carpistomiosphaera tithonica* NOWAK.

b) Zóna *Chitinoidea* rozdelená na podzónu „dobeni“: *Chitinoidea dobeni* BORZA, *Chitinoidea colomi* BORZA a *Chitinoidea slovenica* BORZA; podzónu „boneti“ zastupujú: *Chitinoidea boneti* DOBEN a *Chitinoidea bermudezi* (FURRAZOLA–BERMUDEZ).

c) Zóna *Praetintinnopsella* reprezentovaná druhom *Praetintinnopsella andrusovi* BORZA.

d) Zóna *Crassicollaria* – spodná časť vrchného titónu, charakterizovaná objavením krasikolárií i prvých tintinopsel a kalpionel: *Crassicollaria brevis*

REMANE, *Crassicollaria intermedia* (DURAND–DELGA) a *Crassicollaria massutiniana* (COLOM).

e) Zóna *Calpionella* zastúpená spoločnosťou: *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria cf. colomi* DOBEN, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella doliphormis* (COLOM), *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Gadosina fusca* WANNER; *Cadosina semiradiata* WANNER a *Globochaeta alpina* LOMBARD.

f) Zóna *Calpionellopsis* – vyšší berias so spoločnosťou: *Calpionella alpina* LORENZ, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, *Lorenziella plicata* REMANE, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Sturiella cf. longa* BORZA, nanokóny, *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina minuta* BORZA a *Globochaeta alpina* LOMBARD.

Berias–hoteriv: sivé doskovité vápence

Svetlosivé doskovité až lavicovité vápence, častejšie prerastené hľuznatými rohovcami, začínajú miestami už v titóne. V spodnejších polohách s menším podielom rohovcov sú častejšie beriaské spoločnosti, a to: *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU–FILIPESCU), *Calpionellites darderi* (COLOM), *Tintinnopsella longa* (COLOM) a *Calpionellites* sp.

Prítomné sú i kalcifikované rádiolárie a nanokóny. Pri Trenčianskych Tepliciach sa našli hojnejšie: *Calpionella alpina* LORENZ a *Calpionella elliptica* CADISCH.

Vyššie polohy súvrstvia s hojnými hľuzami rohovcov obsahujú vyšší podiel klasifikovaných rádiolárií (7–10 %), horninotvorný *Nannoconus* sp., ale i *Globochaeta alpina* a zriedkavo ostrakódy, úlomky článkov echinodermatov i foraminifery rodu *Textularia*. Vápence častejšie obsahujú autigénny kremeň. Pri Beluškých Slatinách mikrofaunistické spoločnosti poukazuje na berias až valangin (A. KULLMANOVÁ 1957): *Calpionellites darderi* (COLOM), *Tintinnopsella cadischiana* COLOM, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU–FILIPESCU) a *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

Súvrstvie titónu–beriasu prechádza bez výraznejšej hranice do slabo slienitých tmavosivých vápencov neokómu, tenko doštičkovitých, prípadne doskovitých. Niekde sú sivé s výraznejšou patinou a s polohami slieňov. Časté sú tmavošedé jemnozrné až celistvé hrubolavicovité rohovcové bituminózne vápence s hľuzami čiernych rohovcov vystupujúcich v nepravidelne pretiahnutých hľuzách i drobných šošovkách s pomerne ostrým ohraničením. Mikroskopicky obsa-

hujú rádiolárie ihlice húb a chalcedón. Slienitejšie polohy sú obyčajne bez rohovcov, zbridičnatené.

Zo sivých až tmavosivých celistvých vápencov s bielou patinou od Trenčianskej Teplej uvádza A. KULLMANOVÁ (1968) popri textuláriách, globochétach i množstvo nanokónov, články echinodermatov a *Calpionellites darderi* (COLOM). Zaujímavý je veľký podiel klastík, glaukonitu; nerozpustný zvyšok v najvyšších polohách predstavuje až 64,96 %.

Pri Soblahove na lokalite Bindarka sú nanokónové vápence (K. BORZA 1980b) obsahujúce:

Nannoconus steinmanni KAMPTNER, *Nannoconus kamptneri* BRÖNNIMANN, *Nannoconus globulus* BRÖNNIMANN, *Stomiosphaera echinata* NOWAK, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, *Globochaeta alpina* LOMBARD, rádiolárie, krinoidové články a *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU).

Smerom do nadložja pribúda v nich organogénnej drviny, objavujú sa hedbergely, zrnká glaukonitu, fosfátový minerál a pyrit. Táto časť zodpovedá pravdepodobne houterivu.

Na lokalite Hríb v Trenčianskych Tepliciach v sivých a sivozelených bridličnatých polohách uprostred doskovitých vápencov s rohovcami sa našlo houterivské spoločenstvo nanoplanktónu (V. GAŠPARIKOVÁ 1978):

Cyclagelosphaera ex gr. margereli NOËL, *Cyclagelosphaera ex gr. rotaclypeata* BUKRY, *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER) PERCH-NIELSEN, *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER) BLACK, *Ellipsagelosphaera ex gr. keftalrempti* GRÜN, *Ellipsagelosphaera ex gr. ovata* (BUKRY) BLACK, *Microstaurus ex gr. chiastus* (WORSLEY) GRÜN.

Podrobný profil sivých doskovitých vápencov na Butkove podáva K. BORZA (1980b; obr. 25).

Najspodnejšia poloha sivých lavicovitých, biomikritových vápencov sa vyznačuje prítomnosťou tintiníd zóny *Calpionellopsis*; je veku beriaskeho (K. BORZA 1981): *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Remaniella dadayi* (KNAUER), *Sturiella longa* BORZA, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina minuta* BORZA, *Colomisphaera* sp., *Globochaeta alpina* LOMBARD a *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK.

V biomikritových vápencoch sú prítomné i nanokóny, rádiolárie, ostrakódy, ostne ježoviek, úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, aptychy i foraminifery, *Patellina* sp. a *Spirillina* sp.

Vyššie sivé slienité lavicovité vápence so zriedkavými škvrnami obsahujú nanokóny a tintinidy zóny *Calpionellites* (K. BORZA 1980b): *Calpionellites darderi* (COLOM), *Calpionellites caravacaensis* ALLEMANN, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionellopsis* sp., *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, rádiolárie, *Globochaeta alpina* LOMBARD, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Colomisphaera vogleri* (BORZA), ostrakó-

dy, foraminifery, aptychy, krinoidové články, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA.

Vo vrchnejšej časti súvrstvia prevládajú tmavšie slabo slienité, škvrnité, doskovité, biomikritické vápence. Obsahujú bohaté spoločenstvá zle zachovaných nanokónov (V. GAŠPARIKOVÁ 1976): *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Nannoconus bermudezi* BRÖNNIMANN, *Nannoconus globulus* BRÖNNIMANN, *Nannoconus kamptneri* BRÖNNIMANN. V sprievode nanokónov vystupujú ostrakódy, zriedkavo krinoidové články rádiolárové, rybie zuby a uniseriálne machovky. Zriedkavejšie je klastický kremeň siltovej veľkosti, pyrit, fosfátové zrnká a glaukonit. Mikrofaunistické spoločenstvá spestrujú (K. BORZA 1980b): *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Stomiosphaera echinata* NOWAK, krátke „filamenty“, úlomky schránok lamelibranchiátov, aptychy, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Colomisphaera vogleri* (BORZA), *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, *Didemnoidea moreti* (DURAND-DELGA), *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Stomiosphaera wanneri* BORZA, *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Patellina* sp.

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

V manínskom úseku na Maníne profil spracovaný K. BORZOM (1981) vykazuje rad osobitostí; sivé lavicovité vápence vystupujú už v spodnej časti titónu. Tieto biomikrity charakterizuje hojnejší výskyt krasikolárií:

Crassicollaria intermedia (DURAND-DELGA), *Crassicollaria brevis* REMANE a *Crassicollaria massutiniana* (COLOM.)

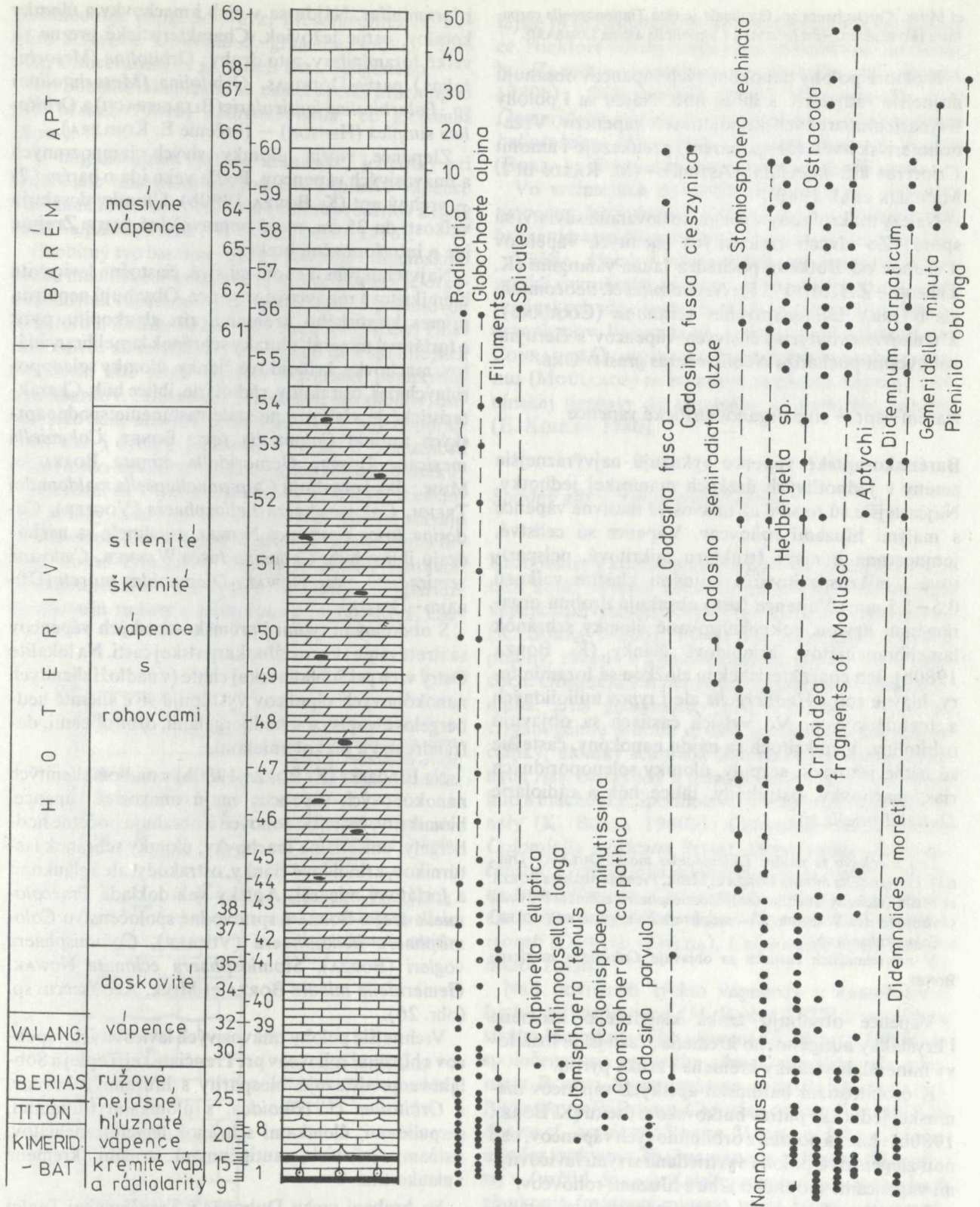
Uprostred lavicovitých vápencov sa nájde i poloha drobno brekciovitá s úlomkami vápencov preplnených kimeridžskými sakkokómami a strednotitónskymi úlomkami s *Chitinoidea boneti* DOBEN, ktoré prevládajú v mikrite s krasikoláriami.

Vrchnotitónsku až spodnoberiaskú časť vápencov zastupujú najčastejšie stylolitické vápence, typ biancone s hojnými kalpionellami, a to veľmi hojne: *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria cf. colomi* DOBEN, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella doliphormis* (COLOM), *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina semiradiata* WANNER, *Globochaeta alpina* LOMBARD.

Vyššie vo vrchnom beriaske sivé celistvé vápence sú hrubolavicovité až masívne. Charakterizuje ich spoločenstvo zóny *Calpionellopsis*: *Calpionella alpina* LORENZ, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinnopsella longa* (COLOM), *Lorenziella hungarica* KNAUER et NAGY, *Lorenziella plicata* REMANE, *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Sturiella cf. longa* BORZA, nanokóny: *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina minuta* BORZA, *Globochaeta alpina* LOMBARD.

Ako pozoruhodnosť uvádza K. BORZA (1980b) nedostatok spoločenstva tintiníd zóny *Calpionellites*, charakteristickej pre valangin.

Vrchnú časť spodneokómskeho komplexu na Maníne zastupujú tmavosivé slabo slienité lavicovité vápence, miestami škvrnité s hľuzami čiernych rohovcov. Charakteristicke pre ne sú horninotvorné nanokóny a pomerne zriedkavé organické zvyšky i zriedkavý výskyt zrn klastického kremeňa siltovej veľkosti. Charakteristická je i prítomnosť kadosín a kolomiosfér: *Cadosina fusca* WANNER – niekedy silicifikovaná, *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, *Cadosina cf. semiradiata* WANNER, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, *Stomiosphaera echinata* NOWAK, *Colomisphaera cf. vogleri* BORZA, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Gemeridella minuta* BORZA



Obr. 25 Litologicko-stratigrafický profil butkovským bradlom – Mojtínska dolina (K. BORZA).

et MIŠÍK, *Calcisphaera* sp. Ojedinelá je ešte *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU-FILIPESCU) a *Calpionella alpina* LOMBARD.

Niektoré polohy nanokónových vápencov obsahujú hojnejšie rádiolárie a ihlice húb. Nájdu sa i polohy sivých jemnozrnných krinoidových vápencov. Vrchnohoterivský vek (až sp. barém) preukazuje i amonit *Crioceras* aff. *koechlini* (ASTIER) – (M. RAKÚS in J. MICHALÍK et al. 1980).

Nález makrofauny v celom opisovanom súvrství sú sporé: Zo sivých lavicovitých slienitých vápencov a slieňov od Butkova pochádza fauna valanginu (K. TELEGGI-Z. ROTH 1915): *Neocomites* cf. *neocomiensis* D'ORB., *Lamellaptychus seranonis* (COQUAND); z tenkovrstevnatých celistvých vápencov s čiernymi rohovcami pochádza *Neolissoceras grasi* D'ORB.

Barém-apt – sivé organodetrické vápence

Barémsko-aptské vápence vykazujú najvýraznejšie zmeny v jednotlivých úsekoch manínskej jednotky. Najčastejšie sú to sivé až tmavosivé masívne vápence s malými hľuzami rohovcov. Vápence sú celistvé, jemnozrnné a majú štruktúru mikritovú, pelsparitovú i mikrosparitovú s hojnými klastmi veľkosti 0,5–1,5 mm. Vápence často obsahujú drobnú organogénnu drvinu, rekryštalizované úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články (K. BORZA 1980b). Ich charakteristickou zložkou sú foraminifery, hlavne rodu *Hedbergella* ale i typov miliolidných a textuláriových. Vo vyšších častiach sa objavujú orbitolíny. V mikritoch sa nájdu nanokóny, častejšie sú ostne ježoviek, serpuly, úlomky solenoporidných rias, machovky, ostrakódy, ihlice húb a rádiolárie *Deflandronella* sp.

Len zriedkavo sa nájdu: *Didemnoides moreti* DURAND-DELGA, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Pieninia oblonga* BORZA et MIŠÍK (niekedy silicifikovan), *Stomiosphaera echinata* NOWAK, *Cadosina fusca* WANNER, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER) a *Colomisphaera* sp.

V najvrchnejších častiach sa objavuje *Colomiella mexicana* BONET.

Vápence obsahujú zrnká klastického kremeňa i kryštáliky autigénneho kremeňa; častejší je fosfátový minerál, kryštáliky kremeňa i zrnká pyritu.

K osobitostiam barémsko-aptských vápencov manínskej jednotky patrí v butkovskom úseku (K. BORZA 1980b): hnedá poloha z orbitolínových vápencov, nad ňou zlepencová poloha vystriedaná sivými lavicovitými vápencami spodného albu s hľuzami rohovcov.

Orbitolínové vápence (biointrasparity) sú jemnozrnné sivohnedasté s hojnými mikritovými intraklastmi a peletami (do 0,5 mm). Obsahujú hojné úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidových článkov

i foraminifer. Nájdu sa v nich i machovky a úlomky koralov, ostne ježoviek. Charakteristické pre ne sú veľké foraminifery, a to druhy: *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUGLAS, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) sp., *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) a *Orbitolina simplex* (HENSON) – (určenie E. KÖHLERA).

Zlepence tvoria úlomky sivých jemnozrnných a tmavosivých vápencov. Podľa veku ide o barém (?) – vrchný apt (K. BORZA 1980b). Úlomky dosahujú veľkosti do 25 cm, majú nepravidelné tvary. Zrejme ide o intraformačné brekcie.

Najvrchnejším členom sú sivé, čiastočne lavicovité biomikritové rohovcové vápence. Obsahujú nepatrnú prímes klastického kremeňa, zrn glaukonitu, pyrit a fosfátový minerál, úlomky schránok lamelibranchiátov, machovky, krinoidové články, úlomky solenoporidných rias, ostrakódy, rádiolárie, ihlice húb. Charakteristické je však pre ne stále zastúpenie spodnoaptských tintiníd *Colomiella recta* BONET, *Colomiella mexicana* BONET, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK; ďalej obsahujú *Calpionellopsella maldonadoi* TREJOI, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, ojedinele sa nachádzajú ihlice húb, *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, *Diemnoides moreti* (DURAND-DELGA).

S obdobnými typmi barémsko-aptských vápencov sa stretávame i v centrálnokarpatskej časti. Na lokalite Ostrý vrch pri Soblahovskej chate (v nadloží slienitých nanokónových vápencov vystupujú sivé slienité hedbergelové vápence s hedbergelami, orbitolínami, deflandreami a prekolomielami.

Na Bindarke (K. BORZA 1980b) v nadloží slienitých nanokónových vápencov majú tmavosivé vápence, biomikrity, častejšie rohovce a obsahujú početné hedbergely, uniseriálne machovky, úlomky schránok lastúrníkov, krinoidové články, ostrakódy, ale i glaukonit a fosfátový minerál. Aptský vek dokladá *Praecolomiella trejoi* BORZA a sprievodné spoločenstvo *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), *Colomisphaera vogleri* (BORZA), *Stomiosphaera echinata* NOWAK, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Aeolisaccus* sp. (obr. 26).

Vrchnejšie polohy tmavosivých lavicovitých vápencov s hľuzami rohovcov pri Trenčianskej Teplej a Soblahove predstavujú biosparity s hľuzami rohovcov, s *Orbitolina* cf. *conoidea*, s úlomkami litotamnií, serpulidami, úlomkami schránok lamelibranchiátov, ostňami ježoviek, autigénnymi zrnami kremeňa i glaukonitu.

Na hrebene vrchu Dubovec v Trenčianskej Teplej (pri kóte) sa v jemnozrnných až celistvých tmavosivých vápencoch našlo spodnoaptské spoločenstvo makrofauny (M. MAHEL-A. KULLMANOVÁ 1961):

Neohibolites uhligi SCHWETZ, *Mesohibolites* cf. *elegans* SCHWETZ, *Douvalia* cf. *grasiana* DOUVAL-JOUVER, *Crioceratites* ex gr. *zitteli* KIL., *Kingena* sp.

Pri Soblahovskej chate sa našiel aptský brachiopód (M. MAHEL 1961a) „*Rhynchonella*“ cf. *gibbsiana* (Sow.).

V najjužnejšom výskyte manínskej jednotky pri Dubodiele tmavosivé mikrozrnité i celistvé vápence s hľuzami rohovcov obsahujú i úlomky rudistov a riasy rodu *Salpiknoporella* (A. KULLMANOVÁ 1976).

Osobitný typ barému – aptu vystupuje v manínskom úseku manínskeho príkrovu; reprezentovaný je organogénnymi vápencami urgónskej fácie, s gravelovou štruktúrou. Známe sú hlavne z manínskej úžiny. Tmavé rohovce sú zriedkavé; vyskytujú sa v spodnejších polohách, kde majú vápence charakter pemikritov a pelsparitov. Prítomnosť hedbergel, ostrakódov, ostňov ježoviek, uniseriálnych machoviek, solenoporidných rias i zrníek glaukonitu svedčí o príbuznosti k barémsko-aptským vápencom butkovského úseku.

Miestami sa v týchto vápencoch vyskytujú brekciovitité polohy. Smerom do nadložia sa vápence stávajú plytkovodnejšími, obsahujú drobnú organogénnu drvinu, hojné krinoidové články a úlomky schránok lamelibranchiátov. Vo vyššej časti týchto pelsparitov sa objavujú rudisty a orbitolínové foraminifery. Čas-

tejšie sú to biopelsparitové a biointrasparitové vápence. Niektoré polohy majú výrazné rudistove lumachely. Z mikroorganizmov sú častejšie (K. BORZA 1980b): *Didemnoidea moreti* (DURAND-DELGA), *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠIK, *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLERI), *Colomisphaera* cf. *vogleri* (BORZA) a *Stomiosphaera* cf. *moluccana* WANNER.

Vo vrchnejších polohách sú orbitolíny: *Paleodictyoconus barremianus* (MOULLADE) a *Valserina* cf. *broennimanni* (SCHRÖDER et CONRAD et CHAROLLAIS).

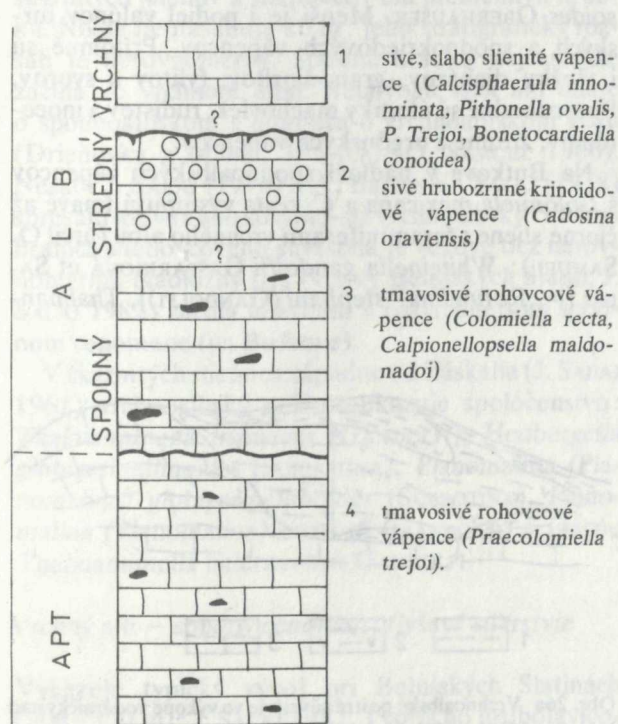
Väčšie úlomky rifotvorných organizmov, ktoré vznikli rozrušením bioherm, sú v najvyšších polohách urgónskych vápencov. Na základe prítomnosti mikroorganizmov *Valserina* cf. *brönnimanni* SCHRÖDER et CONRAD et CHAROLLAIS a *Paleodictyoconus barremianus* (MOULLADE) sa zaraďujú urgónske vápence Manínskej tiesňavy do stredného až vrchného barému (E. KÖHLER 1980).

Spodný alb – rohovcové vápence

Karbonátový komplex na Butkove na viacerých miestach končí nejasne lavicitými sivými rohovcovými vápencami, biomikritovými, čiastočne pelmikritovými (K. BORZA 1980b). Tvoria len málo metrov hrubé polohy, zistené v kameňolome na Butkove a v Ladcoch. Obsahujú len nepatrnú prímes klastického kremeňa, zrná glaukonitu, pyrit a fosfátový minerál. Organogénnu drobnú drvinu predstavujú krinoidové články, úlomky schránok lastúrníkov a solenoporidných rias, ostrakódy a foraminifery, rádiolárie, ihlice húb a machovky. Spodnoalbský vek dokladajú kalpionely (K. BORZA 1980b): *Colomiella recta* BONET, *Colomiella mexicana* BONET. Doprevádza ich spoločenstvo *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠIK, *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina fusca cieszynica* NOWAK, *Cadosina semiradiata olzae* NOWAK, *Didemnoidea moreti* (DURAND-DELGA), *Calpionellopsella maldonodoi* TREJO.

Nad povrchom týchto vápencov v kameňolome Ladce je hardground (M. RAKÚS 1977) s vrstvičkou sivého biomikritového vápencu (K. BORZA 1980b) so spoločenstvom vrchného albu: *Calcisphaerula innomata* BONET, *Stomiosphaera sphaerila* (KAUFMANN), *Pitonella trejoi* BONET, *Cadosina callosa* KNAUER, *Cadosina* cf. *oraviensis* BORZA. V tejto polohe sa z foraminifer vyskytuje *Thalmaninnella ticinensis* (GANDOLFI) – (určil J. SALAJ). Kalciferulové vápence obsahujú glaukonit, fosfátový minerál, pyrit, klastický kremeň, zirkón, ale i úlomky spodoalbských vápencov.

Prerušenie sedimentácie na Butkove zrejme zodpovedá vrchnej časti spodného albu a strednému albu, čiastočne i vrchnému albu.



Obr. 26 Litologicko-stratigrafický profil na Bindarke východne od Soblahova (K. BORZA).

Spodnoalbské vápence, ale i kalciferulové vrchnoalbské vápence sa našli i v centrálneokarpatskej časti manínskej jednotky na Bindarke pri Soblahove. Vystupujú v šupinách rozložených uprostred flyšovitého súvrstvia vo vrchných polohách vápencového komplexu, ktorý začína hoterivskými slaboslienitými nanokónovými vápencami. Tu, v nadloží aptských tmavosivých vápencov s rohovcami, je poloha rohovcových vápencov spodnoalbských s *Colomiella recta* BONET (K. BORZA 1980b). Sú to biomikrity až biomikrosparity s hojnou organogénnou drvinou s úlomkami schránok lastúrnikov, ihlíc húb, krinoidových článkov a rádiolárií. Nadložné sú sivé jemnozrnné krinoidové biomikrity s prasklinami po vysychaní, vyplnenými železito-mangánovým materiálom. *Cadosina oraviensis* BORZA poukazuje na strednoalbský vek. Tieto vápence, v niektorých polohách so zvýšeným podielom glaukonitu (až glaukonitové vápence) a s fosfátovým minerálom, sú zrejme strednoalbské.

V ich nadloží sú sivé slabo slienité vápence, vzhľadom pripomínajúce „neokómske“ vápence, preplnené *Calciphaerula innominata* BONET. Táto, spolu so sprievodným spoločenstvom mikroorganizmov dokladá vrchnoalbský vek týchto biomikritov až biomikrosparity [*Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Pithonella trejoi* BONET, *Cadosina callosa* KANER].

Karbonátová sekvencia stredného až vrchného albu, s prípadne menšími prerušeniami sedimentácie (nepítomnosť *Colomiella mexicana* BONET; K. BORZA 1980), v tomto období v centrálnych Karpatoch neobvyklá, je synchronná s prerušením sedimentácie v ostatnej časti manínskeho príkrovu.

I v severnej praznovsko-jablonskej šupine siahajú rohovcové vápence, vo vyššej časti s vložkami glaukonitových vápencov, do vyššej časti spodného albu (*Calciphaerula innominata* BONET, *Cadosina oraviensis* BORZA, *Colomiella recta* BONET, *Pithonella ovalis* KAUFMANN). V nadloží sú v kôre hardgroundov brekciovitých vápence so zrnami fosfátov. Doprevádza ich vrstva bázik hrúbky 5 m. Podstatná časť úlomkov brekcií je z urgónskych vápencov, nadložné piesčité sliene s vložkami jemnozrnných laminovaných pieskocov začínajú v spodnom až strednom albe. Pre manínsky príkrov je charakteristický menší podiel albu, vo vápencovom i v slienitom vývoji (až do spodného cenomanu), mocné vývoje flyšových súvrství cenomanu a charakteristický sliňovcový typ vrchného cenomanu – praznovské vrstvy.

Vrchný alb – spodný cenoman – sliňovce

Málo metrov hrubé, šedé, zelenkavé a lokálne i pestré sliňovce miestami škvŕnité, vystupujú spravidla na korodovanom povrchu.

V Dobrej povyše lomu v základovej jame vodárničky v sprievode tufitov (obr. 26a) vykazujú spoločenstvá foraminifer najvrchnejšieho albu až spodného cenomanu (V. KANTOROVÁ 1956): *Glomospira gaulti-*

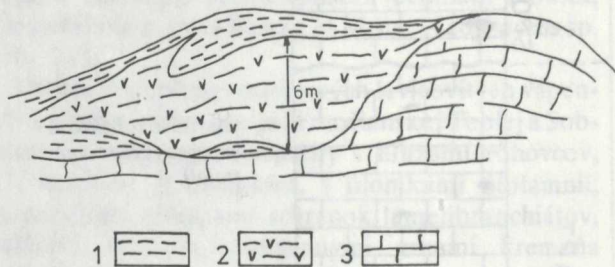
na (BERTHELIN), *Glomospira gordialis* (JONES, PARKER), *Marssonella oxycoma* (REUSS), *Epistomina cf. daninnae* MJATLJUK, *Epistomina spinulifera* (REUSS), *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA, *Hedbergella gaultina* (MOROZOVA). *Thalmanninella ticinensis* (GANDOLFI), *Thalmanninella appenninica* (RENZ).

Na vrchu Dubovec pri Trenčianskej Teplej sa vo vápnitých bridliciach, čiastočne pestrých, priamo na korodovanom povrchu barémско-aptských vápencov našla mikrofauna (V. KANTOROVÁ 1956) zóny *Thalmanninella appenninica* (RENZ).

I vo vrte SM-1 pri Soblahove boli spolu s barémско-aptskými vápencami navrátené v niekoľkých polohách sliňovce a slienito-aleuritické bridlice s *Thalmanninella ticinensis* GANDOLFI a *Th. appenninica* (RENZ) – (A. KULLMANOVÁ).

I v najvzdialenejšom výskyte manínskej jednotky pri Dubodiele sa v šedých bridliciach našli foraminifery vrchného cenomanu (V. GAŠPARIKOVÁ 1980b): *Thalmanninella appenninica* (RENZ), *Rotalipora ex gr. cushmani* (MORNOD), *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD). V tomto súvrství je pozoruhodný výskyt zlepcov (A. KULLMANOVÁ 1979) s prítomnosťou valúnov dolomitových vápencov, dolomitov loferitovej štruktúry, ale sú tu i triasové vápence s vrchno-noricko-rétskymi foraminiferami: *Angulodiscus* sp., *Angulodiscus friedli* KRISTAN, *Angulodiscus gaschei* KÖHN – ZANINETLI et BRÖNNIMANN, *Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER. Menší je i podiel valúnov jurských a spodnokriedových vápencov. Prítomné sú i vložky diabázov, granodioritov, fylitov a svorov. Pozoruhodné sú úlomky machoviek, rudistov a inocerámov, zrejme z urgónskych vápencov.

Na Butkove v nadloží spodnoalbských vápencov s *Colomiella mexicana* a *C. resta* vystupujú tmavé až čierne sliene s foraminiferami vrchného albu (určil O. SAMUEL): *Whiteinella gandolfii* GAŠPARIKOVÁ et SALAJ [= „*Rotundina*“ *stephani* (GANDOLFI)], *Thalman-*



Obr. 26a Vrchnoalbské pestré súvrstvie vo výkope vodárničky nad lomom pri Dobrej (M. MAHEL).

1 – vrchný alb – spodný cenoman, šedozelené až šedobiele ílovité bridlice, 2 – hrdzavohnedé tufity, 3 – barém – alb, tmavošedé vápence, na povrchu kôra zvetrania, miestami s aragonitovým pokryvom.

ninella ticinensis GANDOLFI, *Thalmaninella brotzeni* (SIGAL) a *Marssonella oxycona* (REUSS); zodpovedajú biozónu *Whiteinella gandolfii* (= „*Rotundina*“ *stephani*). V tmavých slieňoch v bezprostrednom nadloží urgónskych vápencov na Butkove sa zistili i nanokónové spoločenstvá nižšej zóny vrchného albu (V. GAŠPARIKOVÁ 1980b): *Cretarhabdus* ex. gr. *crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Podorhabdus albianus* BLACK, *Praediscosphaera cretaceae* (ARKHANGELSKIJ) GARTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH – NIELSEN, *Zygoolithus* ex. gr. *diplogrammus* DEFLANDRE. Miestami priamo na ploche hardgroundu (kameňolom v Mojťínskej doline) je tenučká vrstva hrdzavo vetrajúcich vápencov s vrchnoalbskými mikroorganizmami (K. BORZA 1980b): *Calcisphaerula innomata* BONET, *Pitonella ovalis* (KAUFMANN), *Pitonella trejoi* (BONET), *Cadosina callosa* KANNER, *Bonetocardiella conidea* (BONET). Kalciferulové vápence prechádzajú do slienitých bridlíc, vyplňujú aj dajky v barémskoaptských vápencoch.

Vrchnoalbské slieňe v opustenom lome cementárne Ladce (D. ANDRUSOV 1938, J. SALAJ–O. SAMUEL 1966, M. RAKÚS 1977) vyplňajú sústavu nepravidelných rýh a vyhlbenín, často kruhovitých, spôsobených činnosťou drobných ježoviek. Povrch tejto plochy je potiahnutý limonitovými povlakmi s množstvom rastier belemnitov *Neohibolites minimus* LIST.

Súvrstvie prevažne zelenošedých a modrošedých škvŕnitých slieňov a slieňovcov má premenlivú hrúbku. Nikde nepresahuje 60 m; jeho stratigrafický rozsah je nerovnomerný. Spodná hranica najčastejšie začína vo vrchnom albe. Nechýbali však ani údaje o spodnoalbskom a dokonca o vrchnoaptskom veku (Drieňovka a Manín, J. SALAJ–O. SAMUEL 1966). Neskôr J. SALAJ (1976) a A. BEGAN–J. SALAJ (1978) spresnili ich vek ako stredno- až vrchnoalbský. Vrchná hranica slieňovcového súvrstvia je vekove tiež nerovnomerná. Nadložný flyš (vrstvy Belušských Slatín, J. SALAJ 1982) začína miestami v najvrchnejšom spodnom cenomane (na Butkove).

V škvŕnitých slieňoch západne od Záskaľia (J. SALAJ 1961) vrchnoalbský vek preukazuje spoločenstvo: *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Hedbergella globigerinellinoides* (SUBBOTINA), *Planomalina* (*Planomalina*) *globigerinellinoides* (SUBBOTINA), *Planomalina* (*Planomalina*) *buxtorfi* (GANDOLFI) a vzácne *Thalmaninella balernaensis* GANDOLFI.

Vrchný alb – spodný cenoman: flyšové súvrstvie

Vyказuje typický vývoj pri Belušských Slatinách (300–350 m); J. SALAJ 1982. Tvoria ho hrubolavicovité vápnité jemnozrnné až hrubozrnné (15 cm až 1 m hrubé) slabo sfudnaté pieskovce až zlepenice s náznakom gradačného zvrstvenia. Na vrstevných plochách

pieskovcov sa často vyskytujú zuhoľnatené úlomky rastlinnej sečky. Veľkosť klastických zŕn v pieskovcoch je premenlivá, najčastejšie 0,05–0,1 mm. Najhojnejšie sú kremenné ostrohranné až zaoblené zrnká, menej karbonátové. Základná hmota je karbonátová, mikritická, miestami sparitická (J. SALAJ 1983).

Pieskovce sa striedajú s piesčítymi, prevažne prachovcovými slieňmi pelitovej štruktúry s kremennými zrnkami v prachovej frakcii. Pomer pieskovcov a slieňov je 1:2 v spodnej časti súvrstvia, 1:3 v najvrchnejšej časti súvrstvia.

Vyskytujú sa i polohy hrubolavicovitých jemnozrnných zlepenecov s valúnmi rôznych druhov vápencov, úlomkov kremencov, silicitov a vulkanitov.

Spodná hranica voči podložnému súvrstviu slieňov je výrazná, (J. KYSELA–R. MARSCHALCO–O. SAMUEL 1982), rovnako i hranica voči jemnorytmickému súvrstviu praznovských vrstiev.

Mikrofaunu charakterizujú hlavne druhy: *Thalmaninella appenninica* (RENZ), *Thalmaninella evoluta* SIGAL, *Thalmaninella gandolfi* LUTERBACHER et PREMOLI SILVA, *Pseudotonicinella bicarinata* (SAMUEL et SALAJ) a *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD)–J. SALAJ 1962c, 1982, J. SALAJ–O. SAMUEL 1966). Táto mikrofauna zodpovedá vrchnej časti spodného cenomanu a strednému cenomanu.

Vrchný cenoman – slieňe s polohami pieskovcov, praznovské vrstvy

Základ praznovských vrstiev vytvárajú slieňe doprevádzané vápencovými slieňmi značne piesčítymi, fariet sivých, hnedosivých i hnedých. Uprostred nich sú pelosiderity a tmavé až tmavosivé slieňe. Pozoruhodná je stála hrúbka prachovcov, ich výdrž a rytmické striedanie so slieňmi (R. MARSCHALCO–J. KYSELA 1980). Pieskovce vystupujú podradnejšie, patria k typu pieskovcov litických, vápnitých. Gradačné zvrstvenie je ojedinelé, a to v hrubších pieskovcových polohách. V pieskovcoch i v polohách zlepenecov (Súľov–Hradná) sa nájdu i hojné schránky a úlomky koralov a exogýr: *Dimorfastrea sulcosa*, *Lasmogyra sinnosa*. Nájdu sa i balvany vápencov v priemere až 4 m, najviac 35 m dlhé, s ohľadeným povrchom.

Ostrohranné úlomky vápencov v horninách poukazujú na rýchle prepravenie materiálu turbiditnými prúdmi alebo sutinovými tokmi. Smer transportu je od SV na JZ. Praznovské vrstvy vyказujú premenlivé farby slieňov a vápnitých ílovcov, pelosideritové vrstvičky, tenšiu prúdovo-čerinovú lamináciu, občasné vložky gradačných turbiditov a simikritov s exotickým materiálom zlepenecov a s resedimentovanou mikrofaunou. Poukazuje to na účinok gravitačných tokov podmienených blízkosťou svahu. Naznačujú to i exo-

tické zlepenca a olistolity. Rozloženie hrubozrnných turbiditových zlepenčov s úlomkami schránok *Exogyra columba* poukazuje na existenciu plytkých podmorských kaňonov na svahu.

Cenomanský vek praznovských vrstiev dokladajú exogyry, orbitolíny a foraminifery: *Exogyra columba* LAM., *E. columba minor* LAM., *Dimorphastrea sulcosa* REUSS., *Lasmogyra synnosa* *Orbitolina plana* D'ORB., *O. concava* (LAM.), *Radiolitella secunda*.

Vrchnocenomanskú mikrofaunu (J. SALAJ—O. SAMUEL 1966) predstavujú druhy: *Thalmaninella reicheli* MORNOD, *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS a *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER). Častejšie sa v slienitých bridliciach nájdu belemnity (V. ČINČUROVÁ 1975): *Neohibolites minimus* (LISTER), *Nehobolites ultimus* (D'ORBIGNY).

Augitivity, melafýry, tufy a tufity

V manínskom príkrove sú známe telesá augititov, augititových brekcií (V. ZORKOVSKÝ 1949) a ich tufitov, miestami až 40 m hrubých, hlavne v okolí Horného Moštenca, Podmanína, Slopnej a Praznova. Na Bôrovej Hôrke a pri Podmaníne tvoria ložné žilky uprostred neokónu. Lapilové a mandľovcové melafýry sa nájdu i v dopreve urgónskych vápencov. Častejšie sú augititické brekcie v podloží vrchnoalbských pestrých slieňov. Názorným príkladom je stavebná jama vodárničky pri Dobrej (obr. 26a). Tu sa nájdu tufity i ako vložky uprostred slieňov.

Zrejme ide o rozsiahlu podmorkú vulkanickú činnosť, ktorá sa začala prejavovať už v neokóme a najintenzívnejšie počas manínskej fázy medzi aptom a vrchným albam.

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

Rozdiely v rámci manínskeho príkrovu, členenie

Dávnejšie sú známe rozdiely vo vývoji niektorých členov manínskeho príkrovu (D. ANDRUSOV 1938, M. MAHEL et al. 1967). Týkajú sa stratigrafického rozsahu piesčito-krinoidových vápencov liasu. V niektorých oblastiach tento litotyp zastupuje celý lias, ba siaha do najspodnejšieho dogeru (Trenčianska Teplá). Častejšie zastupujú najvrchnejší lias krinoidové vápence (Butkov), lokálne pri Trenčianskej Teplej na

jz. cípe Kňazovho vrchu. Stratigrafické rozpätie krinoidových vápencov je širšie v okolí Peťovky.

Najvýraznejšie rozdiely sú v paleotektonickom type facií dogeru. Na Butkove sú charakteristické hlbokotvorné rádiolarity pre vrchný doger až spodný oxford. V oblasti Trenčianskej Teplej a Trenčianskych Teplíc o niečo plytkovodnejšie silicity zastupujú časť spodného dogeru. V manínskom úseku celý doger vykazuje plytkovodný charakter, červené a ružové krinoidové vápence a od baty červené a ružové hľuznaté vápence. Určité vyrovnanie facií znamená malm s červenými slabo hľuznatými a ružovými vápencami a spodný neokóm s hlbokovodnejšími slienitými vápencami. Podľa K. BORZU (1980b) sú medzi butkovským a manínskym úsekom i v tomto útvare výraznejšie rozdiely už v titóne. Na Maníne je kompletný sled, kým na Butkove chýbajú niektoré biozóny, prípadne podzóny; je to azda spôsobené podmorskou eróziou. Naopak na Maníne pravdepodobne chýba valangin, zatiaľ čo na Butkove ho zastupujú pomerne hlbokovodné sivé slienité lavicovité vápence. I tu sa však nájdu brekciovitité vápence blízke nozdrovickej brekcií z čelnej časti krížňanského príkrovu (ústne oznámenie J. MICHALÍKA).

Najvýraznejšie rozdiely sú však v baréme až spodnom albe v celom rozsahu manínskeho príkrovu. Na Butkove má barém ešte hlbokovodnejší ráz; biomitritové vápence prechádzajú až do aptu doložného *Praecolomiella trejoi* BORZA a orbitolínovými foraminiferami. Plytkovodnejšie sú až vrchnoaptské polohy so zlepenčovo-brekciovitou polohou tvorenou úlomkami aptských vápencov. Hlbokovodnejšie rohovcové vápence sú charakteristické pre spodný alb. Až na povrchu týchto je častejšie hardground. Prerušenie sedimentácie siaha do stredného vrchného albu so stromatolitovými kalciferulovými vápencami (1–3 cm vrstvička) doprevádzanými zelenkastými slienitými bridlicami.

Na Maníne plytkovodné vápence začínajú už vo vrchnom hoterive a končia asi vrchným barémom. Pritom uprostred barémско-spodnoaptských vápencov sú hrubé polohy rudistových vápencov (na Butkove len ojedinele). Názny „hard-groundu“ sa našli na Manínci v podobe malých žliabkov, limonitickej kôry zvetrávania. Našli sa i úlomky — valúny vápencov rovnakého veku na vápencoch spodného barému až vrchného hoterivu. Na nich sú transgresívne a diskordantne uložené zelené slieňové vrchného albu. V Maníne zrejme končí sedimentácia vápencov urgónskej faciie už uprostred aptu.

Sú i bradlá, ako Skalica, s hrubšími polohami brekciovitých a zlepenčovitých polôh v apte, ale s výrazne vyvinutými rohovcovými vápencami spodného albu. Spolu so zlepencami s úlomkami barému a aptu

vystupujú tmavosivé glaukonitové slienité vápence a glaukonitové vápence. Analogický vývoj možno konštatovať u ďalších menších bradiel: bradlo západne od Slopnej, Bôrová hôrka, Jelenia skala a bradielko pri kóte 477,5 sv. od Jelenej skaly. Je to tzv. šošovkové pásmo Skalice (K. BORZA 1980b). Bradlá Zlatý dielec a celú tzv. podmanínsku skupinu, bradlá východne od Podmanína a severne od Praznova (R. MARSCHALKO—J. KYSELA 1979), vyčleňujeme ako osobitnú štruktúru. Podmanínska skupina bradiel však neobsahuje zlepenca a brekcie, nevykazuje stratigraficky nijaký hiát. Naopak, celá spodná krieda vrátane aptu vykazuje hlbokovodný vývoj; charakteristicky je pre ňu prechod z neokómu cez hlbokovodné rohovcové vápence albu a ferosideritové sliene do flyšu. Tým sa približuje „bradlám“ v čelnej časti krížňanského príkrovu a zrejme predstavuje súčasť nozdrovickej skupiny. Tieto izolované bradlá podmanínskeho typu pochádzajú z čiel krížňanského príkrovu. Predstavujú azda ulomené olistostrómy (R. MARSCHALKO—J. KYSELA 1980). Ich typickým predstaviteľom je bradlo Zlatý dielec v časti jz. od Súfova (M. RAKÚS 1977): — svetlosivé až sivé lavicovité, viac-menej slienité vápence s hľuzami rohovcov veku vrchný valangin—hoteriv (*Calpionelopsis oblonga* CADISCH) prechádzajú s hedbergelami do hlbokovodných sivých slienitých vápencov až slieňov (15 m) barému—aptu. Vyššie sú zrejme aptské sivé lavicovité vápence s čiernymi spongolitmi (3 m) a s orbitolínami, krinoidovými článkami a ostňami ježoviek. Najvrchnejším členom vápencového komplexu sú sivé až tmavosivé slienité vápence až sliene s ojedinelými hľuzami čiernych rohovcov, spongolitov, so spodnoalbskými amonitmi (M. RAKÚS 1977) *Douvilleiceras* ex gr. *mamiillatum* SCHLOTHEIM, ? *Leymeriella* sp., *Puzosia* sp.

Z uvedeného teda vyplýva, že doteraz boli k manínskemu príkrovu začleňované štyri vývinu navzájom i paleotektonicky dosť odlišné:

a) Podmanínsky vývin blízky čelným časťami krížňanského (zliechovského) príkrovu predstavuje zrejme utrnuté čelá krížňanského príkrovu, prípadne (bradlo pri Súfove) súčasť čelných vrás príkrovu; je analogicky nozdrovickému typu krížňanského príkrovu.

b) Butkovský vývin s niektorými hlbokovodnejšími fáciami, ktorými sa približuje zliechovskému vývinu, a to doger—spodný neokóm; má celý rad osobitných plytkovodnejších členov a hiát počas vrchnej časti spodného albu a v strednom albe, niekde počas celého albu. Tento typ je zvlášť rozšírený v centrálno-karpatskej časti manínskeho príkrovu.

c) Šošovkovité pásmo Skalice s výraznými brekciami a zlepenkami v apte v dopreode glaukonitových vápencov, ale so zastúpením rohovcových vápencov albu.

d) Manínsky vývin s plytkovodnými členmi, s výnimkou spodného neokómu s typickou urgónskou faciou barému — spodného aptu a začiatkom hiátu už vo vrchnom apte. Je to typ najvzdialenejší, najkontrastnejší voči zliechovskému typu krížňanského príkrovu, a to dokonca kontrastnejší než belianska čiastková jednotka.

Vrt SM-1 pri Soblahove

Tento vrt je situovaný v manínskej jednotke vo vzdialenosti asi 10 km od bradlového pásma; vyprojektoval a riadil ho M. MAHEL, litologicky ho spracovala A. Kullmanová, foraminifery určil J. Salaj a V. Gašpariková, palinologicky ho spracovala P. SNOPKOVÁ. Profil vrtu je nasledovný:

2,00—10,00 m: Vrt začal v súvrství slienitých bridlic s vložkami pieskovcov. Prítomnosť foraminifer druhov *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI) a *Thalmaninella appenninica* RENZ dosvedčuje jeho vek v rozsahu najvrchnejší alb — spodný cenoman (J. SALAJ 1975).

Slienité bridlice predstavujú pelity až aleuropelity. Popri prevažne drobných kremenných zrnách sa nájdu hojné šupiny muskovitu. Pieskovcové vložky zastupujú vápnité i kremité pieskovce; veľkosť kremenných zrn je (0,026—0,078 mm). Nájde sa i muskovit, biotit a úlomky vápencových hornín.

10,00—34,00 m Hoteriv—barém: sivé doskovité celistvé vápence s nepravidelnými hľuzami rohovcov. Mikroozrnité biomikrity obsahujú hojnejšie úlomky krinoidov, zväčša rekrystalizovaných, drobné úlomky schránok organizmov, prierezy rádiolárií a foraminifery medzi inými neurčiteľnými, ale i *Hedbergella infracretacea* (GLÄSNER). Našla sa i *Cadosina fusca* WANNER.

V spodnejších polohách sú vápence slienitejšie a obsahujú mikroorganizmy poukazujúce na pravdepodobný valanginsko-berianský vek: *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU—FILIPESCU), *Cadosina heliosphaera* VOGLER, *Stomiosphaera wanneri* BORZA (A. KULLMANOVÁ 1979).

34,00—38,00 m: Svetlosivé slabo slienité vápence s kalcitickými žilkami, s lastúrnatým lomom, s hladkými lomnými plochami. Obsahujú hľuzy rohovcov. Je to biomikrit s prierezmi kalpionel, ktoré poukazujú na beriasko-vrchnotitónsky vek: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella aliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU—FILIPESCU). K zaujímavostiam patrí prítomnosť vulkanického skla vedľa drobných aleuritických zrníek kremeňa, ostňov ježoviek, foraminifer a úlomkov krinoidových článkov.

Zo zorky z hĺbky 37,00 m sú okrem vyššie spomínaných kalpionel i krasikolárie *Crassicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, ďalej *Globochaeta alpina* LOMBARD, *Cadosina lapidosa* VOGLER, *Cadosina carpathica* BORZA.

38,00—58,00 m: Svetlosivé až hnedosivé slienité vápence s lastúrnatým lomom typu biancone — kalpionelový biomikrit. Okrem vyššie uvedených kalpionel obsahujú i *Crassicollaria intermedia* DURAND—DELGA a *Crassicollaria brevis* REMANE.

58,00—74,00 m: Svetlosivé slienité vrchnotitónske vápence s hojnými kalpionelami rodov *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Crassicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Crassicollaria intermedia* DURAND—DELGA. Prítomné sú i *Globochaeta alpina* LOMBARD, ale i rádiolárie, krinoidy a prierezy aptychov. Nájdu sa ostrakódy a foraminifery rodov *Ammodiscus*, *Lenticulina* a *Fronicularia*.

74,00–82,00 m – jura?: Tmavosivé slabo slienité celistvé vápence s kalcitickými žilkami; vyskytujú sa i slienitejšie polohy. Stratigrafické zaradenie nie je jasné; biomikrity obsahujú hlavne úlomky krinoidov a v menšom množstve ostrakódy. Príslušnosť k liasu je málo pravdepodobná pre nevelký obsah drobných zrn kremeňa (len do 2%). Najskôr ide o vrchné polohy rétu.

82,00–86,00 m: Tmavosivé celistvé, čiastočne drobnozrnité vápence organogénnej a organoolitickej štruktúry. Rétsky vek preukazujú foraminifery *Angulodiscus friedli* (KRISTAN), *Angulodiscus pokornyi* SALAJ, *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN. Piesčité prímies vápencov je malá (zrná veľkosti 0,78–0,15 mm). Úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropódov i krinoidov sú tiež prítomné a niektoré z nich tvoria jadrá oolitov.

86,00–104,00 m: Pestré červené bridlice, tmavé i tmavosivé bridlice a tmavšie sivé celistvé vápence. Prítomné úlomky bez jadra poukazujú na pravdepodobne prechodné súvrstvie medzi rétom a keuperom, známe z niekoľkých miest práve v maínskej jednotke.

104,00–150,00 m: Pestré bridlice, pieskovce, vložky mikrokonglomerátov – keuper. Bridlice – pelity až aleuropelity sú červenohnedé až červenofialové, tvorené prevažne illitom. Podradnejšie sú drobné zrnká kremeňa a len v nepatrnom množstve sa vyskytuje kalcit. Pieskovce sú prevažne kremité, farby svetlosivej. Veľkosť klastických kremeňov je najčastejšie 0,26–0,48 mm; úlomky sú ostrohranné, často rozpukané. Nájdu sa i úlomky kremencov a kremitých pieskovcov, úlomky lamelovaných plagioklasov a lišty biotitu.

Prítomné sú i drobné pieskovce svetlooranžovej farby s úlomkami červených bridlíc. Hrubo-zrnité pieskovce až mikrokonglomeráty sú svetlosivé a obsahujú okrem kremeňa, úlomkov kremencov, kremitých pieskovcov plagioklasov aj úlomky vápencov, zriedkavejšie i úlomky pestrých bridlíc.

160,00–207,00 m: Celistvé vápence s hustou sieťou kalcitových žíl, ojedinele hľuzy rohovcov, vložky slabo krinoidových vápencov. Prítomnosť karpionel poukazuje na vrchný titón až spodný berias: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella alpina* Cadisch, *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU–FILIPESCU), *Crassicollaria parvula* REMANE, *Cr. intermedia* DURAND–DELGA, *Cr. colomi* DOBEN, *Globochaeta alpina* LOMBARD.

207,00–210,00 m: Sivé sliene a slienité bridlice; pelity s foraminiferami určujúcimi ich spodnocenomanský vek: *Thalmaninella appenninica* (RENZ).

210,00–214,00 m: Červenohnedé ílovité bridlice a svetlosivé jemnozrnité pieskovce – keuper.

214,00–221,00 m: Sivé vápnité ílovce, čiastočne i sliene, tmavosivé aleuropelity – spodný cenoman.

221,00–238,00 m: Pestré červenohnedé ílovce, vložky kremitých pieskovcov a dolomitov – keuper.

237,00–238,00 m: Tmavošedé sliene – spodný cenoman.

238,00–297,00 m: Pestré červenohnedé ílovce, vložky kremitých pieskovcov a dolomitov – keuper.

297,00–516,00 m: Tmavosivé piesčité sliene a slienité bridlice – lias. Vykazujú bridličnatý až tenkolupienkovitý rozpad a jemné šupiny sericitu, mikrovrásky centimetrových rozmerov. Nájdu sa i vápnitejšie polohy, s hojnejším obsahom krinoidových, dobre vytriedených úlomkov, i ihličky húb a úlomky schránok lamelibranchiátov. Liasový vek naznačuje prítomnosť ostrakódov rodu *Ognoconcha* (určil V. POKORNÝ). Vrchnoaliasový vek dokladajú i ostrakódy zo vzoriek z hĺbky 505,00–507,00 m (určil J. SALAJ): *Procytheridea*? aff. *magnycourthensis* APOST, *Hungarella* sp. Ostrakódy rodov *Bairdia* sp., *Cytherella* sp. a *Procytheridea* sp. poukazujú na toark až bajok. Pozoruhodné je však, že sa našli i foraminifery (z hĺbky 515,00 m) rodu *Thalmaninella appenninica* RENZ; to poukazuje na spodnocenomanský vek. Nález takej foraminiferovej mikrofauny sa uvádza i z hĺbky 531,00 m a prítomnosť vrchnoalbského silne rekrystalizovaného exempláru *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI) z hĺbky 750,00 a 772,00 m.

V hĺbke 513,00 m našli sa spóromorfy (P. SNOPKOVÁ 1975) dokladajúce liasový vek sedimentov: *Stereisporites* cf. *laveinei* SCHULZ, *Colpectopollis* cf. *ocupatus* PFULUG, *Simplicisporites* sp., *Piceites latens* BOLKH., cf. *Pseudowalchia*, *Toroisporis* sp., *Podocarpidites* sp., cf. *Aratrisporites*?, *Cornodinium*. No pefové zrnká skupiny *Normapolles*, a to druhy *Oculopollis* cf. *baculatus* PAULT. a *Complexiopollis* cf. *vulgaris* W. KR., PAULT. signalizujú prítomnosť vrchnej kriedy.

516,00–762,00 m: Tmavosivé slabo vápnité ílovce sú v niektorých polohách jurské, v iných kriedové, možno až paleogénne. Jurské polohy dokladajú organodetrické vápence s ihlicami húb a drobnolumachelové vápence (navŕtané v hĺbke 599,00 m, 759,00–762,00 m) s lumachelami rodov *Modiolus* a *Astarte*.

Prítomnosť vrchného albu až spodného cenomanu dokladá foraminiferové spoločenstvo s druhmi *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI) a *Th. appenninica* (RENZ) – (určil J. SALAJ).

V hĺbke 567,00 m v tmavých až čiernych slienitých bridliciach sa našla pestrejšia mikroflóra s druhmi a rodmi častejšími až v paleogéne: *Tricolporopollenites cingulum* R. POT., *Plicapollis* cf. *pseudoexcelsus* (W. KR.) W. KR., *Pterocarya* sp., *Tricolporopollenites* sp., *Leiotriletes* sp., *Cadripites* sp. Zvlášť bohaté je spoločenstvo z hĺbky 579,5 m, ktoré signalizuje dokonca až eocénny vek: *Verrucosporites quintus* (TH. et PF.) KRUTZSCH, *Deflandrea* sp., *Cedripites* sp., *Pityosporites microalatus* (R. POT.) TH. et PF., *Piceapollenites* sp., *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. et PF., *Sabalpollenites areolatus* (R. POT.) R. POT., *Tricolporopollenites pseudocingulum* (R. POT.), *T. henrici* (R. POT.) E. KR., *T. palmularius* (R. POT.) TH. et PF., *T. megaexactus* (R. POT.) TH. et PF., *T. microhenrici* (R. POT.) W. KR., *T. cingulum* R. POT., *T. euphorii* (R. POT.) TH. et PF., *T. kruschii* (R. POT.) PF. et TH. *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. POT.) R. POT., *Malvacearumpollis csolnokensis* RAKOSI.

762,00–833,00 m: Červenohnedé až červenofialové ílovité bridlice, dolomitové ílovce, svetlé kremité pieskovce, mikrokonglomeráty, polohy anhydritu – keuper.

Ílovité bridlice obsahujú popri ílovitých mineráloch ostrohranný a poloostrohranný kremeň v pieskovej frakcii, sericitizované živce a zrnká dolomitu.

Pieskovce predstavujú strednozrný drobový typ so základnou hmotou ílovido-dolomitovu. Najčastejšie sú doskovité, tvoria tenšie polohy uprostred bridličnatého súvrstvia.

Anhydrity, sivé a sivomodré, sú kryštalické, znečistené drobnými zrnami kremeňa. Izotopové zloženie síry a evaporitov kolíše v pomerne úzkom rozpätí od $V_{34} f = 12,8\%$ po $34 f = 16,1\%$, čo zodpovedá hodnotám charakteristickým pre moria najvrchnejšieho triasu (oznámene J. Kantora).

833,00–902,00 m: Tmavosivé až čierne vápnité ílovce, polohy celistvých vápencov a vložky jemnozrných kremitých pieskovcov. Vo vápencoch, ktoré vykazujú organogénnu štruktúru, sú hojné prierezy ihlic húb, v menšom množstve úlomky krinoidov, foraminifer a schránok lamelibranchiátov. Pieskovce majú psamitickú štruktúru a vápnitý tmel. Popri drobných dobre vytriedených zrnách kremeňa sa nájdu živce a akcesorický zirkón i úlomky vápencových hornín. Ostrakódy, a to rody *Hungarella* sp. a *Procytheridea* sp. (určil V. POKORNÝ), svedčia o liasovom veku. Prítomnosť foraminifer (určil J. SALAJ) rodov *Hedbergella* a *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), poukazuje i na prítomnosť albu (z hĺbok 833,00, 836,00, 860,00 m) podobne ako aj *Hedbergella* aff. *infracretacea* (GLÄSSNER) z hĺbky 877,00 m.

850,00–852,00 m: V tmavosivých vápnitých bridliciach sa našli jurské spóromorfy (P. SNOPKOVÁ 1976): *Spheripollenites* cf. *subgranulatus* COUPER, *Maratisporites scabratus* COUPER, *Vitreisporites jurrasicus* POCKOCK, *Saccopollis* cf. *parvosaccus* PFULUG, *Ovalipollis* cf. *ovalis* (KRUTZSCH) SCHEURING, *Osmundacites wellmanii* COUPER, *Bennettitinaepollenites* cf. *bitorosus* BONA, *Converrucosporites minor* ST. POCKOCK, *Chasmatosporites apertus* (ROG.) NILSON.

907,00–936,00 m: Sivozelenkavé ílovce a ílovité bridlice, červenofialové ílovito-piesčité bridlice, kremité pieskovce, anhydrity – keuper toho istého typu ako predchádzajúci.

Pozoruhodné je, že zo styku s nasledovným liasovým súvrstvom pochádza silne rekryštalizovaná a pyritizovaná albská mikrofauna (J. SALAJ 1975): *Hechtina antiqua* (FRANKE), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), *Hedbergella* cff. *roberti* (GANDOLFI) – z hĺbky 937,00–940,00 m.

936,00–1801,00 m: Tmavosivé vápnité ílovce až bridlice, ako vložky celistvé vápence, lumachelové vápence, pieskovce a zlepenec. Pelity prevládajú až do hĺbky 1503,00 m. Na ich plochách odlučnosti sú jemné šupinky sericitu. Aleuritové prímes zastupujú kremenné zrnká siltovej a pieskovej frakcie základnej hmoty. Nájdú sa úlomky muskovitu (5–20 %). Z ílovitých minerálov prevláda kaolinit nad illitom.

Najvýraznejším organickým spoločenstvom sú ostrakódy (určil V. POKORNÝ): *Ognoconche adenticulata* (PIETRZENIUK) a rod *Procytheridea Hungarella* sp. poukazujúci na liasový vek (hetanz–plienbach) strednej časti súvrstvia v rozpätí hĺbky 1138,00–1229,00 m (vyplavené z viacerých horizontov).

Liasový vek (plienbach) najspodnejších horizontov prevráteného súvrstvia potvrdzuje i foraminifera (z hĺbky 1714,00 m; J. SALAJ 1975): *Marginulina* cf. *interrupta* (TERQUEM).

Liasový vek vykazujú i brachiopódy z hĺbky 1099,50 m a 1432,00 m (určil J. PEVNÝ): *Zeilleria choffati* (HAAS), *Zeilleria subnumismalis* (DAVIDSON).

Mikroflóra z hĺbky 960,00–962,00–974,00 m obsahuje druhy charakteristické pre vrchný trias až lias: *Minutisaccus ornatus* PAUTSCH, *Laevigatisporites* cf. *scissus* KRÄUSEL–LESCHIK, *Schizosaccus* cf. *keuperi* MÄDLER, *Caytonipollenites pallidus* COUPER a *Perinopollenites* cf. *clavatooides* COUPER.

Spóry z hĺbky 1471,00 m: *Triletes verrucatus* COUPER *minor* KEDVES–SIMONCSICS a *Maratiisporites scabratus* COUPER majú širšie stratigrafické rozpätie: spodná jura – spodná krieda.

V hĺbke 1031,00–1619,00 m čierne bridlice dokonca obsahujú ojedinele spóry triasového veku: *Bharadua japolensis wielandii*.

V tmavých bridliciach z hĺbky 1725,00 m sa našli spóry uvádzané v literatúre zo spodnej a strednej jury: *Pseudowalchia* cf. *ovalis* a *Pseudowalchia landensii*.

Spodno- až strednojurský vek dokladajú i spóry a peľové zrná (P. SNOPOKOVÁ 1975) z hĺbky 1772,4 m: *Vitreisporites* cf. *itunensis* ST. POCK, *Pseudowalchia landensii* ST. POCK, *Saccopollis* cf. *pectinis* PFLUG?, *Saccopollis parvosaccus* PFLUG, *Marratisporites scabratus* COUPER, *Protodiplosypinus* sp., *Pareodinia prolongata* SARJEANT.

Z hĺbky 1758,2 m je vekove rovnaké spoločenstvo: *Pseudowalchia* cf. *landensii* ST. POCK, *P.* cf. *ovalis* ST. POCK, *Podocarpidites multicus* (BOLKH.) ST. POCK, *Vitreisporites* cf. *itunensis* ST. POCK, *Leueckisporites crickmayi* ST. POCK, *Cycadopites* sp.,? *Taeniasporites*, *Dinoflagellata*–? *Nanoceratopsis*, *Saccopollis* sp., *Pseudowalchia* cf. *ovalis*, *P. landensii*.

Pieskovce uprostred bridličnatého súvrstvia vystupujú v nepravidelných polohách (hrúbka 20–50 cm). I ony sú bohaté na šupiny sericitu. Vykazujú výraznú lamináciu, základnou zložkou sú zrná klastického kremeňa. Tmel je pelitický. Úlomky psefitickej veľkosti v nich sú podradné. Častejšie sú to úlomky kremencov, kremitých pieskovcov, rohovcov, nájdú sa plagioklasy, šupiny a lišty muskovitu. V hrubších pieskovcoch sa nájdú úlomky vápencových hornín – mikritov.

Pieskovce s väčším zastúpením vápnitej zložky obsahujú úlomky krinoidov, úlomky schránok brachiopódov a lamelibranchiátov.

V spodnejších polohách súvrstvia sú hojné vložky (hrúbky 5–140 cm) polymiktných zlepenecov s prevahou vápencových hornín (do hĺbky vrtu 1617,70 m); nižšie sú hojné úlomky hornín, valúny vápencov a dolomitov, ílovité bridlice, drobové pieskovce, diabázové tufy a tufity, porfyrické diabázy, muskovitické svory,

muskoviticko-chloritické svory, grafitické fylity, úlomky kremeňa a sericitových živcov.

Zloženie valúnového materiálu, hlavne prítomnosť svorov poukazuje na pôvod z magmatických a metamorfovaných hornín kryštalínika Považského Inovca a karbonátových hornín z jeho obalu.

Opísaný hrubý komplex však pozostáva z viacerých šupin oddelených tenkými vložkami mladších členov.

Podľa J. SALAJA (1975) sa vo viacerých horizontoch opisovaného súvrstvia našli silne rekryštalizované jedince spodnokriedovej a albskej, hlavne vrchnoalbskej mikrofauny, a to:

z hĺbky vrtu 857,00–860,00 m: *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI);

z hĺbky vrtu 877,00 m: *Hedbergella* aff. *infracretacea* (GLÄSSNER), *Haplophragmoides* sp., *Cytherella* sp., *Cythereis* sp.;

z hĺbky 896,00–897,00 m: *Hedbergella roberti* (GANDOLFI);

z hĺbky 940,00–942,00 m: *Discorbis* aff. *wassoewiczi* DJAFFAROV et AGALAROVA;

z hĺbky 999,00 m: *Hedbergella* aff. *infracretacea* (GLÄSSNER), z hĺbky 1227,5 m: *Anomalina* (*Gavelinella*) sp.

V hĺbke 1317,00–1346,00 m vystupuje súvrstvie pestrých slieňovcov s nálezmi globotrunkárovej mikrofauny (1317,00, 1328,00 a 1338,00 m, A. KULLMANOVÁ 1978). Sú to globotrunkány zo skupiny *Globotruncana angusticarinata* a *Globotruncana arca*, poukazujúce na koňacký až spodnokampánsky vek (V. GAŠPARIKOVÁ 1980a): *Globotruncana angusticarinata* GANDOLFI, *Globotruncana coronata* BOLLI, *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *Globotruncana arca* CUSHMAN. Snajväčšou pravdepodobnosťou ide o súvrstvie analogické, aké bolo preukázané na neďalekej lokalite Belice pri Selci v Považskom Inovci s prítomnosťou bohatého foraminiferového spoločenstva koňackého veku (V. GAŠPARIKOVÁ 1980a).

Súhrn

Vrt SM-1 zastihol viac veľmi tenkých šupín manínskej jednotky. Najvrchnejšia má normálny sled: spodné šupiny sú zvlášť tenké a prevládajú v nich spodnejšie členy, hlavne keuper. Cenomanské pestré vápnité ílovce boli navrátené až v troch polohách, vždy však iba v hrúbke niekoľko metrov. Vo vrchnej polohe ležia na baréme, v druhej, v hĺbke 207–210 m sprevádzajú zvrchu titón–berias, odspodku keuper. V tretej polohe 214–221 m sú uprostred keupru. Ďalšia, dokonca 1 m hrubá vložka, a to tmavosivých slieňov, uprostred keuperu je v hĺbke 237,00–238 00 m. Tenké polohy spodného cenomanu signalizujú pravdepodobnosť výskytu tohoto útvaru i v manínskej jednotke v centrálnokarpatskom úseku, a to aj na iných členoch než barém–apt.

Podložie manínskeho príkrovu vytvára sústava šupín čierneho súvrstvia liasu (čiastočne i rétu) a keuperu. Lias predstavuje súvrstvie tmavosivých piesčitých slieňov a slienitých bridlíc s vložkami tmavosivých vápencov; takéto súvrstvie nevystupuje na povrchu v Strážovských vrchoch, ale predstavuje šupinu tatridnej jednotky. Vo vrchných horizontoch sa v tomto súvrství až štyrikrát opakuje keuper. Prítomnosťou

anhydritov pripomína tento útvar pri Drietome zaraďovaný prvšie k bradlovému pásmu (D. ANDRUSOV 1938), neskôr k tatridným šupinám (M. MAHEL 1980b), ale i keuper pri Beckove – vysoký typ.

Uprostred liasového súvrstvia (v hĺbke 1317,00 – 346,00 m) bolo navítané vrchnokriedové súvrstvie – koňak. Toto zistenie má osobitný význam vo viacerých smeroch:

a) Poukazuje na rozsiahlejšie pokoňacké pohyby v okrajovej časti centrálnokarpatského pásma a naznačuje pravdepodobnosť rozšírenia tohoto útvaru i mimo pribradlovej zóny, mimo rozšírenia hrubšieho komplexu vrchnej kriedy.

b) Až do hĺbky 1346,00 m sledovaný monotónny komplex tmavosivých vápnitých ílovcov s polohami vápencov, pieskovcov a zlepcov predstavuje mocnejší podstavec tatrika, azda jeho severnejší typ bližší vahiku (obr. 64).

S najväčšou pravdepodobnosťou sa opísané súvrstvie napája na malomagurskú jednotku. Hojnosť sericitu, hlavne na plochách odlučnosti, naznačuje prejavy slabšej metamorfózy. Nápadne veľké sú v tomto súvrství sklony zistené vo vrtných jadrách pieskovcov a zlepcov (40–55 %).

Výstupy čiernej série zastúpenej hlavne vápnitými ílovcami na severnom svahu Považského Inovca (južný okraj našej mapy) patria k vrchnejším šupinám tatrika presunutým z južnejších oblastí.

CHOČSKÝ PRÍKROV

I chočský príkrov buduje v Strážovských vrchoch rozsiahle oblasti a vyznačuje sa pestrosťou stavby.

Ešte v päťdesiatych rokoch boli poznatky o stavbe chočského príkrovu v Strážovských vrchoch skromné, ďaleko za poznatkami o pohoriach, akými sú napr. Nízke Tatry, za ktoré vďačíme prácam R. KETTNERA (1931a, b) a A. MATĚJKU (1927, 1936). Len zistenia rozsiahlych výskytov karditových vrstiev, zložitá stavba v čelnej časti s pestrým a rozsiahlym zastúpením mladších členov, a to i v južných častiach Strážovských vrchov (M. MAHEL 1946a, 1948b), signalizovali, že i Strážovské vrchy môžu významnejšie prispieť k prehĺbeniu predstavy o stavbe chočského príkrovu v Karpatoch. Stalo sa tak už začiatkom šesťdesiatych rokov, keď sa prvýkrát preukázal polyfaciálny charakter chočského príkrovu, vyčlenením čiernovážskej a bielovážskej „série“ (M. MAHEL 1960a, b).

Čiernovážska jednotka má prevahu dolomitov (ramsauský typ), pre bielovážsku sú typické reiflinské vápence a hrubšie lunzské vrstvy (M. MAHEL 1961b). Navyše sa zistili prechodné vývin medzi chočským

a strážovským príkrovom, a tým obsahovo i štruktúrne úzke vzťahy. S prehľbujúcimi poznatkami sa však vykryštalizoval názor, že práve tieto prechodné vývin predstavujú základnú časť ďalšej litologicko-stratigrafickej jednotky chočského príkrovu – jednotky bebravskej, (M. MAHEL 1975a, 1979a, h) s prevahou svetlých dolomitov doprevádzaných enklávami svetlých organogénnych vápencov. Pre čiernovážsku a bielovážsku sériu sme volili názvy z Nízkych Tatier, pre ich „klastickejší“ vývin v tomto pohorí, „sériu“ bebravskú sme nazvali podľa potoka zo Strážovských vrchov.

K rozšíreniu poznatkov o chočskom príkrove významnejšie prispelo i tematicky zamerané skúmanie litologické (M. KRIVÝ 1971), biostratigrafické (M. RAKÚS 1962 a, M. MICHALÍK in A. GAŹDZICKI–J. MICHALÍK 1980, J. MICHALÍK 1980, M. KOCHANOVÁ 1971, 1979, J. PEVNÝ 1971, 1980, M. KOCHANOVÁ–J. PEVNÝ 1976) a tektonické (M. MAHEL 1963a).

Stratigraficko-litologické členenie chočského príkrovu je nasledovné: 1. perm – spodný trias „melafýrová“ séria – permské pestré sedimenty a melafýrové horniny i spodnotriasové pieskovcové súvrstvie a slieňovcovo-dolomitové súvrstvie; 2. anis – tmavošedé vápence; 3. vrchný anis až ladin – reiflinské vápence; 4. ladin – wettersteinské vápence; 5. stredný a vrchný trias – dolomity; 6. spodný karn – lunzské vrstvy; 7. vrchný karn – oponické vápence a karditové vrstvy; 8. rét – organogénne vápence; 9. lias – krinoidovo-rohovcové vápence; 10. doger – rohovcové vápence; 11. malm – červené, čiastočne hľuznaté vápence; 12. titón-valangin – slienité vápence; 13. hoteriv – bridlice, siltovce.

Melafýrová séria

I v Strážovských vrchoch v tejto sérii označovanej prvšie i ako „verfén s melafýrmi“, prípadne „melafýrová séria“ (A. MATĚJKA–D. ANDRUSOV 1931, M. MAHEL 1948a, b) možno odlíšiť tri stratigraficky i litologicky odlišné celky: pestré, bridličnato-pieskovcovovo-zlepcové súvrstvie spolu s telesami melafýrov – perm; kremence a pieskovce – spodný oddiel verfénu a bridličnato-slieňovcové súvrstvie – kampil; karbónske súvrstvie sme nezistili.

Melafýrové horniny, obdobne ako inde v Strážovských vrchoch, vystupujú uprostred súvrstvia staršieho než kremence, uprostred permu. Na základe petrografického skúmania patria do skupiny hornín gabrovej magmy (V. ZORKOVSKÝ 1949, V. ČECHOVIČ–F. ULRICH 1937); rozlíšil sa v nich melafýrový porfyrít, melafýrové mandľovce a melafýrový tuf.

Melafýrový porfyrít je čiernosivý, zelenosivý a červenohnedý; má porfyrickú štruktúru. Intersertálnu základnú homotu tvoria kyslé plagioklasy, pyroxény, hematit a chlorit; výrastlice predstavuje andezín (veľkosti až 1 cm) a olivín, bývajú jemnozrnnejšie.

Mandľovcový porfýrit je šedý až tmavošedý s bielymi až šedozele-
nými mandľami, až 2 cm veľkými, s kremitou a chloritovou,
prípadne i živcovou výplňou. Základnú hmotu tvoria živce, hematit
a chlorit. Malé výrastlice živcov predstavuje andezín. Časté sú
chloritické pseudomorfozy po olivíne.

Melafýrový tuf je jemnozrný, zložený z chloritickej hmoty
s kalcitovými zrnkami kremeňa, zriedkavejšie i živcov.

Perm vystupuje v hrubších komplexoch v južnej
časti Strážovských vrchov, zväčša mimo oblasť našej
mapy, v horskej skupine Drieňov. Zasahuje však i do
okolía pri Nitrianskych Sučanoch.

Pri Horných a Dolných Vestenicích vystupuje
hrubšie pieskocové súvrstvie – spodný trias. Sú to
svetlošedé doskovité kremité pieskovce, najčastejšie
jemne páskavé, s dobre vytriedeným a opracovaným
klastickým materiálom. Hojnejšie sú v nich pestré
bridlice s vložkami pestrých siltovcov. Menšie výskyty
doštičkovitých kremencov a pestrých kremitých brid-
líc sú známe i zo strednej časti pohoria od Timoradze.
Všade je pozvoľný prechod do nadložného kampilského
ho súvrstvia.

Slieňovcovo-dolomitové súvrstvie

Predstavujú ho zelenkavé slienité bridlice, piesčité
bridlice, žltkavé slienité vápence, vo vrchnejších
častiach doskovité, slienité dolomity i tmavé slie-
nité vápence. Pri Timoradzi sa našli kampilské ska-
meneliny (M. MAHEL 1948a): *Hoernesia socialis*
SCHLOTHEIM, *Natiria costata* (MÜNSTER), *Turbo rec-*
tocostatus HAUER, *Tirolites cassianus* QUENST.

Na iných lokalitách je zas hojnejší *Unionites fas-*
saensis (WISSM.). Zvlášť dobre odkryté vrchné časti
súvrstvia sú v doline Chalmovej a na západnom svahu
Rokoša. V lesnej ceste na severných svahoch Čihoca
sa našli piesčité a slienité vápence a slienité doskovité
dolomity. Doprevádzajú ich tmavosivé až čierne ílovi-
té sľudnaté bridlice v nadloží s tmavošedými až čierny-
mi dolomitmi, doskovitými brekciovitými dolomitmi
i piesčitými vápencami.

Pri novej ceste južne od Uhrovského Podhradia
v sedle s kótou 847 sa našli zelenkavé bridlice, slienité
vápence s jemnými šupinami sľudy a brekciovité dolo-
mity. Doskovité až lavicovité (sotva 2 m hrubé) tma-
vošedé vápence v ich nadloží zastupujú už anis. Červe-
nofialové bridlice a siltovce poníže cesty zastupujú
spodnejšiu časť súvrstvia.

Mocnejšia „melafýrová séria“ v južnej časti Strá-
žovských vrchov vytvára podložie čiernovážskej série.
Predstavuje severné okraje rozsiahlejšieho pruhu
známeho z Tríbeča i z podložía neovulkanitov Vtáč-
nika.

Drobné výskyty členov melafýrovej série v Chal-
momskej doline, pri Timoradzi, na Čihoci, na jv.
svahoch Rokošov (jv. od Uhrovského Podhradia, ale
i pri Šípkove) umožňujú rozčleniť chočský príkrov na
čiastkové jednotky chočského príkrovu, najmä ak ich
budujú hrubé komplexy dolomitov.

Anis – tmavošedé gutensteinské vápence

Vyskytujú sa vo všetkých troch sériách. Sú to šedé,
miestami tmavšie, inde svetlejšie vápence s výraznými
kalcitickými žilkami.

a) V čiernovážskej sérii vystupujú v podloží hru-
bých dolomitových más. Vápence sú častejšie značne
dolomitové, málo žilkované. Niektoré polohy sú lavi-
covité až doskovité.

V južnejších oblastiach Strážovských vrchov, čas-
tejšie na báze vápencovo-dolomitového komplexu, sú
tmavošedé silne dolomitové vápence. Severne od
Horných Vestenic sa až tri polohy vápencov, zväčša
lavicovitých (1–1,5 m) až doskovitých (5 cm) a dolo-
mitových, striedajú s dolomitmi a vytvárajú tak spo-
dnú časť mocného dolomitového komplexu.

Pri Nitrianskych Sučanoch niekoľko metrová polo-
ha dolomitov podstiela vápencové súvrstvie. Miestami
prechádza vrchný kampil cez slienité tmavé doskovité
vápence do vápencov gutensteinského typu, inde tma-
vé slienité dolomity kampilu majú v nadloží niekoľko
metrov hrubú polohu šedých dolomitov spodnoanis-
kých a až nad nimi sú tmavé vápence.

Hrúbka vápencov je veľmi menlivá, zriedka presa-
huje 20–30 m. Dolomitizácia vápencov je častejšie
nepravidelná, a to v podobe hniezd, žiliek i súvislejších
polôh. V rade profilov vytvárajú vápence dve kulisy
oddelené až desiatky metrov hrubou polohou dolo-
mitov. Pritom sa svojím charakterom nelíšia.

V tmavošedých vápencoch západne od Diviakov
sa našli foraminifery *Meandrospira insolita* (Ho)
a *Meandrospira pusilla* (Ho);

na západnom svahu doliny Hradištnica druhy
Meandrospira pusilla (Ho), *Meandrospira dinarica*
(KOCHANSKI–DEVIDÉ); na južných svahoch kóty
918,4 druhy *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp.;

na východnom okraji Šípkova pri križi druh *Areno-*
vidalina chialingchiangensis Ho.

Dolomitizácia vápencov je nerovnomerná, vyjadrená
zhlukmi dolomitových zrn, prípadne menších zhu-
kov dolomitových kryštálov v základnej mikrokryšťa-
lickej hmote vápencov (M. KRIVÝ 1976).

Pestřejší súbor foraminifer uvádzaný z vápencov
s vložkami dolomitov, prevrtaných vo vrte Š 2 NB
(A. BIELY et al. 1970) pri Bojniciach (určil J. SALAJ),
dokladá aniský vek: *Meandrospira* aff. *insolita* (Ho),

Endrothyrandella sp., *Meandrospira deformata* SALAJ, *Meandrospira insolita* (HO) *Endothyra* aff. *kuepperi* OBERHAUSER, *Meandrospira pussilla* (HO) *Earlandinita* aff. *oberhauseri* (SALAJ), *Neoendothyra* sp.

b) V bielovážskej jednotke sú častejšie gutensteinské vápence späté v jednotný komplex s vápencami reiflinskými. Pri variabilnosti ich vývoja a zložitej tektonike je veľmi ťažko ich vymedziť. Laterálne sa totiž ich vrchné polohy s reiflinskými vápencami miestami zastupujú. Inde (východný svah Prejtianskej doliny) prechádzajú laterálne i vertikálne do masívnych dolomitových vápencov až dolomitov.

Profily spracované v oblasti Vlčince pri Ilavke na svahoch Hofazne z bielovážskej série ukazujú, že ide o celistvé lavicovité vápence, v niektorých polohách ojedinele s vložkami vápencov lumachelových.

Na západnom svahu Vlčince pri okraji lesa sa v nich našli lumachely s aniskými brachiopódmi (J. PEVNÝ 1975): *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Mentzelia mentzeli* (DUNK), *Mentzelia mentzeli pannonica* (BITTNER), *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER), *Punctospirella fragilis* (SCHLOTH.), *Spiriferina* sp.

Aniský vek tmavých vápencov je doložený i riasami z oblasti jz. od Trebichavy, kde sa vo vrchných polohách v podloží reiflinských vápencov našli diplopóry

(J. BYSTRICKÝ 1982): *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella* cf. *praealpina* PIA, *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. v. *gemerica* BYSTRICKÝ.

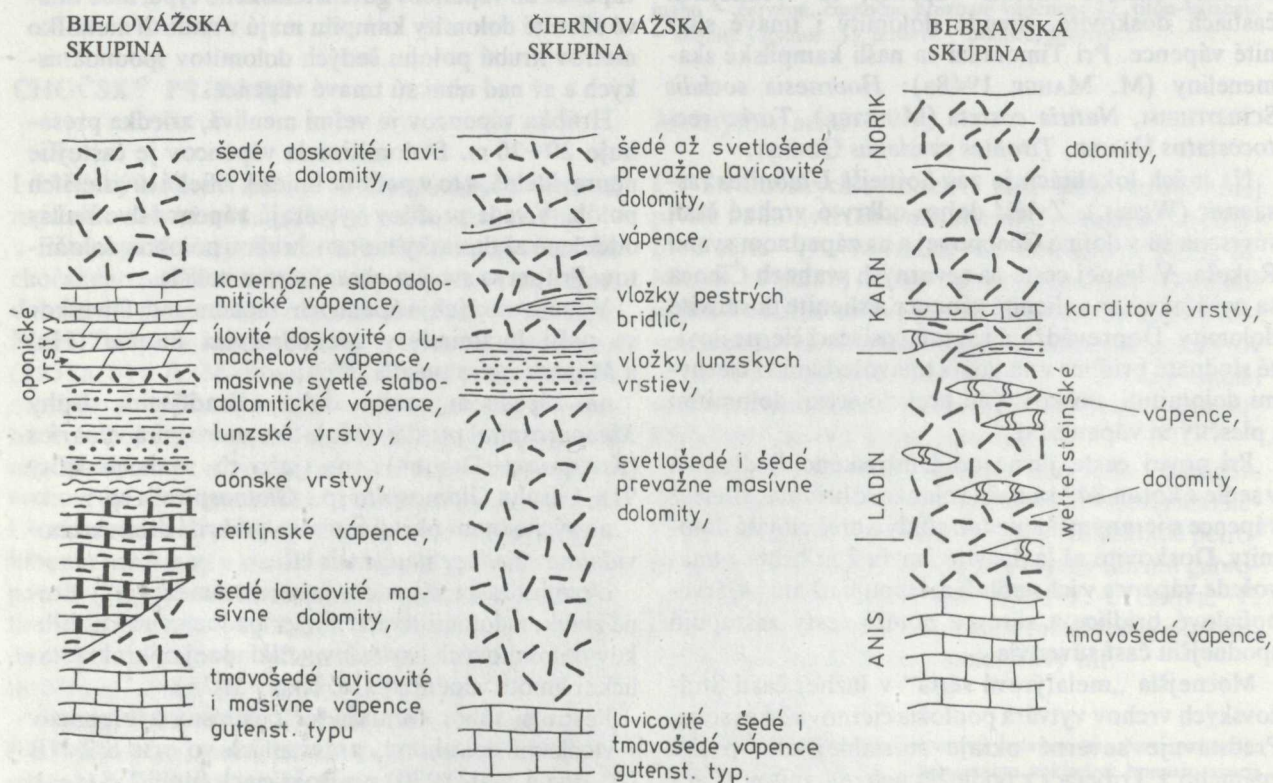
Aniské riasy sa našli i vo vrchnejších polohách tmavých vápencov v poľnej ceste na hrebeni severne od Šipkova jz. od kóty 593, a to: *Physoporella* cf. *dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella* cf. *praealpina* PIA.

Okrem kryptokrystalických vápencov pozorovať ojedinele endostratické brekcie s ostrohrannými až subangulárnymi úlomkami, rozmerov 1–10 cm.

Mikroskopicky sa vápence vyznačujú jemnozrnnou štruktúrou, ojedinele sa nájdu foraminifery, miestami idiomorfny kremeň.

c) V bebravskej sérii sú gutensteinské vápence masívne, miestami hrubolavicovité vápence farebne tmavšie, prestúpené kalcitickými žilkami. Sú to mikryty, s obsahom foraminifer a krinoidových článkov i schránok ostrakódov. Krinoidy v niektorých miestach v nepravidelných vložkách sú v hojnejšom zastúpení; potom ide o biosparit. Okrem krinoidových článkov a schránok foraminifer sa v nich nájdu úlomky lamelibranchiátov a brachiopódov.

Lavicovité vápence v niektorých polohách (oblasť Šipkova) majú nábeh k hľuznatosti. Nerovné plochy lavíc doprevádza povlak i medzivrstvičky vápnitých



Obr. 27 Litologické profily čiernovážskou, bielovážskou a bebravskou skupinou (M. MAHEL).

ílovitých bridlíc. Častejšie sú vo vápencoch prejavy dolomitizácie v podobe lamín a hniezd, ale i hrubšie medzivrstevné polohy. Výrazné striedanie vápencov a dolomitov je napr. v lesnej ceste zo Šipkova na sever ku Kališću. Morfológicky sa to odráža v stupňovitosti reliéfu. Hojnejšie dolomitové polohy sú vo vrchnej časti súvrstvia. Celý komplex sa stáva svetlejším; vápence pripomínajú typ vápencov wettersteinských.

Hrubšie dolomitové polohy sú miestami i v spodnejších horizontoch (Timoradza) s niekoľkonásobným striedaním vápencov a dolomitov.

Severne od Dubničky sa uprostred dolomitov vynára pruh hrubožilkovaných šedých až hnedastých vápencov s polohami červenkastými i pseudohľuznatými. Ojedinele sa našli v nich hľuzy rohovcov.

Gutensteinské vápence východne od Čičmian vykazujú miestami masový výskyt foraminifer druhu *Meandrospira dinarica* KOCHANSKI-DEVIDÉ a výskyt *Glomospirella* sp. a *Glomospira* sp. Dolomitizačné prejavy sú koncentrované na trhliny a sú doprevádzané jemne dispergovanými oxidmi Fe, čím hornina nadobúda ružový odtieň (M. KRIVÝ 1970).

V najvrchnejšej časti tmavošedých zvrstvených vápencov pri Slatinke juhovýchodne od kóty 497,1 (v záreze novej cesty) sa našli riasy ((J. BYSTRICKÝ 1982): *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *pauciforata*, *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella* cf. *praealpina* PIA, *Favoporella* sp., *Teutloporella peniculiformis* OTT. Foraminifery *Meandros-*

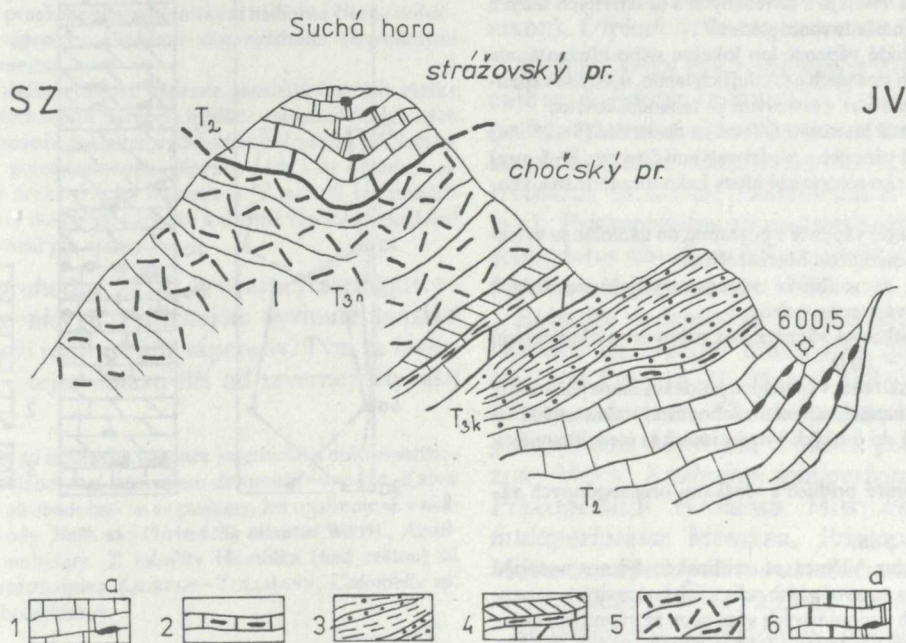
pira dinarica KOCHANSKI-DEVIDÉ sa našli i v lavicovitých tmavých vápencoch na severnom svahu Uhrovca i v úzkom vápencovom pruhu šupinovitého pásma západne od kóty Svitana.

Vrchný anis až ladin – reiflinské vápence

Sivé až tmavosivé vápence, najčastejšie lavicovité a doskovité, ale i masívne celistvé i jemnozrné s nerovnomerne roztrieđenými hľuzami čiernych rohovcov sú charakteristickým znakom bielovážskej série. Častejšie majú polohy hľuznatých vápencov. Ako vložky sa nájdu dolomity. Vložky slienitých a ílovitých bridlíc miestami doprevádzajú vápence tenkodoskovité až doskovité, obyčajne slabohľuznaté. Hľuzy sú buď nepravidelne rozosiate po celej mase lavíc, prípadne tvoria silicitové medzivrstvy a vložky nepravidelného priebehu medzi vrstvami.

Rohovce majú rôznu veľkosť (od cm do dm), tvar okrúhlych hľúz, ale i pretiahnutých šošoviek. Nie sú zriedkavosťou ani drobné rohovce rozprsknuté po celej základnej hmote. Časté hľuzy rohovcov sú rozložené vo vrchnej časti lavíc alebo dosiek. Ba tvoria i súvislejšiu silicovitú medzivrstvu hrubú 1–3 cm. Farba rohovcov je najčastejšie tmavá až čierna. Nájdu sa však i rohovce červené.

Miestami sú reiflinské vápence dolomitizované. Napr. na jz. svahu Vlčince reiflinský vápenec prechá-



Obr. 28 Geologický profil na južnom svahu Suchej hory (M. MAHEL).

1 – stredný trias, tmavé vápence, a) s hľuzami rohovcov, 2 – tmavé slienité vápence, vložky bridlíc – aónske vrstvy, 3 – lunzské vrstvy, tmavé bridlice, vložky pieskocov, 4 – oponické vápence čiastočne slienité a dolomitové vápence, 5 – vrchný trias, dolomity, 6 – stredný trias, šedé vápence strážovského príkrovu, a) s hľuzami rohovcov.

dza až do vápnitého dolomitu. Na Homôlke šedé mikritické a mikrospartické vápence slabo hľuznaté, čiastočne silicifikované majú polohy laminovaných dolomitových vápencov. Vo vyšších polohách je dolomitovej zložky menej, často sa vytvárajú hľuzy (obr. 28, 28a).

Reiflinské vápence sú teda premenlivého typu, hoci ich typickým predstaviteľom sú lavicovité vápence s hľuzami a šošovkami a medzivrstvami rohovcov – výrazne hľuznaté vápence.

Litologické rozdiely vyplývajúce z nerovnomerného podielu rohovcov, hľuznatosti i pelitickejšieho obsahu sú pomerne veľké.

Hrúbka súvrstvia je najčastejšie 20–30 m, nechýbajú však ani hrúbky do 100 m.

Častejšie sú polohy vápencov masívnejších, len s výskytom ojedinelých rohovcov; len ťažko ich možno oddeliť od spodnejších vápencov gutensteinského typu. Nezriedka si vápence tento masívny charakter so zriedkavejším výskytom tmavých rohovcových hľúz zachovávajú v celom profile. Častejšie vrchnejšie polohy predstavujú lavicovité vápence, čiastočne hľuznaté, prerastené hojnými hľuzami i menšími nepravidelnými šošovkami čiernych rohovcov.

Vertikálne zmeny reiflinských vápencov zachycujú niektoré profily podrobnejšie spracované M. KRIVÝM (1971). Uvádzame z nich niekoľko:

Východne od Trenčianskych Teplíc – vrch s kótou 618,4: Reiflinské vápence sa vyvíjajú z lavicovitých a doskovitých šedých zrnitých dolomitov v nasledovnom slede:

- tmavošedé až šedé vápence len lokálne slabo hľuznaté, ale s výrazným striedaním tmavších a svetlejších lamín, masívne vápence s prechodom do nadložia v lavicovité až tenkodoskovité;

- šedé až tmavošedé lavicovité (40 cm) a doskovité (5–15 cm) hľuznaté a rohovcové vápence s medzivrstvami ílovcov (1–5 mm)

- rohovce vystupujú ako roztrúsené hľuzy i ako zoradené šošovkovité medzivrstvy;

- tmavošedé až šedé vápence s postupne do nadložia sa vytrácajúcimi rohovcami i miznúcou hľuznatosťou.

Južne od Vlčince sa reiflinské vápence vyvíjajú zo šedých masívnych celistvých vápencov v slede:

- lavicovité až doskovité vápence bez rohovcov s ojedinelými náznakmi hľuznatosti – 20 m;

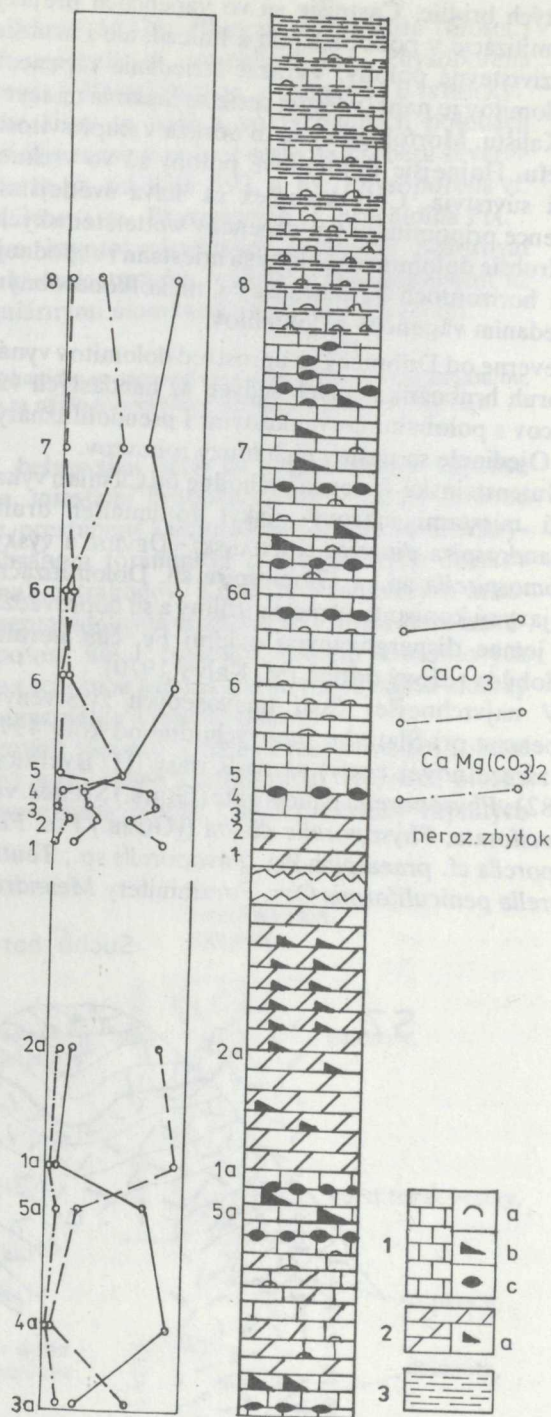
- lavicovité až doskovité, v spodných polohách menej hľuznaté, vo vyšších výrazne hľuznaté vápence s rohovcami roztratenými vo forme hľúz i zoradené do tenkých vytrácajúcich sa medzivrstvičiek (2–5 mm) – 25 m;

- slieňovce a vápnité bridlice s vložkami organogénnych vápencov;

- aónske vrstvy – 5 m.

Na západnom svahu Vlčince sa reiflinské vápence vyvíjajú z podložného súvrstvia tmavošedých celistvých lavicovitých vápencov, miestami zrnitých dolomitových vápencov až vápnitých dolomitov a lumachelových vápencov s faunou brachiopódov (hrúbka 10 m), v nasledovnom slede:

- lavicovité (35–45 cm) šedé slabo hľuznaté vápence s medzivrstvičkami ílovitých bridlíc a s vložkami doskovitých (5–15 cm) slabo hľuznatých šedých vápencov – rohovce sú zriedkavé ako drobné konkrécie a hľuzy nepravidelného tvaru – 16 m;



Obr. 28a Litologický profil reiflinskými vápencami na Homôlke (M. KRIVÝ 1969)

1 – vápence, a) hľuznaté, b) brekciovité, c) s hľuzami rohovcov, 2 – dolomity, a) brekciovité dolomity, 3 – bridlice. CaCO_3 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ Nerozp. zvyšok.

– hrubolavicovité (1,2–2 mm) podrobnejšie sutúrami členené na doskovité hľuznaté vápence bohaté na rohovcové konkrécie i na medzivrstvičky silicítov – jednotlivé lavice oddeľujú medzivrstvičky ílovcov, hrúbka súvrstvia 10 m;

– šedé masívne celistvé vápence bez hľuznatosti a bez rohovcov – 10 m.

Z predchádzajúceho typu sa pozvoľne vyvíjajú lavicovité a doskovité hľuznaté rohovcové vápence s rytmičnosťou zrnitých dolomitov.

V opísanom profile je nápadný zdvojený cyklus s dvoma horizontmi hľuznatých rohovcových vápencov.

Uvedené tri profily nám ukazujú zjavné rozdiely v charaktere podložja, z ktorého sa reiflinské vápence vyvíjajú, hlavne však rozdiely v slede jednotlivých horninových typov. Zdôrazniť treba i pozorované laterálne zmeny, laterálne vyznievanie hľuznatosti i obsahu rohovcov i laterálnu zámenu hľuznatých rohovcových vápencov za masívne bezrohovcové vápence.

Také rozdiely v type podložja, ale i v charaktere reiflinských vápencov, sú výrazné i v južnej časti Strážovských vrchov.

Na južných svahoch Čihoca (s. od Dolných Vesteníc) sú reiflinské vápence zväčša doskovité, silne poprerastané hľuzami i medzivrstvami rohovcov. Pritom majú silne výraznú bielu patinu a sú intenzívne prevrásnené. Častejšie sú v nich i polohy vápnitých bridlíc. Najčastejšie tu reiflinské vápence ležia na tmavých lavicovitých až doskovitých dolomitoch, len pod týmito sú tmavosivé masívne spodnoaniské vápence. Severnejšie v tej istej štruktúre na južnom svahu doliny Hrabutnica sú reiflinské vápence lavicovité až doskovité, ale len s ojedinelými rohovcami. Vyvíjajú sa však pozvoľna z masívnych tmavošedých vápencov. Príslušnosť k reiflinským vápencom preukazujú predovšetkým nadložné čierne doštičkovité slienité vápence a slieňovce doprevádzané tmavošedými doskovitými dolomitmi.

V skupine Rokoša reiflinské vápence obsahujú častejšie vložky slienitých a ílovitých bridlíc. Hrubšie bridlice uprostred doskovitých rohovcových vápencov sú hlavne východne od Nitrianskych Sučian. Od podložných gutensteinských vápencov ich i tu oddeľuje až desiatky metrov hrubá poloha dolomitov. V nadloží reiflinských vápencov sú tmavé doskovité vápence a slienité vápence s vložkami slieňovcov, typ aónskych vrstiev.

Je iste pozoruhodné, že nikdy v južnej časti Strážovských vrchov nie sú výraznejšie vyvinuté lunszké vrstvy v nadloží reiflinských vápencov. Tým sa bielo-vážska séria v tejto oblasti líši od severnejších častí pohoria.

Mikroskopicky sú reiflinské vápence mikritické a mikrosparitické (kalové), miestami dosť intenzívne dolomitizované (M. KRIVÝ 1971). Miestami sú chudobné na organizmy, len ojedinele sa v nich vyskytujú ostrakódy. Našli sa: *Girvanella minutus* WETH., *Aeolisaccus* sp. i foraminifery. Z lokality Homôlka (nad cestou) sú *Agathammina austroalpina* KRISTAN–TOLLMANN, *Colomella* sp. a úlomky lamelibranchiátov.

Hrubolavicovité až masívne formy vápencov sú obyčajne chudobnejšie na organizmy (M. KRIVÝ 1980). Tieto vápence blízke gutensteinskému typu obsahujú len ojedinele prierezy schránok ostrakódov,

úlomky krinoidov, prípadne mikritizovaných foraminifer. Naopak, vo vápencoch doskovitých s tenkými silicítovými vložkami a rohovcovými konkréciami je pomerne vysoký podiel úlomkov schránok juvenilných lamelibranchiátov a foraminifery; vápence predstavujú biomikrity a pelmikrity až mikrosparity.

Hľuznaté vápence majú hojnejšie organizmy v hľuzách predstavovaných úlomkami čistejších vápencov. Tieto úlomky často morfológicky vyčnievajú z ílovitejšej základnej hmoty poznačenej prejavmi dolomitizácie. Nechýbajú priestory, v ktorých vápence prechádzajú do vápnitých dolomitov (j. svah Vlčica). Rozsah hľuznatosti je menlivý čo do veľkosti klastických úlomkov i nerovnosti povrchu vrstevných plôch.

Najčastejšou skamenelinou reiflinských vápencov je *Posidonia wengensis* WISSMANN (vrchná časť rohovcových vápencov v. od vrchu Sokolie pri Ilavke j. od Sopkovho kameňa blízko zachyteného prameňa).

Na sz. úpätí Tlstej hory pri kóte 689,4 (j. od Šipkova) sa našli lumachely juvenilných štádií rodov *Daonella* a *Posidonia*.

Reiflinské vápence sú bohaté na konodonty a holotúrie. K prvým nálezom patrí výskyt ladinských konodontov *Gondolella excelsa* (MASKER) a *Gladigondolella tethydis* (HACKR.). Na Homôlke vo vrchnej časti súvrstvia v tmavých vápencoch sú tenšie vložky bridlíc (R. MOCK 1971). Ilýrske konodonty sa našli na západnom svahu Vlčica (pri Ilavke) pri kóte 519 v celistvých tmavosivých vápencoch bez rohovcov: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Hibbardella lautissima* (HACKRIEDE), *Diplododella magnidentata* (TATGE).

Vrchnoilýrsky vek reiflinských vápencov bližšie určuje spoločenstvo holotúrií (J. PEVNÝ 1981): *Theelia undata* MOSTLER, *Theelia planorbicula* MOSTLER, *Priscopodatus staurocumitoides* MOSTLER, *Priscopodatus triassicus* MOSTLER, *Priscopodatus horridus* (MOSTLER), *Priscopodatus staurocumitoides* MOSTLER, *Priscopodatus slovakensis* KOZUR–MOCK, *Priscopodatus bartenstein* (DEFLANDER–RIGAND).

Bohatšie na konodonty i na holotúrie sú lavicovité vápence na lokalite Markovica pri Veľkom Kolačine pri Dubnici (J. PEVNÝ 1981): *Theelia zapfei* KOZUR–MOSTLER, *Theelia undata* MOSTLER, *Theelia planorbicula* MOSTLER, *Theelia pseudoplanata* KOZUR–MOCK, *Kuehnites spiniperforatus* (ZAWIDZKA), *Priscopodatus tyrolensis* MOSTLER, *Priscopodatus multiperforatus* MOSTLER, *Priscopodatus triassicus* MOSTLER, *Priscopelatus staurocumitoides* MOSTLER, *Acantathelia spinosa* FRIZZELL EXLINE.

Spoločenstvo konodontov poukazuje na ilýrsky vek: *Gondolella excelsa* (MOSTLER), *Gondolella momburgensis* TATGE, *Gondolella constricta* MOSHER–CLARK, *Hindeodella (Metaproniodus) suevica* (TATGE), *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Chi-*

rodella dinodoides (TATGE), *Hilberdella lautissima* (HUCKRIEDE) a holotúrie naznačujúce vrchný ilýr – *Enantiongnatus ziegleri* (DIEBEL). Ilýrsky vek reiflinských vápencov medzi zónou *Paraceratites trinodosus* na sz. Markovice preukazuje i amonitová fauna (V. ANDRUSOVÁ 1976): *Norites cf. dieneri* ARTHABER, *Norites sp.*, *Beyrichites (Beyrichites) cf. cadoricus* (MOJSISOVICS), *Paraceratites cf. trinodosus* (MOJSIS.), *Paraceratites sp.*, *Longobaridites sp.*, *Trachyceras sp.*

I spoločenstvo brachiopódov poukazuje na vrchný anis (J. PEVNÝ 1971): *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Aulachthyris angusta* (SCHLOTH.), *Punctospirella fragilis* (SCHLOTH.).

V najvrchnejšej časti reiflinskej vápence bielovážskej série obsahujú tenké ílovito-slienité polohy. Postupne do nadložia hrubnú. Kordevolský vek (M. KOCHANOVÁ 1971) naznačujú nálezy halobii v lome vo Veľkom Kolačine (M. KOCHANOVÁ 1976): *Halobia zitteli* LINDSTR. a *Halobia sp.*

Východne od Sokolia tmavé bridličnaté vápence a sliene rozložené medzi reiflinskými a lunzskými vrstvami – reingrabenské vrstvy – obsahujú lumachely s karnskou faunou (J. PEVNÝ–M. KOCHANOVÁ 1976) brachiopódov a bivalvií – *Euractinella cf. contraplecta* (MÜNSTER), *Lima sp.* – a gastropódov *Traponostylus sp.*

Stredný trias – ladin: vettersteinské vápence

V chočskom príkrove vystupujú len v bebravskej jednotke ako nepravidelné telesá uprostred svetlých vettersteinských dolomitov. Ich charakteristickým znakom sú pomerne časté riasy (určil J. Bystrický). Ide prevažne o biosparity s hojnými organoklastmi, ale i biomikrity a pelmikrity s menlivým obsahom alochémov. Zriedkavejšie sa v nich nájdu úlomky krinoidov, prierezy rekrystalizovaných schránok ostrakódov a foraminifer i prierezy schránok brachiopódov a bivalvií (M. KRIVÝ 1980).

Značná dolomitizácia je charakteristická pre svetlé ladinské vápence, ale je variabilná. Najintenzívnejšie sú dolomitizované pelmikritické variety, kde sú prednostne zatlačené pelety, a to jedným jedincom alebo zhlukom dolomitových zrn. Ani mikritické vápence nie sú lokálne bez zjavnejších prejavov dolomitizácie s výnimkou dispergovaných jedincov dolomitu – alebo menších zhlukov dolomitových kryštálov v základnej mikrokryštalickej hmote vápencov.

Pozvoľné prechody vettersteinských vápencov do dolomitov, vzájomné zazubovanie, je nápadné pri Krásnej Vsi, južne od Havránkovej doliny a južne od Petrovej Vsi. Telesá vettersteinských vápencov „plávajú“ uprostred svetlých dolomitov. Výraznejšie evinospongiové štruktúry sú známe od Trebichavy.

Väčšina svetlých riasových vápencov vykazuje ladinský vek, začínajú však už vo vrchnom anise a siahajú do spodného karnu. Vrchný anis dokladajú (J. BYSTRICKÝ 1982): *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella cf. praealpina* PIA, *Physoporella poncirella annulata* SAKAČ, *Teutlopora peniculiformis* OTT.

Spodnejšie horizonty ladinu preukazujú *Diplopora annulatissima* PIA a *Diplopora clavaeformis*. Najčastejšie sú ladinské spoločenstvá: *Diplopora annulata* (SCHAFFH.), *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) var. *annulata* PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) var. *dolomitica* PIA.

Najvyšší ladin preukazuje spoločenstvo *Teutlopora herculea* (STOPP.), spodný karn *Andrusoporella duplicata* (PIA) PIA.

Zvlášť hojné riasy sú v oblasti Ukovca severozápadne od Šipkova a v šošovke vápencov pri severnom okraji tejto dediny.

Juhovýchodne od Ukovca v menšej kryhe svetlých vápencov sa našli *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) var. *annulata* PIA i *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) var. *dolomitica* PIA, *Diplopora annulatissima* PIA a *Acicularia sp.*

Východne od Ukovca pruh bielych vápencov rozložený uprostred dolomitov obsahuje riasy *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) v. *annulata* PIA, *Diplopora annulatissima* PIA a foraminifery *Erlandinita oberhauseri* SALAJ, *Endothyra cf. kueperi* OBERHAUSER, *Valvalina sp.*, *Duostomina sp.*, *Nodosinella sp.*, *Endothyrella sp.* Z gastropódov sa tu našli (M. KOCHANOVÁ 1971): *Trachynerita stabilis* (HANER), *Omphaloptycha eximia* (HOLRNES), *Omphaloptycha sp.*

Severne od Slatiny vo viacerých menších telesách bielych vápencov sú hojné riasy: *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) v. *annulata* PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) v. *dolomitica* PIA, *Diplopora annulatissima* PIA.

Vo svetlých vápencoch v blízkosti kóty 581 (neďaleko výdatného prameňa) severne od Slatiny nad Bebravou sa našli: *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) v. *annulata* PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) v. *dolomitica* (PIA).

V pruhu svetlých vápencov severne od Šipkova (j. od k. 352,0) je na rade lokalít hojný druh rias *Diplopora annulata* ((SCHAFFH.) v. *annulata* PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) v. *dolomitica* PIA. Nájdu sa i spodnoladinské riasy: *Diplopora annulatissima* PIA, *Diplopora clavaeformis* (J. BYSTRICKÝ 1982).

Nad Lomom pri Trenčianskych Mitičiach sa v nich našli riasy: *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) var. *dolomitica* PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) var. *annulata* PIA; jv. od kóty 496 – *Teutlopora herculea* (STOPP.), jv. od kóty 515,2 – *Diplopora annulata* (PIA).

Malé kryhy vettersteinských vápencov bohatých na riasy obsahujú na hrebeňoch východne od Trenčianskych Teplic *Diplopora annulata* PIA).

Z hľadiska tektonického sú zaujímavé výskyty opisovaného typu vápencov bohatých na dasykladacey, rozložených uprostred dolomitov na lokalitách Svitavy a Dubinky. Ocitajú sa totiž v susedstve vettersteinských vápencov strážovského príkrova kryhy Baske, v tektonickom styku. Pritom samotné vápence sú prevrásnené, s dvoma v superpozícii sa nachádzajúcimi vrstevnými sledmi.

Z pruhu svetlých vápencov pri lesnej ceste na Svitavy pochádzajú formy (J. BYSTRICKÝ 1982): spodného ladinu – *Diplopora annulatissima* (PIA), *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) var. *dolomitica*; vrchného anisu *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA a *Physoporella cf.*

praealpina PIA, *Physoporella poncirella annulata* SAKAČ, *Teutloporella peniculiformis* OTT.

Z južného svahu vrchu Dubinka sú riasy najvyššieho ladinu *Teutloporella herculea* (STOPP), ale i spodnokarnské formy *Andrusoporella duplicata* (PIA) PIA. I na neďalekom vrchu Bukoviny sa našli riasy *Andrusoporella duplicata* (PIA) PIA a *Teutloporella herculea* (STOPP).

V svetlých riasových vápencoch na Chropotnici sa našla karnská riasa *Andrusoporella duplicata* (PIA) PIA, a to v podloží tenkej polohy dolomitov, ktorá ich oddeľuje od karditových vrstiev. Ako vidno, stratigrafické rozpätie vápencov je v podstate také široké ako rozpätie dolomitov, uprostred ktorých vystupujú.

Bohatšia fauna ladinských gastropódov je známa z lokality pri odbočke cesty na Petrovu Ves z hlavnej trasy Trenčianske Teplice—Moštenice, a to (M. KOCHANOVÁ 1967); *Cryptonerita cf. ellipita* KRITL., *Trachynerita stabilei* (HAUER).

Stredný a vrchný trias – dolomity

Najmohutnejším členom chočského príkrovu vo východnej a južnej časti Strážovských vrchov sú dolomity hrúbky 200–300 m. Sú prevažne svetlé a svetlošedé, jemnokryštalické, pórovité a brekciovité. Na mnohých miestach sa rozpadajú na dolomitový piesok a štrk. Zväčša sú masívne, niekde s náznakmi vrstevnatosti. Mikroskopicky vykazujú štruktúru zrnitú, mozaikovú. Len v niektorých polohách, hlavne v najvrchnejšej norickej časti, sú vrstevnaté až doskovité.

Stovky metrov hrubé masy zaberajú dolomity v čiernovážskej sérii, kde pri nedostatku reiflinských vápencov a častom chýbaní lunzských vrstiev sa prakticky nedá oddeliť strednotriasový komplex od vrchnotriasového.

Dolomity v spodnej časti na prechode podložných gutensteinských vápencov i uprostred nich sú častejšie lavicovité (lavice až do 0,5–1 m hrubé), celistvé svetlošedé. Podstatnou časťou dolomitov sú však masívne, prípadne hrubolavicovité, svetlošedé i tmavošedé, fľakaté i šedobiele typy. Nie zriedkavé sú i kavernózne dolomity. V Siandrovej doline sú až 75 m hrubé, majú pórovitú textúru, pomerne zrnitejšie hniezda a čiastejšie dolomity. Častejšie sú v dolomitoch brekcie, prípadne brekciovité dolomity. Sú to intraformačné endostratické brekcie svetlejších odtieňov než základná masa dolomitov, sú tvorené angulárnymi a subangulárnymi úlomkami rozmanitých veľkostí (2–20 mm). Endostratické brekcie vytvárajú nepravidelné šošovky, často ako vložky alebo rytmy uprostred celistvých dolomitov nepravidelného tvaru, zložené z brekcií na krajoch s horizontálnymi i zvlnenými laminami a s konvolútnymi vnútornými textúrami. Miestami pripomínajú endostratigrafické brekcie zlepené s úlomkami (8–20 cm) angulárnymi, subangulárnymi i oválnymi. Zvlášť sú hojné na Homôlke (M. KRIVÝ 1980).

Častejšie sú dolomity laminované, s lamináciou horizontálneho a zvlneného priebehu, lokálne sa vyskytuje konvolútne zvrstvenie (M. KRIVÝ 1980). Hrúbka lamín sa pohybuje v rozsahu 1–7 mm, líšia sa sfarbením a veľkosťou zrna.

Podstatná časť dolomitov je charakterizovaná zrnitými štruktúrami s nepravidelným rozložením mikritickej zložky. Väčšie kryštáliky dolomitov často vytvárajú obrazce rôznych rozmerov a foriem, kryštálovú mozaiku alebo hniezda, a spôsobujú „škvritosť“.

Lokálne sa uprostred dolomitov nájdu pseudohfuznaté doskovité dolomity s mikritickou štruktúrou.

V bebravskej jednotke sú najbežnejším typom masívne dolomity zrnitej štruktúry s obsahom rias a foraminifer. Lavicovité dolomity sú zriedkavejšie, častejšie sú dolomity vápnitejšie, zrnitej až celistvej povahy. Práve tieto masívnejšie dolomity, a to ich častejšie polohy, sú rozrušené na dolomitickú múčku, piesok a štrk. Častejšie sú uprostred nich brekciovité polohy (M. KRIVÝ 1980).

Vrchné polohy dolomitov – vrchnotriasové – vykazujú spravidla výraznejšiu lavicovitú, častejšie sú tenkolavicovité. Doskovité dolomity sú slienitejšie. Uprostred lavíc dolomitov sa objavujú medzivrstvičky a polohy dolomitových slieňovcov, ílovitých dolomitov a dolomitových ílovcov. Majú menlivú hrúbku a sled jednotlivých členov.

Dolomitové ílovce pozvoľne prechádzajú do dolomitových slieňovcov a ílovitých dolomitov. Na prechode je zjavná jemná horizontálna laminácia, prípadne zvlnená. Dolomitové vrstvy sú ostro ohraničené oproti bridliciam. Červené ílovce, napr. pri Malom Košeckom Podhradí, dosahujú hrúbku 50–60 cm (M. MAHEL 1946).

Pestré súvrstvie pripomínajúce keuper pri Košeckom Rovnom predstavuje 40–45 m hrubú polohu rytmicky sa striedajúcich ílovitých dolomitov, dolomitových slieňovcov a dolomitových ílovcov. Dvoj- až trojvrstvené rytmy vykazujú vo vrchnej časti súvrstvia sled: ílovitý dolomit – dolomitový slieňovec, dolomitový ílovec – ílovec. Šedozelená až olivovozelená, červená i čierna farba bridlíc a slieňovcov zapríčiňuje farebnú pestrosť súvrstvia. V bazálnej časti sa nájdu dolobiosparity s bohatým výskytom gastropódov a úlomkov rias. V dolomitových slieňovcoch sa našli len mikritizované foraminifery (M. KRIVÝ 1980).

Vrchnotriasové dolomity v nadloží vložiek keuperu sú hrubolavicovité, šedé, miestami škvrité, silne vápnité. Obsahujú vložky a nepravidelné polohy zrnitejších dolomitov s častou lamináciou a šikmým zvrstvením.

Hrubolavicovité a lavicovité dolomity, šedé, svetlošedé i šedo-hnedé, prevažne strednej štruktúry dosahujú asi 6 m hrubý horizont dolobiosparitov bohatých na úlomky schránok organizmov. Častej-

šie sú, hlavne smerom do nadložia, červené závalky šedých a šedo-hnedých dolomitov. Sú to vápence stromatolitové, pelitové, riasové, hrudkové, mikritické, prípadne mikrosparitické (M. KRIVÝ 1971). Vykazujú miestami výraznú lamináciu a závalky červených, ružových i žltých dolomitov.

V najvrchnejších polohách dolomitového komplexu sú i dolomity šedohnedé až tehlovočervené, prípadne červenkasté, čiastočne lavicovité, laminované, lokálne s náznakmi hľuznatosti a brekciovitosti.

Škrvnosť dolomitov spôsobuje zvýšená akumulácia niektorých čiastok v štruktúre horniny, prítomnosť koprolitov i úlomkov rias. V dolomitovom komplexe sa nájdu ako vložky vápence čiastočne dolomitové, obyčajne len niekoľko málo metrov hrubé; vytvárajú zväčša nepravidelné šošovky.

V bielovážskej sérii je podstatná časť dolomitov vrchnotriasová. Charakterizujú ich šošovky, prípadne tenké pruhy oponických vápencov alebo karditových vrstiev.

V strednom triase vystupujú dolomity miestami v podloží reiflinských vápencov – zastupujú laterálne vrchné časti tmavých aniských vápencov.

Dolomity v bebravskej sérii predstavujú jej podstatnú zložku. Ich spodnejšie spodnoaniské časti sú spravidla tmavšie, s fantómami organických bioklastov a peletov. Dolomity sa rozpadávajú na drobný štrk a dolomitovú múčku.

Deformačné vplyvy sa prejavujú nielen vznikom tektonických brekcií, ale i pestrou škálou granulácie (M. KRIVÝ 1971). Častejšie sa v dolomitovej mase nájdu brekciovité dolomity, endostratické brekcie so širokou škálou sklzových textúr a s prítomnosťou stromatolitových dolomitov (oblasť Mely a Uderiná).

Lokálne rozsahom, ale zato dosť charakteristické pre bebravskú sériu, sú dolomity s evinospongiovými textúrami, rozšírené hlavne v oblasti Šipkova a Trebichavy (Slatiny). Nájdu sa i polohy dolomitov so sekundárnou pórovitosťou (oblasť Slatinky nad Bebravou).

V sprievode stromatolitových dolomitov vystupujú stredno- až hrubozrnné dolomity – pseudodolosparity (M. KRIVÝ 1971). Miestami obsahujú dolomity riasové bioklasty dasykladaceí a cyanofyceí, rozložených v jemnozrnnnej základnej hmote.

Organické zvyšky sú častejšie v dolomitoch. Niektoré polohy vykazujú až biohermný charakter. Ide o dolomity wettersteinského typu. Na niektorých miestach pri Krásnej Vsi a Slatinke sa našli lepšie zachované riasy *Diploporella annulata* (SCHAFH.).

Na vrchu Baba pri Omšeni sú dolomity tenkodoskovité jemne zvrstvené – loferity; sú vrchnotriasové.

V dolomitoch v Siandrovej doline sa našli problematické riasy *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Makrofauna je známa len z územia východne od okraja našej mapy. Člankované vápnité hubky sa našli vo vrtných

jadrách pri Šuji (E. JABLONSKÝ – M. ROHÁLOVÁ 1977), poukazujú na ladinský až kordevolský vek dolomitov, sú to: *Follicatena cautica* OTT., *Dictyocoelia manon* (MÜNSTER), *Colospongia catenata* OTT., *Uvanella irregularis* OTT.

V južnej časti Strážovských vrchov je pomerne zriedkavý výskyt lunzských vrstiev a polohy karditových vrstiev sú nesúvislé, to znemožňuje viesť súvislejšiu hranicu medzi stredno- a vrchnotriasovými dolomitmi. Nie vždy je ľahké zaradiť dolomitové komplexy do čiernovážskej alebo do bebravskej série, najmä v skupine Rokoša, kde sú základným stavebným elementom rozsiahlych oblastí.

Spodný karn – lunzské vrstvy

Tmavosivé pieskovce, piesčité bridlice a ílovité bridlice sa vyvíjajú často pozvoľna z komplexu reiflinských vápencov. Niekoľko sto metrov hrubé masy vytvárajú hlavne severne od Vápča a medzi dedinami Kopec a Malé Košecké Podhradie, ale i v oblasti Ilavky. Ide pravdepodobne o tektonické nahromadenie, ako sa to javí miestami z nepravidelne rozložených šošoviek vápencov a dolomitov silne brekciovitých až rauvakových.

Lunzské vrstvy rozšírené v západnej časti Strážovských vrchov vykazujú dve osobitosti:

– zastúpenie tzv. šipkovských vrstiev pri Šipkove a hrubého súvrstvia tmavých slienitých bridlíc i vložiek (dm) hnedastých organogénnych vápencov;

– výraznejšie súvrstvie slienitých bridlíc s faunou amonitov na prechode medzi reiflinskými vápencami a lunzskými vrstvami, hrubšie na Sopkovom kameni pri Mníchovej Lehote a pri Ilavke.

V bridliciach čiastočne slienitých východne od Šipkova v záreze hlboko poľnej cesty jv. od kóty 476,5 sa našla karnská fauna: *Halobia rugosa* GÜMBEL, *Sisenna turbinata* HOERNES, *Sisenna* sp.

V slienitých bridliciach južne od kóty 425,9 južne od Šipkova sa objavili (M. KOCHANOVÁ – J. PEVNÝ 1976): *Halobia rugosa* GÜMBEL a *Sisenna* cf. *turbinata* HOERNES, *Cruratula damesi* (BITTNER).

V lumachelových vápencoch východne od Šipkova v poľnej ceste vyše hradskej k Čiernej Lehote sa našli karnské skameneliny *Palaeocardita* cf. *guembeli* (PICHLER) a *Spiriferina gregaria* SÜSS.

Z vložky kalkarenitov pochádza karnské spoločenstvo foraminifer (J. SALAJ 1968): *Lamelliconus ventroplanus* (OBERHAUSER), *Agathammina austroalpina* (KRISTAN – TOLLMANN et TOLLMANN), *Endothyra kueperi* OBERHAUSER, *Agathamminoides spiroloculiformis* ORAVECZNÉ – SCHEFFER, *Ladinosphaera geometrica* OBERHAUSER.

Strednú a vyššiu časť lunzských vrstiev tvorí rytmické striedanie pieskovcov turbiditového typu a čiernych ílovitých nevápňitých bridlíc.

Pieskovce 2–5–20 cm hrubé sú negradačné, masívne a prechádzajú nahor do prúdovočerínového zvrstvenia alebo paralelnej laminácie. Mohutné vrstvy utvárajú súbory, v ktorých prevládajú pieskovce nad ílovcami (megarytmy 10–25 m). Vrstvy sú preplnené množstvom ílovcových úlomkov, majú prúdové stopy po rozmyve a vlečení, s orientáciou od SSV a SSZ. Pieskovce patria podľa veľkosti zŕn k jemnozrnným typom až siltovcom, sú stredne až slabovo vytriedené (S_0 vyše 1–3,3). Charakteristickým znakom je rastlinná drvína kumulovaná a prednostne orientovaná na plochách lamín. Pieskovce patria arkózam až subarkózam a pochádzajú z granitických zdrojov. Materiál je rýchlo splavený, počas transportu turbiditnými prúdmi sa nemodifikoval.

Významnou textúrou tenkých (2–7 cm) pieskovcových vrstiev je prúdovočerínová laminácia vznikajúca trakčným pohybom zŕn v čerínach počas neustáleho vypadávaní zo suspenzie. Smer a úklon prúdovočerínovej laminácie meraný systematicky (od vrstvy k vrstve) vykazoval v megarytme tú istú orientáciu ako lineácie naspodku vrstiev; z toho usudzujeme, že prúdy boli jednosmerné, turbulentné a vrstvy sú typické turbidity (oznámenie R. MARSCHALKU).

Na základe skúmania transportných smerov (od SSV a SSZ) má prúdové pole lunzských vrstiev regionálny trend, príznačný pre chočskú jednotku. Polárne striedanie prúdov sa našlo, no ich slabá bimodálna distribúcia neprevyšuje limit 40°.

Vo východnej časti Strážovských vrchov, budovanej jednotkou čiernovážskou a bebravskou, vystupujú lunzské vrstvy len v tenkých pár metrových polohách, šošovkovite rozložených; rozčleňujú dolomitový komplex na vrstvy stredno- a vrchnotriasové. Ešte zriedkavejšie je ich zastúpenie v južnej časti pohoria v skupine Rokoša. Tu je pozoruhodný nedostatok lunzských vrstiev i v bielovážskej sérii.

Vrchný karn – oponické vápence
(„karditové“ vrstvy – obr. 28)

Karditové vrstvy sú členom charakteristickým pre bielovážsku a bebravskú jednotku v Strážovských vrchoch. Bývajú spravidla uprostred dolomitov len 10–20 m hrubé, často od lunzských vrstiev oddelené veľmi tenkou (niekde tektonicky redukovanou) polohou dolomitov. Ide o vápence tmavošedé, ale i svetlejšie hnedasté, celistvé jemnozrnné s vložkami lumachelových vápencov, slaboslienité s vložkami doskovitých vápencov a dolomitových vápencov. Vo vyšších polohách vystupujú tmavošedé vápnité slieňovce, doskovité ílovce a vápence a červíkovité vápence. V niektorých profiloch vytvárajú vápence niekoľko polôh uprostred dolomitov. Je to súvrstvie pomerne bohaté na lamelibranchiáty. Miestami prechádzajú

oponické vápence do kavenóznych slabo dolomitových vápencov, často sfarbených oxidickými povlakmi Fe. Pestrý sled je v južných svahoch Vápča na jz. svahu Hrubej Zliezajne. V nadloží detritického súboru lunzskej fácie tu najčastejšie vystupujú (M. KRIVÝ 1975) šedé až svetlošedé masívne vápence s menlivou intenzitou s formou dolomitizačných procesov. Vyššie sú lavicovité vápence. Mikrosparitické a jemnozrnné vápence sú charakterizované menlivým obsahom nepravidelne rozložených dispergovaných idiomorfných jedincov i zhlukov dolomitových zŕn uprostred jemnejšej kryštálovej mozaiky.

Vrchnú časť súvrstvia tvoria šedé až tmavošedé slieňovce, ktoré sa striedajú s doskovitými ílovitými vápencami (červíkovitými), čiastočne s nerovnými plochami vrstevnej odlučnosti.

I v týchto mikritických a mikrosparitických vápencoch sú zhluky a nepravidelne dispergované jedince dolomitov. Najvrchnejším členom celého sledu sú hrubolavicovité kavernózne slabo dolomitové vápence.

„Karditové“ vrstvy sa vyznačujú prítomnosťou lumachel s typickou druhovo chudobnou faunou lastúrníkov, podradnejšie i brachiopódov, a to hlavne: *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN), *Filopecten incognitus*, *Costatoria (Costatoria) inaequalis* (KLIPSTEIN), *Lopha calceophormis* (BRÖILI), *Leptochondria inaequistriata* (GOLDFUSS), *Plicatula archiaci* STOPPANI, *Myophoricardium lineatum*, WÖHRMANN, *Entolium hallense* (WÖHRMANN) – (M. MAHEL 1948a, 1962, 1967). Uvádžam najdôležitejšie lokality (určili M. KOCHANOVÁ – J. PEVNÝ):

V severnom svahu Havránkovej doliny sme nazbierali – *Filopecten* cf. *incognitus* (BITTNER), *Entolium* cf. *subdemissum* (MÜNSTER), *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER).

Západnejšie od predchádzajúcej lokality na svahu Havránkovej doliny boli *Newagia* cf. *obliqua* (MÜNSTR.), *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER.).

V Pefovke pri škole sa v lumachelách našli – *Filopecten incognitus* (BITTNER), *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Costatoria (Costatoria) inaequalis* (KLIPSTEIN), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER).

Severne od Pefovky blízko kóty 435,2 – *Filopecten incognitus* (BITTNER), *Leptochondria inaequistriata* (GOLDFUSS), *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER).

Južne od kóty 596 na svahu Machnáča sa našli – *Lopha calceophormis* (BRÖILI), *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER).

Severozápadne od Horných Mošteníc južne od kóty 339,9 boli – *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Schafhaeutlia* sp., *Filopecten incognitus* (BITTNER), *Chlamys* sp., *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Placunopsis rothpletzi* (WÖHRMANN), *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), *Fedaella* sp.

V sivých lumachelových vápencoch u prameňa jz. od Krásnej Vsi sa objavili – *Filopecten incognitus* (BITTNER), *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Lopha montiscaprilis* (KLIPST.), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER).

Pri južnom konci dediny pri Krásnej Vsi boli zistené v lumachelových vápencoch tieto skameneliny: *Filopecten incognitum* (BITTNER), *Newaagia* sp., *Plicatula archiaci* STOPPANI, *Lopha montiscaprilis* KLIPSTEIN, *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), *Fedaiella* sp., *Chlamys* sp.

Pod kótou bradlo severne od Lutova: *Filopecten incognitus* BITTNER 1901), *Newaagia obliqua* (MÜNSTER 1841), *Schafhaeutlia mellini* (HAUER 1857).

Juhozápadne od Omšenia na SZ od kóty 508,5 sa našli: *Pinna tomassii* WÖHRMANN et KOKEN, *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), *Myophoricardium lineatum* WÖHRMANN.

Na ceste Na lúkach východne od kóty 505: *Filopecten incognitus* BITTNER), *Newaagia obliqua* (MÜNSTER), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER).

Asi 700 m na S od kóty 606,5 – Janovec (lok. č. 28): *Entolium hallense* (WÖHRMANN, 1889), *Mysidoptera* sp., *Schafhaeutlia* cf. *mellingi* (HAUER, 1857), *Myophoriopsis rosthorni* (BOUÉ, 1853), *Myophoricardium* cf. *lineatum* WÖHRMANN, 1889.

Juhozápadne od prameňa a lazú Horné Kúty na severnom svahu Žihlavníka sa za Omšením našli: *Filopecten incognitus* (BITTNER 1901), *Newaagia obliqua* (MÜNSTER, 1841), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER, 1857).

V strednej a východnej časti Strážovských vrchov je podiel oponických vápencov menší než v časti západnej. Hrúbšie komplexy vystupujú na východnom svahu Malej Zliezajne, hojnejšie vložky sú tiež na južných svahoch komplexu Malej a Hrubej Zliezajne a južne od Vlčince. Prevládajú vápence, šedé, s menšou prímiesou bituminóznej zložky, miestami sú svetlejšie až hnedasté. Zväčša ide o vápence celistvé, často dolomitové. Dolomity vytvárajú i nepravidelné niekolkometrové polohy uprostred vápencov; sú miestami brekciovitité, inde slienité. Najcharakteristickejším členom sú lumachelové vápence, zväčša hnedasté.

Západne od lazú Martinčatie na južnom svahu Zliezajni sa v nich našli lamelibranchiáty: *Newaagia obliqua* (MÜNSTER), *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER).

Juhozápadne od Vlčince: *Filopecten incognitum* (BITTNER), *Newaagia obliqua* (MÜNSTER), *Schafhaeutlia* cf. *mellingi* (HAUER).

V skupine Rokoša sa zatiaľ nenašla fauna, ani výraznejšie polohy lumachelových vápencov. Napriek tomu, niektoré tenké vrstvy vápencov uprostred dolomitov sú s najväčšou pravdepodobnosťou vrchnotriasové – oponické vápence. Dolomity vytvárajú nepravidelné polohy uprostred vápencov. Vápence sú miestami brekciovitité, inde slienité, – obdobne ako v typických vývojových karditových vrstvách v západnej časti Strážovských vrchov. Farba vápencov je menlivá vo vertikálnom i v horizontálnom smere. Tvoria polohy v čiernovážskej jednotke severne od Horných Vesteníc a Nitrianskych Sučian. Také sú i niektoré šošovky vápencov na Jankovom vršku aj na hradnom vršku pri Uhrovskom Podhradí a pri Uhrovci v bebravskej jednotke.

Mladšie členy chočského príkrovu

Čiernovážska séria sa vyznačuje doprevodom mladších členov, a to rétu až spodného neokómu. Je iste pozoruhodné, že v západnej časti Strážovskej hornatiny, kde chočský príkrov zastupuje bielovážska séria, mladšie členy chýbajú; len rét sa nájde ojedinele pri Trenčianskych Tepliciach a Omšeni. I v južnej časti pohoria v skupine Rokoša pri Diviackej Novej Vsi, kde kostru buduje bebravská séria, mladšie členy vystupujú len na báze príkrovu sprevádzané čiernovážskou sériou.

Rét – organogénne vápence

Svetlošedé, celistvé vápence organodetritickej i organoreliktnéj štruktúry hrúbky 25–30 m. Vápence sú obyčajne lavicovité, ich slienitejšie polohy doskovité. Ako vložky vystupujú hnedošedé oolitické a krinoidové vápence. Uprostred šedých vápencov sa nájdu tenšie i hrubšie polohy tmavosivých až čiernych celistvých i jemnozrnných vápencov s bielymi kalcitovými žilkami a s polohami oolitických a brekciovitých vápencov. Doprevádzajú ich i tmavošedé lumachelové vápence, tmavé bridlice a hnedastošedé koralové vápence (obr. 29, 29a).

Vo vápencoch sa nájdu (napr. v lokalite Trnie sv. od Podskalja) i vložky slienitých a loferitických dolomitov, tenkodoskovitých až laminovaných.

V sivých vápencoch na severnom svahu Žihlavníka sa našli „*Terebratula*” *vesprimica* BITTNER a „*Terebratula*” *debilis* BITTNER.

Základným horninovým typom sú však sivé až jemnozrnné i organodetritické vápence: biosparity, biopelmikrity a biointrasparity. Vo vápencoch sú oolity obyčajne pripomínajúce pseudoolitickú štruktúru. Jadrom oolitov bývajú úlomky vápencov alebo organické zvyšky (riasy, gastropódy). Ak majú oolity pretiahnutý tvar, bývajú tvorené úlomkami krinoidových článkov. Pigmentujú ich limonitizované zrnice pyritu.

Svetlosivé až hnedasté drobnokrindoidové vápence, organodetritickej mikroštruktúry s klasickými súčasťami obsahujú úlomky echinodermatov, zaoblené úlomky schránok lamelibranchiátov, brachiopódov a zaoblené zrnká kremeňa.

Rétsky vek súvrstvia potvrdzuje bohatá makrofauna brachiopódov a lamelibranchiátov. Makrofauna je známa z celej rady lokalít (K. KULCSÁR 1934, M. MAHEL 1946a, 1961a, 1962a, 1967). Ide hlavne o faunu bivalvií a brachiopódov, novšie spracovanú M. KOCHANOVOU – J. PEVNÝM (1975, 1976): *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Zugnayeralla uncinata* (SCHAFH.), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Modiolus minutus* (GOLDF.). Z foraminiferov zvlášť dôležitá je *Triassina hantkeni* MAJZ.

Z Norovice a Trudovca je známe bohatšie spoločenstvo foraminifer a skleritov holotúrii (J. MICHALÍK 1980): *Triasina hantkeni* MAJZON, *Angulodiscus friedli* KRISTAN-TOLLMANN, *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLMANN, *Auloconus permoiscoides* (OBERHAUSER), *Miliolipora cuvillieri* KÖHN-ZANINETTI-BRÖNNIMANN, *Trochonella crassa* (KRISTAN), *Semiinvoluta clari* KRISTAN i sklerity holotúrii *Thelia semiradiata* ZANKL, *Thelia stellifera* ZANKL, *Thelia variabilis* ZANKL.

Uvádžeme niekoľko známejších lokalít makrofauny. Z Norovice sa v doprevede megalodontov uvádzajú brachiopódy (J. MICHALÍK 1980): *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Atrreta intusstriata* (EMMRICH).

Od Trstia z juhozápadného svahu vrchu Trudovec sú známe (J. MICHALÍK in A. GAZDICKI-J. MICHALÍK 1980): *Retiophyllia clathrata* (EMMRICH), *Retiophyllia paracathrata* *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Zugmayerella uncinata* (SCHAFFH.), *Atrreta intusstriata* (EMMRICH), *Placunopsis alpina* (WINKLER).

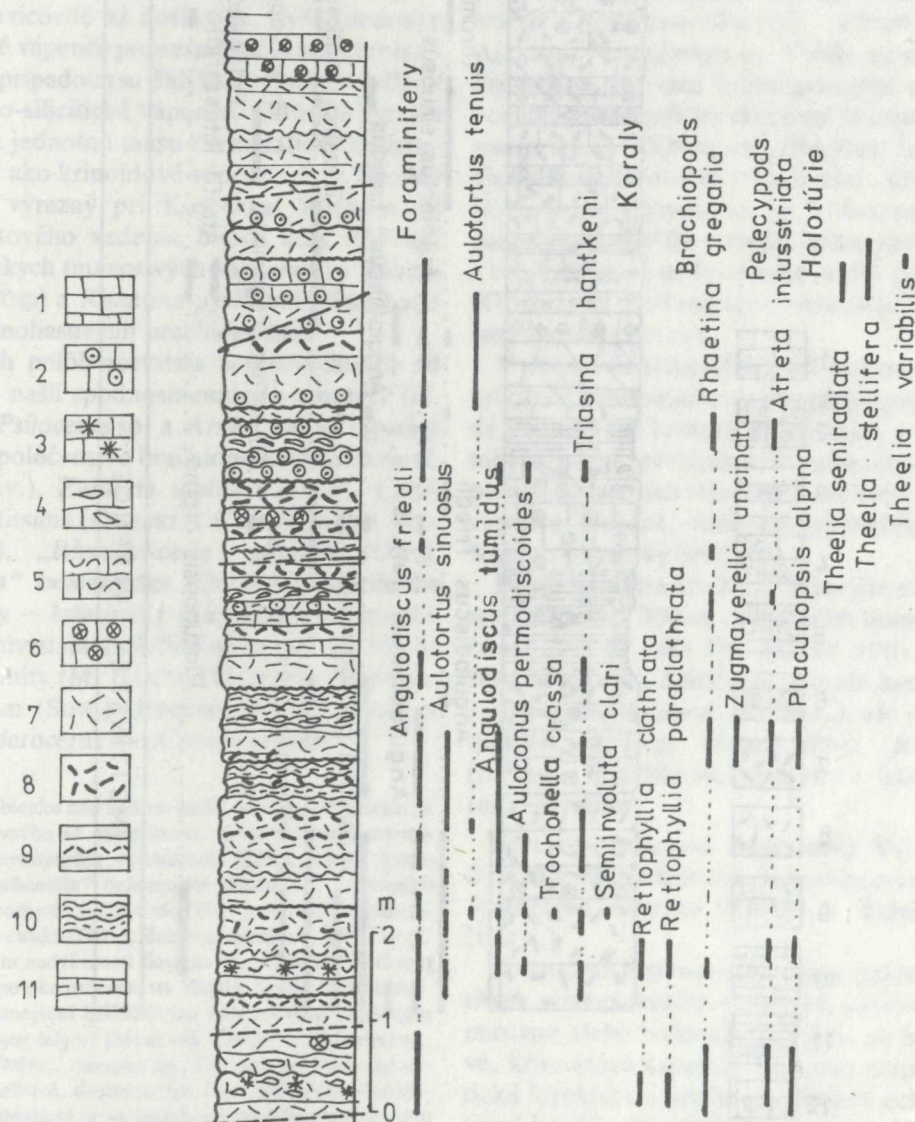
Trnie sv. od Podskalia: *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Liostrea irregularis* (MÜNSTER) a trsy koralov *Thecosmilia* sp.

Východne od Sokolia na lokalite Široké pažite sa našli *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Trapezium cf. suevicum* (SÜSS).

Brachiopódy boli v lumachelách sprevádzaných vložkami tmavých bridlic, a to pri ceste na Mojtiín (M. MAHEL 1962a): *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Austrirhyncha cornigera carpathica* (ZUGM.), *Fissirhyncha fissicostata* (SÜSS).

Pri Košeckom Rovnom 300 m jv. od kóty 810,5 (pri križi) sa našli *Spiriferina cf. alpina* a medzi kótou 810,5 a 935,2 na vrstevnici 840 pri okraji lúky Poľana *Rhaetina gregaria* (SÜSS) a *Rhaetina pyriformis* (SÜSS). V tmavých až čiernych vápencoch jv. od kóty 574,9 a sz. na päte Machnáča pri Trenčianskych Tepliciach sa vyskytli: *Aulacothyris conspicua* (BITTNER), *Sinuocosta emmrichi subitlicostata* (BITTNER), *Zugmayerella koessenensis* (ZUGMAYER).

V tmavých jemnozrnných vápencoch na severnom svahu Žihfavnika na sever od kóty 955,4 (M. KOCHANOVÁ 1969): *Rhaeticula*



Obr. 29 Litologicko-stratigrafický profil; mojtiínske vápence na lokalite Trstie (J. MICHALÍK-A. GAZDICKI 1980).

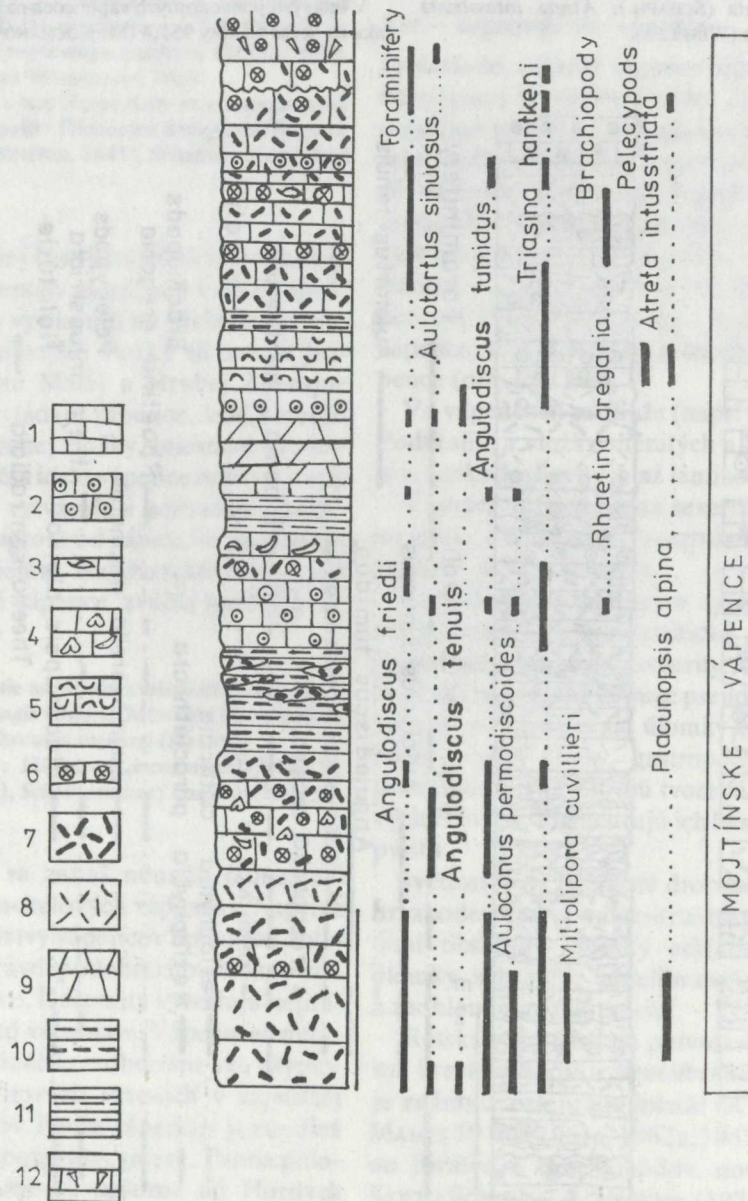
1 - vápence, 2 - oolitické vápence, 3 - koralové vápence, 4 - brachiopódové vápence, 5 - lumachely, 6 - krinoidové vápence, 7 - organodetritické vápence, 8 - dolomity, 9 - loferitické dolomity, 10 - slieňité bridlice, 11 - slieňe.

contorta (PORTL.), *Modiolus cf. minutus* (GOLDF.), *Gervillia cf. praecursor* QUENST.

I v južnej časti Strážovských vrchov sú pre réť charakteristické lumachelové polohy uprostred tmavosivých vápencov. Juhozápadne od Smolovej hory pri Nitrianskych Sučanoch sa našli (M. MAHEL 1963, J. PEVNÝ 1976): *Rhaerina gregaria* (SÜSS), *Zeillera austriaca* (ZUGM.), *Zugmayerella koessenensis* (ZUGM.), *Lepismatina austriaca* (SÜSS).

Nálezy rétskych foraminifér (J. SALAJ) *Angulodiscus friedli* (KRISTAN) a *Semiinvoluta clari* KRISTAN v šedých vápencoch pri kóte 956 na vrchole Vápča nás vedú k zaradeniu týchto vápencov do réty. Nejde teda o kryhu strážovského príkrovu, ako sa prv predpokladalo (D. ANDRUSOV 1936, M. MAHEL 1948b).

Na viacerých profiloch sa faunisticky doložil prechod réty do liasu, a to v Mojtínskej doline severne od Košeckého Rovného, asi 130 m od kóty 715,7 – Trnie juhozápadne od Zemianskej Závady. Sivé vápence s lumachelami typickej rétskej fauny na lokalite na južnom svahu Tarabovej pri kóte 616 pri Zemianskej Závade obsahujú spoločenstvo (M. KOCHANOVÁ 1975): *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Rhynchonella pyriiformis* (SÜSS), *Zugmayerella koessenensis* (ZUGM.), *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK), *Gervillia praecursor* (QUENSTEDT), *Placunopsis alpina* (WINKLER). Na-



Obr. 29a Litologicko-stratigrafický profil; rétske vápence (mojtínske) z vrchu Norovica (J. MICHALÍK).

1 – vápence, 2 – oolické vápence, 3 – brachiopódové vápence, 4 – megalodontové vápence, 5 – lumachely, 6 – krinoidové vápence, 7 – organodetritické vápence, 8 – dolomity, 9 – loferitické dolomity, 10 – slienité bridlice, 11 – sliene, 12 – belemnity.

sledujú lavicovité svetlé, sivohnedé vápence s lastúrníkmi „hraničnými“ (rét – spodný lias; M. KOCHANOVÁ 1976): *Chlamys dispar* (TERQUEM), *Liostraea irregularis* (MÜNSTER), *Cardinia listeri* (SOWERBY).

Vyššie v jemnozrnných krinoidových vápencoch sú výrazné hetanžské formy: *Chlamys falgeri* (MER.), *Chlamys (Aequipecten) thiollierei* (MARTIN), *Pseudolimea hettangiensis* TERQ., *Anomia striatula* OPP., *Entolium hehlii* (D'ORB).

Hetanž – toark – krinoidové vápence

Komplex nerovnomernej hrúbky 50–300 m budujú organogénne vápence, prevažne krinoidové. V spodnej časti sú lavicovité až doskovité, sivé, hnedosivé i tmavé celistvé vápence poprerastané hluzami rohovcov. V takých prípadoch sa dali kartograficky vyčleniť ako krinoidovo-silicitické vápence. Častejšie vytvára tento komplex jednotnú masu kartograficky nečlenenú, vyznačenú ako krinoidové vápence, J₁₋₂. Spodný lias je zvlášť výrazný pri Košeckom Rovnom pri prieseku diaľkového vedenia blízko kóty 935 leží priamo na rétskych tmavosivých vápencoch s *Rhaetina gregaria* (SÜSS) a *Rhaetina pyriformis* (SÜSS) a je doložený spodnoliasovými brachiopódmi.

Zo spodných polôh súvrstvia severovýchodne od kóty 451,2 sa našli spodnosinemúrske amonity (M. RAKÚS 1961) *Psiloceras* sp. a *Arnioceras* sp. Spodný lias dokladá i spoločenstvo brachiopódov: *Zeilleria* cf. *waterhon* (DAV.), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), „*Rhynchonella*“ *gumbeli* (OPP.), „*Rhynchonella*“ *belemnita* (QUENST.), *Spiriferina* sp. Sinemúrsky – lotarinský vek vyšších horizontov opisovaného súvrstvia (asi 500 m sv. od k. 305,5) dokladajú amonity (M. RAKÚS 1962a, b): *Asteroceras* cf. *obtusum* (SOW.), *Eoderoceras* cf. *armatum* (SOW.), *Microderoceras* sp., *Coroniceras* sp.

Na Skalnom hrebienku nad krížom na JZ od kóty 805,0 západne od Košeckého Rovného sa našla fauna: *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORBIGNY), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Cirpa fronto* (QUENST.), „*Rhynchonella*“ *belemnita* (QUENST.), *Lobothyris andleri* (OPP.), *Lobothyris* cf. *edwardsi* (DAV.), *Lobothyris punctata* (SOW.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.).

Ďalším príkladom nadväznosti liasu na rét je lokalita na ľavom svahu Slatinského potoka pri ceste na Mojtín. Súvrstvie liasu začína litologicky výraznejšími hnedosivými rohovcovými vápencami s *Chlamys (Chlamys) falgeri* (MERIAN), *Chlamys (Chlamys)* sp., *Anomia striatula* OPPEL., *Anomia* sp., *Cardinia* sp. Podložné vápence bielošedé, celistvé, drobnozrnné čiastočne organodetritické, zväčša rétske, obsahujú vo vrchných polohách hetanžskú faunu (M. KOCHANOVÁ 1962): *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Chlamys (Aequipecten) thiolliere* (MARTIN), *Chlamys falgeri* (MER.), *Chlamys dispar* (TERQU.), *Entolium hehlii* (D'ORB.), *Pseudolimea hettangiensis* (TERQ.).

Na lokalite Trnie juhozápadne od Zemianskej Závadky (M. KOCHANOVÁ – J. PEVNÝ 1976) prechod medzi rétom a spodným liasom predstavujú lumachelové vápence so „zmiešanou“ faunou – *Atreta intusstriata* (EMMRICH) a *Rhaetina gregaria* (SÜSS), *Rhynchonella pyriformis* (SÜSS) a *Zugmayerella* cf. *koessenensis* (ZUGM) – a s druhmi bivalvií hetangu: *Cardinia* cf. *listeri* (SOWERBY) a *Liostraea irregularis* (MÜNSTER). Nadložné sivé drobnokrinooidové vápence obsahujú už spodnohetanžskú faunu s *Entolium hehlii* (D'ORB.) a *Pseudolimea* cf. *hettangiensis* (TERQUEM).

Vrstevný sled pokračuje svetlými hnedosivými krinoidovými vápencami s druhmi vrchného hetanžu: *Entolium hehlii* (D'ORBIGNY), *Chlamys textoria* (SCHLOTHEIM), *Anomia striatula* OPPEL, *Myoconcha scabra* (TERQUEM–PIETTE), *Pleuromya striatula* AGASSIZ, *Pholadomya* sp. Vyššie sú sinemúrske sivé krinoidové vápence hrubolavicovité s polohami rohovcov, stratigraficky doložené faunou: *Oxytoma sinemuriensis* (D'ORBIGNY), *Entolium lunare* (RÖMER), *Entolium* cf. *calvum* (GOLDFUSS), *Gryphea arcuata* (LAMARCK), *Coroniceras* sp. a *Asteroceras* cf. *obtusum* (SOW.). Vyššie v sivých rohovcových vápencoch s belemnitmi sú už lotarinské druhy *Gryphea obliqua* (GOLDFUSS), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.) a *Spiriferina tumida* (BUCH.).

V južnej časti Strážovských vrchov lias chočského príkrovu zastupujú predovšetkým doskovité tmavošedé jemnozrnné krinoidové vápence, v niektorých polohách husto prestúpené hluzami, častejšie s tenšími polohami tmavých silicitov. V niektorých polohách sú vápence piesčité, inde hrubozrnejšie krinoidové. Nájdu sa i vložky bridlíc.

Dost charakteristické sú hojnejšie nálezy lumachel spiriferín. Asi 300 m opusteného lomu pri Diviackej Novej Vsi sa našli (M. MAHEĽ 1961a): *Spiriferina tumida* (BUCK.), *Spiriferina tumida haueri* SÜSS, *Spiriferina tumida ascendens* (DESL.), ale i bivalvie *Antiquilina succincta* (SCHLOTHEIM), *Entolium hehlii* (D'ORB.), častejšie sú belemnity a úlomky amonitov rodu *Arietites*.

Severozápadne od Somorovej Vsi (sz. od kóty 295,2) v sivých krinoidových vápencoch sa objavili: *Spiriferina rostrata* (ZIETEN) a *Spiriferina tumida* (BUCK.).

Podstatnú časť súvrstvia liasu budujú v Strážovských vrchoch zväčša svetlosivé, ružové i červenkasté masívne alebo lavicovité stredno- až hrubokrinooidové, krinoidové vápence. Vápence majú organodetritickú štruktúru s prevahou článkov echinodermatov. Osné kanálky bývajú pigmentované. Hluzy a šošovky rohovcov sú zriedkavejšie a mávajú sýtočervené farby, vyskytujú sa i svetlohnedé. Opísané vápence sú zvlášť bohaté na brachiopódovú faunu. Je to súvrstvie

s celým radom lokalít známych z literatúry (K. KULCSÁR 1915, 1917; M. MAHEL 1946a, 1948b, 1962a).

Podrobnejšie zbery skamenelín, hlavne brachiopódov, v niekoľkých oblastiach: na severozápadnej päte Norovice pri Košeci, v „klasickej“ oblasti Rohatej skaly) a na svahoch Strážová (K. KULCSÁR 1917, M. MAHEL 1962a).

V oblasti Košeca je najbohatšia lokalita z lomu, kde sa v sivých krinoidových vápencoch našlo bohaté spoločenstvo brachiopódov stredného liasu (M. MAHEL 1962a): *Zeilleria alpina* (GEYER), *Z. waterhousei* (DAVIDSON), *Z. subnumismalis* (DAVIDSON), *Z. choffati* (HAAS), *Z. mutabilis* (OPP.), *Lobothyris punctata* (SOW.), *L. basilica* (OPP.), *L. andleri* (OPP.), *Furcirhynchia* sp., *Cincta numismalis* (LAM.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Rhynchonella* aff. *palmata* (OPP.), „*Rhynchonella*“ *belemnica* (QUENST.), „Rh.“ *fraasi* OPP., „Rh.“ *sublatifrons* BÖSE, „Rh.“ *greppini* OPP., „Rh.“ *plicatissima* (QUENST.), *Spiriferina* ex gr. *tumida* (BUCH).

Strednoliassové brachiopódy sa našli v sivých krinoidových vápencoch i nad potokom (ľavá strana asi 1 km jv. od lomu za zákutou): „*Rhynchonella*“ *polyptycha* OPP., *Cuneirhynchia oxynti* (QUENST.).

Južne od Košeca pri kóte 402 v hnedastých krinoidových vápencoch sa našlo spodno- až strednokriedové spoločenstvo brachiopódov: *Zeilleria alpina* (GEYER), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), „*Rhynchonella*“ *gümbeli* (OPP.), „*Rhynchonella*“ *belemnica* (QUENST.).

V oblasti Rohatina sú bohatšie lokality:

Severne od kóty 832,2 – Rohatín – sivé krinoidové vápence obsahujú faunu lotaringu–plienbachu: *Zeilleria* cf. *alpina* (GEYER), *Lobothyris punctata* (SOW.), „*Rhynchonella*“ sp., „Rh.“ cf. *laevicosta* (STUR), *Cuneirhynchia* cf. *retusifrons* (OPP.), *Cirpa fronto* (QUENST.), *Spiriferina* cf. *alpina* (OPP.).

V lome pri druhej Štúrovej bráne červené krinoidové vápence obsahujú faunu brachiopódov stredného liasu: *Lobothyris punctata* (SOW.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Z. indentata* (SOW.), *Gibbirhynchia curviceps* (QUENST.), *Piarorhynchia alberti* (OPP.), *Cirpa fronto* (QUENST.), *Furcirhynchia* ex gr. *furcillata* (THEOD.), „*Rhynchonella*“ cf. *gümbeli* (OPP.), „Rh.“ *palmata* (OPP.), *Spiriferina tumida* (BUCH.), Sp. cf. *angulata* (OPP.).

V oblasti Mojtína zvlášť bohatá je už K. KULCSÁROM (1917) uvádzaná lokalita z Luchtovej doliny a z lokality Sokolovec: *Lobothyris punctata* (SOW.), *Lobothyris andleri* (OPP.), *Lobothyris ovatissima* (QUENST.), *Lobothyris radstockensis* (DAV.), *Lobothyris basilica* (OPP.), „*Terebratula*“ *juvavica* GEY., *Zeilleria batilla* (GEY.), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Zeilleria* cf. *subnumismalis* (DAV.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Cincta numismalis* (LMK.), „*Rhynchonella*“ *fasciostata* UHLIG, *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Gibbirhynchia* cf. *curviceps* (QUENST.), *Cuneirhynchia dalmasi* (DUM.), „*Rhynchonella*“ cfr. *cartieri* OPP., *Spiriferina alpina* OPP., *Spiriferina brevirostris* OPP., *Spiriferina obtusa* OPP., *Spiriferina tumida* (BUCH.), *Pecten calvus* GOLDF., *Pecten textorius* SCHLOTH., *Arietites* sp. juv., *Echioceras raricostatum* (ZIET.).

Novšie zbery ukazujú zvlášť bohaté zastúpenie spiriferín (M. MAHEL 1962a): *Spiriferina alpina* OPP., *Spiriferina brevirostris* OPP., *Spiriferina obtusa* OPP., *Spiriferina rostrata* SCHLOTH., *Spiriferina angulata* (OPP.), *Spiriferina haueri* Chalmys cf. *humberti* (DUMORTIER), *Chlamys* (*Aequipecten*) *priscus* (SCHLOTHEIM).

V doline Bieleho potoka asi 250 m povyššie križi sa v ružových krinoidových vápencoch našla strednoliassová fauna brachiopódov: *Prionorhynchia mitteli* (GEM.), *Prionorhynchia serrata* (SOW.), *Lobothyris punctata* (SOW.), *Spiriferina oxygona* E. DESL., *Spiriferina tumida* (BUCH.).

V spodnejších polohách sivých krinoidových vápencov, ojedinele poprerastaných rohovcami, na západnom svahu Rohatej skaly sa našli lotarinské amonity (M. MAHEL 1948b) *Echioceras raricostatum* TIET. a *Paltechiceras nodotianum meigeni* (AUG.).

Zbery brachiopódov v oblasti Strážova vykazujú mladšie liasové spoločenstvo:

Domérske spoločenstvo brachiopódov a bivalvií je známe z ružovkastých krinoidových vápencov v sutine pri severnom cípe skalísk Strážova severne od Zliechova – *Rhynchonella defneri* OPPEL.

I na južnom svahu Strážova v ružových krinoidových vápencoch sme našli domérskeho brachiopóda *Quadratirhynchia* cf. *quadrata* (BUCKMAN).

Podobne v červených slabo krinoidových vápencoch asi 150 m juhovýchodne od kóty 810,5 pri Košeckom Rovnom sme objavili domérske druhy brachiopódov *Quadratirhynchia quadrata* (BUCKMAN) a *Spiriferina* cf. *davidsoni* E. DESL.

V ružových krinoidových vápencoch na južnom svahu Strážova sa našiel domérsky amonit *Partschiceras* sp. (M. MAHEL 1962a).

Zasahovanie krinoidových vápencov až do toarku potvrdzujú nálezy belemnitov *Aerocoelites strictus* LISS. V červených hrubozrnných krinoidových vápencoch pri druhej Štúrovej bráne sa našiel toarský amonit *Calliphylloceras nilsoni* (HÉB.).

Toark spravidla vyказuje prítomnosť 0,5–1 m hrubej polohy červených hematitizovaných vápencov s faunou amonitov (určil M. RAKÚS).

Z južného svahu Strážova je známe toarské spoločenstvo amonitov (M. RAKÚS 1962a): *Calliphylloceras nilsoni* HÉBERT, *Catacoeloceras* cf. *confeatum* BUCK., *Dactylioceras tenuicostatum* YOUNG et BIRD, *Harpoceras* cf. *falcifer* (SOW.), *Polyplectus* cf. *discoides* (ZIETEN), *Acrocoelites strictus* LISS.

Poloha toarských „spečených“ červených vápencov kondenzovanej fácie s amonitom *Calliphylloceras nilsoni* HEB. je známa i z nadložja krinoidových vápencov v lome pri druhej Štúrovej bráne v spoločenstve červenohnedých bridličnatých slienitých vápencov a slienov s polohami krinoidových a brekciovitých vápencov (M. MAHEL–M. RAKÚS 1961).

Spodný a stredný doger – rohovcové vápence

Ako význačný stratigrafický predel v jurskom súvrství chočského príkrovu sa javí opísaná poloha hematitizovaných vápencov, niekde len 0,5–1 m hrubá.

V ich nadloží je 8–10 m hrubá poloha lavicovitých (lavice 5–25 cm hrubé) vápencov sivých, miestami s červenkastým nádychom, husto poprerastaných hľuzami sivých, hnedých i červených rohovcov. K pozoru-

hodnostiam patria polohy brekciovitých vápencov v dogerskom súvrství s úlomkami rohovcov a valúnmi kremeňa, známe zo západných svahov Strážova. Z polôh toho istého vývinu, čiastočne hematitizovaných, pochádzajú bajocké amonity nájdené v sutine na južnom svahu Strážova: *Teloceras* sp. a *Eurystomiaceras* sp. Opísané súvrstvie zrejme zastupuje doger. V nadloží červených, čiastočne rohovcových vápencov sú totiž červené doskovité rohovcové vápence vrchného dogeru a malmu.

V lome južne od Košece vytvára približne 1 m hrubá poloha žltosivých, škvrtitých, čiastočne rohovcových slabo krinoidových vápencov rozhranie medzi liasovými krinoidovými vápencami a červenými vápencami s kelovejsko-oxfordskými amonitmi. Ich dogerský vek dokladajú amonity *Treptoceras saevicum* (ROEMER), *Procerites* cf. *quercinus* (TERQUEM – YOURDY) a brachiopódy *Terebratula fylgia* OPP.

Slabšia preukázanosť dogeru vo viacerých oblastiach tkvie popri malej hrúbke súvrstvia i v tom, že sa v ňom nájdu polohy hnedočervených rohovcami poprasteraných krinoidových vápencov, vzhľadom blízkych liasovým vápencom, miestami sú v prevládajúcom zastúpení. Z takýchto vápencov severne od Strážovca z hrebeňov s kótami 1001 a 900 m uvádza K. KULCSÁR (1917) strednodogerskú faunu: *Gnathirhynchia trigona* (QUENST.), *Placunopsis* ex aff. *socialis* (MORR. – LYC.), *Oxytoma münsteri* (GOLDF.). To spôsobilo, že sa dost udomácnil názor o stratigrafickom rozpätí krinoidových vápencov od hetanžu až do stredného dogeru (D. ANDRUSOV 1936, M. MAHEL 1946, M. MAHEL et al. 1967).

Kelovej až kimeridž – ružové a červené, čiastočne hľuznaté vápence

Spodné polohy keloveju – kimeridžu zastupujú červené až žltkasté doskovité vápence, ktoré sú vo vyšších polohách sýtočervené – hľuznaté, majú organodetrítickú stavbu s článkami echinodermatov a s *Globochaete alpina* LOMB. a *Lenticulina* sp.

V lome pri Košeci sa v nich našla táto fauna (M. MAHEL 1961a, 1962a): *Procerites* sp., *Phylloceras kudernatschi* (HAUER), *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUM.), *Cymatorhynchia quadriplicata* (ZIETEN), *Perisphinctes* sp., *Lamellaptychus sparsilamellosus* (GÜMB.), *Lamellaptychus* sp. ex gr. D. TRAUTH. J. PEVNÝ určil: „*Rhynchonella*“ agassizi ZEUSCH., *Lacunosella* cf. *arolica* (OPP.), *Lacunosella dilatata* (ROLL.), *Lacunosella lacunosa* (QUENST.), *Lacunosella* ex gr. *aparsicosta* QUENST., „*Terebratula*“ aff. *mitis* SÜSS.

V tom istom kameňolome pri Košeci vrchno-oxford-

ský vek polohy ružovohnedastých hľuznatých vápencov – biomikritov až biosparitov – naznačuje i prítomnosť organizmov *Colomisphaera minutissima* a *Cadosina parvula* NAGY. Prítomné sú i kalcifikované rádiolárie, ostrakódy, krinoidové články *Globochaete alpina* a ojedinelá klastická prímes kremeňa siltovej veľkosti.

Pri ceste do Mojtína pochádzajú z červených vápencov amonity keloveju: *Choffatia* cf. *G. artli* (KREUKEL), *Phylloceras kudernatschi* (HAUER), *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUMAYER).

Z červených hľuznatých vápencov na SV od Podskalja je známa fauna *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* (SOW.) a *Holcophylloceras* sp. Vyššie uvedená fauna by svedčila o kelovejsko-oxfordskom veku.

Nad vyššie spomenutými vápencami keloveju-oxfordu ležia v lome južne od Košece lavicovité ružové až červené vápence s hnedastým nádychom, s nepravidelnými zelenými a červenkastými škvrtkami a vložkami hnedočervených slieňov. Najčastejšie sú však ružové až škoricovohnedé doskovité vápence so šošovkami červených rádiolaritov, ktoré miestami prevládajú. Mikroštruktúra je organogénna. Hojné sú rádiolárie a prekryštalizované ihlice húb. Kimeridžský vek vápencov dokladá fauna (M. MAHEL 1962a): „*Rhynchonella*“ *coarctata* OPP., *Hyboniticeras* sp., *Aspidoceras* sp., *Perisphinctes* cf. *subinvolutinus* MÖSCH, *Calliphylloceras* cf. *flabellatum* (NEUM.), *Calliphylloceras* cf. *disputabile* KITTEN, *Crussoliceras tenuicostatum* GEYER, *Progeronia* aff. *Progeronia ernesti* (LORIO).

V lome pri Košeci opisované súvrstvie biomikritov obsahuje mikroorganizmy naznačujúce jeho kimeridžský až spodnotitónsky vek (podľa K. BORZU): *Cadosina parvula* NAGY, *Cadosina* cf. *fusca* WANNER, *Colomisphaera minutissima* COLOM., *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Saccocoma* sp., protoglobigeríny, ostrakódy, krinoidové články, krátke „vláčenka“, ale i aptychy, úlomky schránok bivalvií. V najvrchnejšej časti súvrstvia sa objavuje *Parastomiosphaera malmica* (BORZA). Severovýchodne od Podskalja v červených hľuznatých lavicovitých vápencoch s hľuzami a polohami červených rohovcov sa našli amonity (M. RAKÚS 1963) *Perisphinctes* sp. a *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* SOW.

V niektorých profiloch v malme je väčší podiel doskovitých rádiolaritov.

Titón až spodný hoteriv – slienité vápence

K titónu až spodnému hoterivu počítame komplex sivých, prípadne sivohnedých viac-menej slienitých

lavicovitých vápencov. V spodnejších polohách často stretávame vápence typu biancone. Okrem týchto vápencov sa vyskytujú pri styku s malmom doskovité vápence s ružovkastým nádychom, bielosivou patinou a tmavosivými až čiernymi hľuzami až šošovkami rohovcov, rádiolaritov (M. MAHEL 1962a). Mikroštruktúra vápencov býva kalovo-organogénna s hojnými *Calpionella alpina* LORENZ. V lome južne od Košece sa v nich našli aptychy: *Punctaptychus ex aff. punctatus* (VOLZ.), *Lamellaptychus* sp. a „*Terebratula*“ *carpatica* ZITT.

Vyššiu časť súvrstvia predstavujú šedé slienité vápence a sliene. Tenkolavicovité až doskovité vápence, s výrazne bielou patinou, majú na čerstvých plochách veľké tmavé škvrny. Vykazujú kalovú štruktúru s kalifikovanými rádiolármi, globigerínami, miliolidmi. Príznačná je prímes aleuritových zrn kremeňa, ale i prítomnosť rodu *Nannoconus*. Z makrofauny sa zatiaľ našiel (M. MAHEL 1962a) len amonit *Berriasella pontica* RET.

Hoteriv – bridlice, siltovce

Najvyšším členom sú tmavošedé slienité bridlice a slieňovce s vložkami piesčitých slieňovcov, piesčitých vápencov a siltovcov, známe zo zárezu cesty k Mojtnú povýše druhej Štúrovej brány. Piesčité vápence vykazujú v psamiticko-drobnozrnnej štruktúre hojné zrnká kremeňa (až 30 %, veľkosti do 0,32 mm), úlomky rohovcov, uhličitanových hornín, tufitov, vulkanického materiálu z rozložených bázik, kremencov, ďalej chlorit, biolit, plagioklasy, ortoklasy, magnetit, granát a úlomky lamelibranchiátov a aptychov. Mikrofauna má ráz aglutinancií. Spodnokriedový, a to hoterivský, vek naznačujú nálezy *Lamellaptychus ex gr.*, *Lamellaptychus studeri* (ÖSTER), *Nucleata cf. hippopus* RÖMER (M. MAHEL in M. MAHEL – T. BUDAY 1967).

Hoterivský vek potvrdzuje i spoločenstvo nanoplanktónu (V. GAŠPARIKOVÁ 1978): *Biscutum* sp., *Ellipsagelsphaeta britannica* (STRADNER) PERCH – NIELSEN, *Ellipsagelosphaera ex gr. coronata* (GARTNER) BLACK, *Ellipsagelosphaera ex gr. keftalrempti* GRÜN, *Ellipsagelosphaera ex gr. ovata* (BURY) BLACK, *Parhabdolithus cf. embergeri* (NOËL) STRADNER, *Zygoolithus* sp., *Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH – NIELSEN.

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

STRÁŽOVSKÝ PRÍKROV

Strážovský príkrov prvýkrát vyčlenil práve v Strážovských vrchoch D. ANDRUSOV (1936). Pričleňovali sa k nemu svetlošedé až biele vápence – wettersteinský typ, ktoré sa považovali za charakteristický člen tejto novovyčlenenej tektonickej jednotky (D. ANDRUSOV 1938, 1968). V podstate bol v tomto duchu tento príkrov ponímaný (M. MAHEL 1964a, 1948b) s tým, že sa vyčleňovali tmavé vápence, svetlé vápence – neskoršie rozčleňované (M. MAHEL et al. 1967) na pestrejšie vrchnoaniské s hľuzami rohovcov a ladinské wettersteinské – a ako najvrchnejší člen svetlé dolomity, priradované zväčša k vrchnému triasu. Preukázanie typických wettersteinských vápencov uprostred sekvencií chočského príkrovu v strednej časti Strážovských vrchov hlavne v oblasti Šipkova viedlo k tomu, že strážovský príkrov nebol ponímaný ako samostatná tektonická jednotka vyššieho radu, ale ako jedna zo sérií a čiastkových jednotiek chočského príkrovu, zviazaná s chočským príkrovom prechodnými sériami.

Po podrobnejšom rozpracovaní sme tieto „prechodné“ výviny vyčlenili ako samostatnú sériu bebravskú (M. MAHEL 1975a, 1978). Strážovský príkrov ponechávame ako samostatnú litologicko-stratigrafickú i tektonickú jednotku. Podrobné litologicko-stratigrafické skúmanie (M. KRIVÝ 1975) i výskum spojený s geologicko-ložiskovým vyhodnocovaním vápencov (J. HANAČEK 1970) spresňujú a dopĺňujú poznatky o skladbe strážovského príkrovu. Obaja autori však tento príkrov ponímajú širšie, vrátane vyčlenenej bebravskej série.

Osobitne treba vyzdvihnúť podrobnejšie rozpracovanie pestrých vápencov vrchnoaniských a preukázanie, že ide o hlbokovodnejšie typy – typ schreyeralmský a čiastočne reiflinský (M. KRIVÝ 1975; obr. 30).

Kartograficky v strážovskom príkrove vyčleňujeme:

- tmavošedé vápence – spodný až stredný anis;
- šedé a pestré vápence s hľuzami a vápence rohovcové – vrchný anis, (miestami čiastočne i ladin);
- svetlé vápence wettersteinského typu – ladin;
- svetlé dolomity – čiastočne ladin, prevažne vrchný trias.

Nikde sa nepodarilo nájsť verfénske vrstvy; ich menšie výskyty sú zviazané s bebravskou jednotkou.

Spodný až stredný anis – tmavošedé a šedé vápence

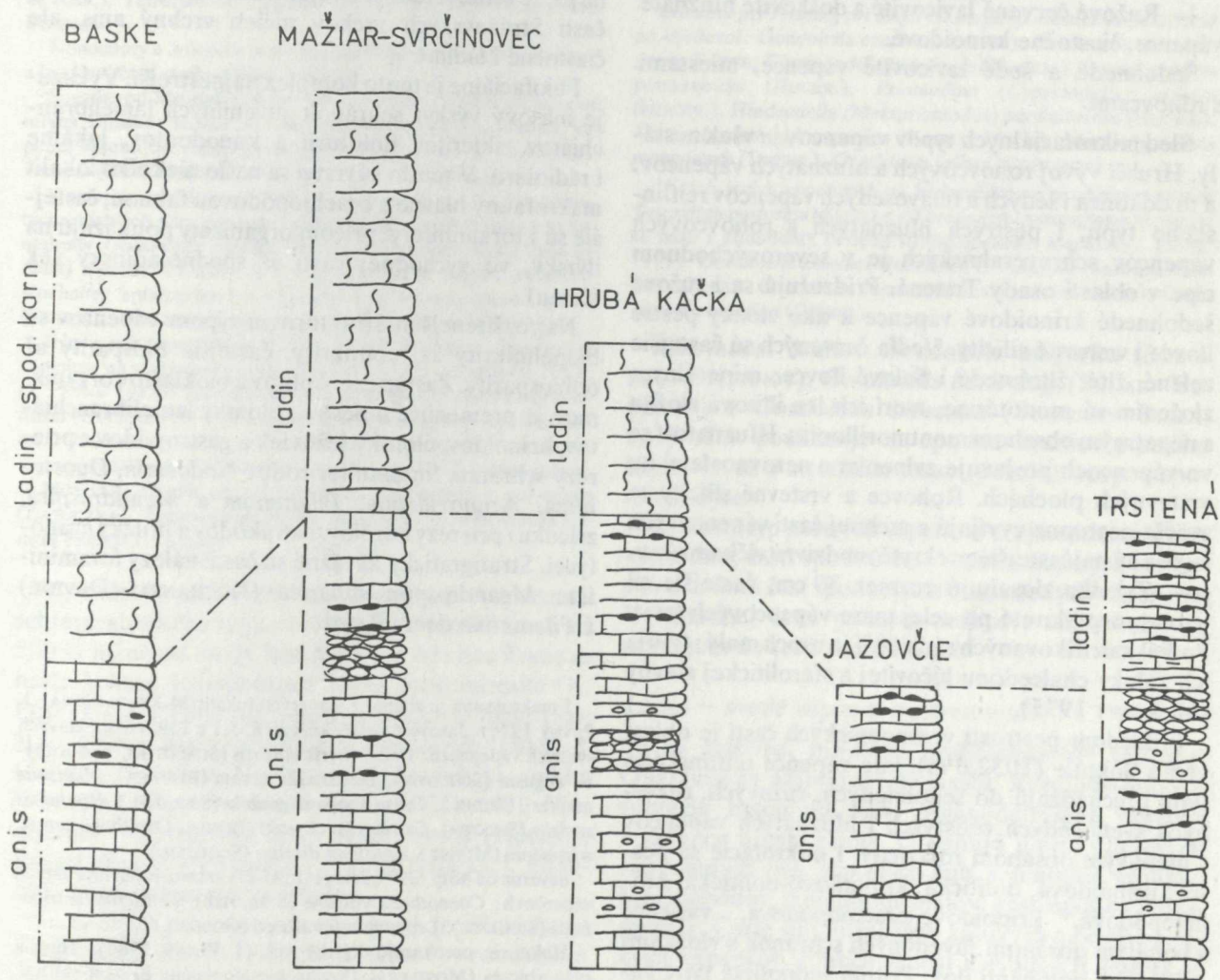
Vytvárajú spodný člen hrubý niekoľko desiatok metrov, miestami až do 150 m, charakteristický hlavne pre západnú a strednú časť Strážovských vrchov (Žihlav-

ník–Baske, Suché vrchy, Malá i Hrubá Zliezajňa, Strážov). Vo východnej časti pohoria je hrúbka tohoto člena podstatne menšia. Ide o vápence masívne až hrubolavicovité, len vo vrchnejších častiach výraznejšie lavicovité až doskovité. Najrozšírenejším štruktúrnym typom sú vápence pelmikritické, mikritické a mikrosparitické s nepatrným zastúpením schránok ostrakódov, foraminifer, úlomkov krinoidových článkov, nájdu sa i fragmenty lamelibranchiátov. Ako vložky uprostred mikrosparitov vystupujú biosparity. Zriedkavé sú i oosparity a pseudosparity. Pelsónsky vek spodnej časti hrubolavicovitých až masívnych svetlošedých vápencov zo skalných stien „tretej Štúrovej brány“ (asi 500 m od z. konca obce Mojtín) dosvedčujú konodonty rodu *Neospathodus kockeli* (TATGE)–(K. PUŠKÁROVÁ 1980).

Vrchnejšie časti vápencov vo východnej oblasti pohoria obsahujú hľuzy rohovcov a sú výraznejšie organogénne. Tento typ vápencov vlastne obstaráva

už prechod k vápencom svetlejšími s polohami hľuznatých a rohovcových vápencov, k typu, ktorý možno charakterizovať miestami ako schreyeralmský vápenc.

V severnej časti, napr. na južných svahoch Kačiek, sú laterálne zastúpené gutensteinské vápence svetlošedými až bielymi organodetrítickými vápencami. V severných oblastiach ich vrchnejšie časti zastupujú hnedasté až červenkasté ružové vápence, čiastočne hľuznaté, často s rohovcami – typ schreyeralmských vápencov (Sokolie, Sádocký vrch); prípadne sú to tmavošedé rohovcové vápence, čiastočne hľuznaté vápence reiflinské. Tieto prechodné súvrstvia sú bohatšie na foraminifery: *Nodosaria*, *Duostomina*, *Pilamina*, *Arenovidalina*, *Meandrospira*, *Trochammina*. Najčastejšie sú to druhy stredného a vrchného anisu: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKI–DEVIDÉ, *Pilamina densa* PANTIĆ.



Obr. 30 Litologické profily strážovským príkrovom (M. KRIVÝ 1979).

Ilýr až fasan – šedé a pestré vápence hľuznaté a rohovcové

Vytvárajú výraznejšiu časť vápencového komplexu len v severovýchodnej oblasti Strážovských vrchov. Sú to zväčša svetlošedé až biele organodetrinitické vápence v hrubších komplexoch na južných svahoch Kačiek a na svahoch Bieleho Potoka. Príznačné sú pre ne rohovce a polohy hnedých i červenkastých vápencov, čiastočne hľuznatých. Pestrosť typu schreyeralmských vápencov vystihuje napr. profil na svahu vrchu Sokolie (M. KRIVÝ 1975) so sledom odspodku nahor:

— Hnedé a hnedočervené lavicovité a doskovité hľuznaté rohovcové vápence s medzivrstvičkami a tenkými vložkami ílovcov. Tento typ laterálne prechádza do šedých lavicovitých masívnych gutenstein-ských vápencov.

— Ružovkasté a svetlošedé masívne celistvé vápence s obsahom dolomitovej zložky.

— Ružové červené lavicovité a doskovité hľuznaté vápence, čiastočne krinoidové.

Šedohnedé a šedé lavicovité vápence, miestami s rohovcami.

Sled mikrofaciálnych typov vápencov je však nestály. Hrubší vývoj rohovcových a hľuznatých vápencov, a to dokonca i šedých a tmavošedých vápencov reiflinského typu, i pestrých hľuznatých a rohovcových vápencov schreyeralmských je v severovýchodnom cípe v oblasti osady Trstená. Pridružujú sa i ružové šedohnedé krinoidové vápence a ako vložky pestré ílovce i vrstevné silicity. Vedľa červených sú častejšie zelené, žlté, žltohnedé i fialové ílovce; minerálnym zložením sú monotónne, tvorí ich len illitová zložka s nepatrným obsahom montmorillonitu. Hľuznatosť sa vo vápencoch prejavuje zvlnením a nerovnosťami na vrstevných plochách. Rohovce a vrstevné silicity sa zväčša postupne vyvíjajú z vrchnej časti vápencových lavíc a sú najčastejšie prekryté medzivrstvičkami ílovcov. Zriedka dosahujú rozmer 30 cm, častejšie sú jemne rozprsknuté po celej mase vápencových lavíc. Podiel kalcifikovaných rádiolárií je v nich malý; tvoria ich zhluky chalcedónu lúčovitej a sferolitickej stavby (M. KRIVÝ 1975).

Príkladom pestrosti vrchnoaniských častí je oblasť vrchu Sokolie (1032,0 m), kde vápence reiflinského typu prechádzajú do šedohnedých, ružových, červených svetlošedých celistvých i hľuznatých vápencov s menlivým obsahom rohovcov. I mikrofácie sú pestré: krinoidová, oolitická, krinoidovo-oolitická, brachiopódová, krinoidovo-brachiopódová, vápence s bohatým obsahom juvenilných schránok s vložkami silicitov, s polohami ílov. Pritom jednotlivé typy vápencov sa laterálne vo vertikálnom rozložení menia.

Litologicko-stratigrafický idealizovaný profil, prepracovaný hlavne z lokality Trstená, je nasledovný (M. KRIVÝ 1980):

— Šedé, šedohnedé vápence, mikrity a mikrosparity s *Meandrospira insolita* (HO), *Meandrospira pusilla*, (HO) *Arenovidalina chialingciangensis* HO.

— Sivohnedé až červené, čiastočne hľuznaté vápence s rohovcami s *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Decurtella cf. decurata* (GIR.).

— Šedohnedé, hnedoružové pseudohľuznaté vápence s premenlivým obsahom krinoidových článkov.

— Ružovočervené a hnedočervené hľuznaté hrubolavicovité vápence.

— Súvrstvie striedajúcich sa červených a hnedočervených vápencov s rohovcami a medzivrstvičkami pestrých (žltých, červených, zelených) bridlíc a s vrstevnými silicitmi (5–80 cm hrubé). Konodonty poukazujú na ladin (longobard; M. PUŠKÁROVÁ 1977): *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR–VĚGH), *Gondolella foliata* (BUDUROV), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Metapolygnathus mungensis* (DIEBEL). Posledný naznačuje možnosť zasahovania súvrstvia do kordevolu.

— Hnedé, hnedočervené a červené hľuznaté vápence s rohovcami, bohaté na prierezy juhovenilných schránok lamelibranchiátov.

Výsledky z radu lokalít (Veľká Čierna) poukazujú na to, že schreyeralmské vápence zastupujú v severnej časti Strážovských vrchov nielen vrchný anis, ale čiastočne i ladin.

I biofáciálne je tento komplex najpestrejší. Vykazuje masový výskyt schránok juvenilných lamelibranchiátov, skleritov holotúrií a konodontov, lokálne i rádiolárií. V tomto súvrství sa našlo niekoľko lokalít makrofauny hlavne s brachiopódovou faunou, častejšie sú i foraminifery, pričom organizmy poukazujú na ilýrsky, vo východnej časti až spodnoladinský vek (fasan).

Najrozšírenejším štruktúrnym typom vápencov sú biopelmikrity až biomikrity, častejšie biosparity až oobiosparity. Zastúpenie oolitov a bioklastov organizmov je premenlivé a pestré; úlomky lamelibranchiátov, krinoidov, úlomky ježoviek a gastropódov a prierezy schránok foraminifer rodov *Nodosaria*, *Duostomina*, *Arenovidalina*, *Pilamina* a *Meandrospira*, zriedka i prierezy korálov, ostrakódov a hľuzky cyanofyceí. Stratigraficky závažné sú časté nálezy foraminifer: *Meandrospira dinarica* (KOCHANSKI–DEVIDÉ) a *Pilamina densa* PANTIČ.

I makrofauna je známa z viacerých lokalít (M. KOCHANOVÁ–J. PEVNÝ 1976): Jazovčie medzi kórami 855,1 a 739, v krinoidových svetlých vápencoch: *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.), *Decurtella devota* (BITTNER), *Mentzelia mentzeli* (DUNK.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Hoernesia socialis* (SHLOTH), *Cassianella cf. ecki* (BÖHM), *Ornithopecten cf. wissmanni* (MÜNST.), *Entolium discites* (SCHLOTH.).

Severne od kóty 739 v sedle pri Jazovčí v tmavosivých hľuznatých vápencoch: *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Leptochondra alberti* (GOLDF.).

Holotúrie preukazujú ilýrsky vek (J. PEVNÝ 1980): *Theelia planorbicula* (MOSTLER), *Theelia pseudoplanata* KOZUR–MOCK, *Travirga perforata* (MOSTLER), *Priscopedatus tyrolensis* MOST-

LER, *Priscopedatus triassicus* MOSTLER, z konodontov sa určila *Gondolella bulgarica* (BUDUROV–STEFANOV), ktorá poukazuje na pelsón až spodný ilýr.

V hnedastých vápencoch s rohovcami na hrebeni západne od Bieleho potoka sú dávnejšie známe ilýrske brachiopódy (M. MAHEL 1967): *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Mentzelia* aff. *koeveskalyensis* (STUR), *Tetractinella trifonella* (SCHLOTH.), *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.), *Spiriferina manca* BITTNER. I konodonty (J. PEVNÝ 1980) vykazujú vekové rozpätie ilýr až fasan: *Gondolella constricta* MOSHER–CLARK, *Gondolella excelsa* (MOSHER), juvenilné štádium *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (TATGE, *Prioniodina Müllerii* (TATGE), *Prioniodina venusta* (HUCKR.), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.), *Hindeodella pectiniformis* (HUCKRIEDE).

V krinoidových a hľuznatých vápencoch pri vyústení Suchej doliny a Trstenej je spoločenstvo brachiopódov: *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Decurtella* cf. *decurtata* (GIR.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Spiriferina manca* BITTNER. Konodonty naznačujú však vek ilýr až fasan (J. PEVNÝ 1980): *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella mombergensis* TAGE, *Gondolella constricta* MOSHER–CLARK, *Gondolella acuta* KOZUR, *Hindeodella* (M.) *suevica* (TATGE).

I na lokalite Trstená, vyústenie Suchej doliny (pravý svah nad Rajčankou) v krinoidových a hľuznatých vápencoch našli brachiopódy: *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Decurtella* cf. *decurtata* (GIR.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Spiriferina manca* BITTNER.

Konodonty a holotúrie potvrdzujú ilýrsky vek pestrých vápencov z bazálnej časti strážovského príkrovu.

Severne od Mojtína 600 mm na V od kóty 723,3 a západne od mlyna Uhliska: tenkodoskovité celistvé ružovkasté, žltkasté, vápence obsahujúce (oznámene J. PEVNÉHO) konodonty *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE) a holotúrie *Theelia undata* MOSTLER.

I severne od Mojtína, 500 m na Z od kóty 684,2 v žltkastých celistvých vápencoch sa našlo ilýrske spoločenstvo, a to konodonty *Gondolella excelsa* (MOSHER) a *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (TATGE) a holotúrie *Theelia undata* MOSTLER, *Kuehnites spiniperforatus* (ZAWIDZKA), *Acanthothelia spinosa* (FRIZZELL–EXLINE), *Priscopedatus staurocumitoides* MOSTLER.

Ilýrsky vek preukazuje i spoločenstvo konodontov z hnedastých vápencov na východnom svahu Rakytníka (230 m s. od kóty 703,0; (J. PEVNÝ 1982): *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (TATGE), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Didymospira alternata* (MOSHER), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL) a holotúrie: *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *Theelia undata* MOSTLER, *Kuehnites spiniperforatus* (ZAWIDZKA), *Tetravirga perforata* MOSTLER, *Acanthothelia spinosa* FRIZZELL–EXLINE.

V šedých ružových až červených vápencoch schreyeralmského typu z malého opusteného lomu asi 500 m južne od osady Riedka 3 km od obce Trstie sa našla bohatá konodontová fauna longobardská (K. PUŠKÁROVÁ 1980): *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR–VÉGH), *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), *Gondolella foliata* (BUDUROV), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *pectiniformis* (HUCKR.), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKR.), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.).

I v tmavých rohovcových vápencoch (reiflinský typ) v zelených mäkkých bridliciach (tufitov) v rozsiahlom umelom odkryve na severnom svahu Sádockého vrchu

(k. 976,9) v záreze zväžnice vedúcej na vrch Kruh sa vyskytla ladinská konodontová fauna (K. PUŠKÁROVÁ 1980): *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.), *Prioniodina* (c.) *venusta* (HUCKR.).

Stratigrafické rozpätie tmavých rohovcových vápencov (reiflinský typ) i vápencov ružových a červených (schreyeralmský typ) je zrejme menlivé a miestami pomerne široké. Potvrdzuje to i konodontová fauna z južného svahu Šibeničného vrchu (k. 819,0 m) pri Fačkove, s asociáciou druhov od pelsónu po longobard, a z opusteného lomu (z. od bývalého vodného mlyna) pri Trstenej u Rajca s rozpätím ilýr–fasan–longobard (K. PUŠKÁROVÁ 1980).

Lokalita na Šibeničnom vrchu: *Nicoraella kockeli* (TATGE), *Gondolella bulgarica* (BUDUROV–STEFANOV), *Gondolella mombergensis* TATGE, *Gondolella constricta* MOSHER–CLARK, *Gondolella longa* (BUDUROV–STEFANOV), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKR.), *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR–VÉGH).

Lokalita pri Trstenej pri Rajci vykazuje spoločenstvo od ilýru až po kordevol: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella mombergensis* TATGE, *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKR.), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *pectiniformis* (HUCKR.), *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR–VÉGH), *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), *Gondolella foliata* (BUDUROV).

V tých istých vápencoch na hrebeni Jazovčie okrem holotúrií *Tetravirga perforata* MOSTLER a *Theelia tenoromarginata* MOSTLER sa našli i konodonty širšieho stratigrafického rozpätia (J. PEVNÝ 1979): *Gondolella excelsa* (MOSTLER), *Gondolella constricta* MOSHER–CLARK, *Gondolella cornuta* (BUDUROV–STEFANOV), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL).

Prítomnosť druhov *Gondolella bulgarica* (BUDUROV–STEFANOV), *Gondolella hanbulogi* (SUDAR–BUDUROV) a *Gondolella bifurcata* (BUDUROV–STEFANOV) však poukazuje na spodnú hranicu pestrého súvrstvia už v strednom anise (pelsón), resp. v spodnom ilýre.

Opísaný typ pestrých vápencov zrejme zastupuje vo východnej časti spodnú časť wettersteinských vápencov a vrchnú časť spodnejších tmavošedých vápencov. V západnej časti pohoria tieto dva základné typy navzájom do seba prechádzajú.

Ladin – svetlé vápence wettersteinské

Sú to masívne, miestami hrubolavicovité vápence. Ojedinele sa nájdu i tenšie lavice. Korálovo-hubovú subfáciu zastupujú často organodetrítické vápence i vápence organogénne. Obsahujú úlomky zelených rias, sinných rias, vápnitých húb, solenopór, korálov, brachiopódov, lamelibranchiátov, gastropódov i foraminifer. Časté sú i intraklasty kalových a pelmiktických vápencov. Frakciovanosť klastických vložiek je malá, gradačné zvrstvenie zriedkavé. Ide o rudity

spevnené intrakrustálnym a druhovým tmelom. Častejšie sú i pelmikritické vápence a biomikrity, mikroparity až biospary. Vyznačujú sa buď nerovnomerným dispergovaním po celej hmote, alebo tvoria zhluky a polohy.

Hrúbka wettersteinských vápencov je kolísavá, od niekoľko metrov až do niekoľko sto metrov. Chemicky sú zväčša čisté, vysokopercentné, pravda pokiaľ neobsahujú polohy dolomitov, prípadne nie sú v rôznej miere zasiahnuté dolomitizáciou. Vo forme enkláv, uprostred masy vápencov, vystupujú rifové organogénne vápence, charakteristické evinospongiovou textúrou, hojnejšie v oblasti Žihľavník–Baske, na svahoch Bieleho potoka na Čiernom vrchu a na vrchu Svrčinovec. Okrem koralov sa na stavbe rifov zúčastňujú huby a solenopóry.

Vápence riasovej subfácie sú obyčajne vo vápencových šošovkách, prípadne uprostred dolomitových más. Predstavujú sparity s menlivým obsahom dasykladaceí. Zvlášť výrazné sú pri južnom okraji vápencovej kryhy Baske a na Uhrovci. Nie vždy je jasné pokiaľ tektonicky patria strážovskému príkrovu a pokiaľ bebravskej sérii chočského príkrovu, v ktorej sú hojnejšie.

Najrozšírenejšiu kryhu predstavuje masív Žihľavník, kde wettersteinské vápence ležia bezprostredne na vápencoch tmavošedých, pozvoľne do nich prechádzajúc. V svetlých vápencoch sa našla fauna ladinu až karnu (M. KOCHANOVÁ 1971, J. PEVNÝ 1971).

V doline severne od kóty 735,8 sa našli v suťovisku vrchnoladinské formy brachiopódov: *Crurata damesi* (BITTNER), *Crurata eudoxa* (BITTNER), niektoré sú dokonca karnské – *Aulacothyris* (?) *festiva* (BITTNER), *Diplospirella wissmanni* (MÜNSTER). Našli sa i lamelibranchiáty: *Chlamys subalternans* (D'ORB.) a *Chlamys broili* (PHILIPP.)

Zvlášť bohatá je lokalita s ladinskou faunou západne od kóty 757,7 (j. od Omšenia): *Posidonia wengensis* (WISSM.), *Trochus* cf. *lissochilus* KITTL., *Neritaria* cf. *candida* (KITTL.), *Pseudoscalites* cf. *armatus* (STOPPANI), *Coelostylina* (*Gradiella*) *semigradata* KITTL., *Pomarangina* sp. *Patella* cf. *costulata* MÜNSTER, *Naticopsis pseudoangusta* KITTL., *Naticopsis* sp. *Pachyomphalus rectelabiatatus* KITTL., *Trachynerita quadrata* (STOPP.), *Turbo subcoronatus* (HÖRNES), *Turbo subcarinatus* MÜNSTER, *Turbo vixcarinatus* MÜNSTER, *Zygopleura* sp. *Omphaloptycha retracta* KITTL.

Medzi vyššie uvedenými ladinskými druhmi sa našli i formy karnské: *Pomarangina haydeni* DIENER, *Conocardia hornigi* (BITTNER), *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) ex gr. *rostratus*, „*Terebratula*“ *veszprimica* BITTNER, „*Terebratula*“ *debilis* BITTNER.

V doline severne od Bzovíka boli ladinské až karnské brachiopódy: *Anisactinella* (*Didymospira*) *unda-*

ta (SALOMON), *Diplospirella wissmanni* (MÜNSTER), „*Rhynchonella*“ *rosaliae* SALOMON.

Wettersteinské vápence sú na mnohých miestach preplnené koralmi a spongiami. Z niekoľkých miest sa podarilo vyzbierať určité kusy. Východne od prameňa Bzovík zo susedstva dolomitov pochádzajú huby *Amblysiphonella* cf. *vesiculosa* SIEBER (spongia).

Na severnom svahu Žihľavníka v Končekovej doline sa našli: *Amblysiphonella* cf. *vesiculosa* SIEBER, koralý – *Myriophyllia* cf. *smolenicae* KOLOSVÁRY, *Thecosmilia* sp. *index*, *Conaphyllis* cf. *radiciformis* (KLIPSTEIN) VOLZ, *Craspedophyllia jablonicae* KOLOS.

Severozápadne od kóty 477,2 pri Dolnej Porube sa našla huba *Amblysiphonella* cf. *lörenthey* VINASSA DE REGNY, častá vo vrchnom triase (ale aj v strednom).

Na vrchu Trtavka boli koralý: *Lithophora* sp. *ind.* *Thecosmilia ladinica* KÜHN, *Craspedophyllia cristata* VOLZ.

Na hrebene Žihľavníka smerom k Veľkým lúkam sa našli koralý (G. KOLOSVÁRY 1967), *Montlivaltia obliqua* MÜNSTER a *Thecosmilia sublaevis* MÜNSTER. *Thecosmilia subdichotoma* MÜNSTER sa našla východne od Veľkých lúk smerom k Strážovu.

Na Žihľavníku smerom na S od kóty 952,6 sa našli koralý *Montivaltia cipitensis* VOLZ, *Thecosmilia badiotica* VOLZ, ale i ježovka *Cidaris dorsata* (BRONN.) *minor* MÜNSTER a huba *Leiospongia* cf. *horningi* VINASSA. Na vrchu Ostrica pri kóte 749,7 sa našiel koral *Thecosmilia* cf. *dawsoni* (CLAPP–SHINER).

Na južnom svahu kryhy Baske sa našli koralý *Myriophyllia* cf. *jekeliusi* KÜHN., *Thecosmilia* sp. *index*, *Thecosmilia* cf. *dawsoni* (CLAPP–SHINER) a machovka *Stomatopora* sp. *index*. Pri Slatinke sa našla huba *Amblysiphonella* cf. *vesiculosa* SIEBER a koralý *Myriophyllia* cf. *jekeliusi* KÜHN., *Thecosmilia* sp. *index*, *Thecosmilia* sp. *dawsoni* (CLAPP–SHINER) a machovka *Stomatopora* sp. *index*.

Wettersteinské riasové vápence vystupujúce ako tenšie pruhy, resp. nepravidelné telesá uprostred svetlých dolomitov, sú bohatšie na riasy. Našli sa v niektorých pruhoch, či telesách. V severovýchodnej oblasti Strážovských vrchov majú wettersteinské vápence nádych do ružova, a pripomínajú tým nedzovské vápence z Malých Karpát. Na viacerých miestach sa v nich našla *Teutloporella herculea* STOPP. Častejšie sú i vápnité huby (určil E. JABLONSKÝ) známe z lokality – západný svah Čierneho vrchu a údolie Bieleho potoka na JZ od kameňolomu: *Colospongia catenulata* (OTT.); západne od Mojtína pri kóte 653,5 *Vesicocaulis* cf. *alpinus* OTT., zo severozápadného svahu Čierneho vrchu a východného svahu Bieleho potoka *Folicatena cautica* OTT.; zo severovýchodného svahu Čierneho vrchu *Girtyocoelia oenipontana* OTT. a z údolia Bieleho potoka *Uvanella irregularis* OTT.

Na východných svahoch Bieleho potoka sa našli vápnité huby (určil E. JABLONSKÝ) *Follicatena cautica* OTT. a *Dictyocoelia manon* (MÜNST.).

Asi 170 m poniže lomu na pravom brehu Bieleho potoka v skalných odkryvoch vápencovej rifovej fácie je bohaté ladinské spoločenstvo: hubky, koraly, brachiopódy a bivalvie (J. PEVNÝ 1975, M. KOCHANOVÁ 1975): *Dioristella* cf. *indistincta* (BEYRICH), *Tetractinella cislensis* (BITTN.), *Diplospirella* ex gr. *sufflata* (MÜNST.), *Euractinella* ex gr. *contraplecta* (MÜNST.), *Pteria cassiana* (BITTNER), *Pteria caudata* (STOPPANI), *Pteria* sp. *Chlamys* (*Praechlamys*) cf. *rotai* (TOMMASI), *Mysidioptera* cf. *cainalloi* (STOPPANI).

Asi o 200 m poniže lomu na pravom brehu Bieleho potoka sa na svahu našli ladinské gastropódy zastúpené druhmi *Toxoconcha brocchii* (STOPPANI) a *Neritaria* cf. *incisa* (KITTL.).

Poniže kameňolomu na ľavom brehu Bieleho potoka v skalnom odkryve pri ceste v svetlých wettersteinských vápencoch sa vyskytli nasledujúce druhy bivalvií (M. KOCHANOVÁ 1975): *Ornithopecten wissmanni* (MÜNSTER), *Radulonectites* ? cf. *flagellum* (STOPPANI), *Entolium* sp. *Mysidioptera* sp.

V doline Bieleho potoka v svetlých organogénnych vápencoch boli na viacerých miestach koraly a brachiopódy (určil M. SIBLÍK): *Thecosmilia badiotica* VOLZ, *Thecosmilia subdichotoma* MÜNSTER, *Hexaster* sp., *Diplospinella* ex gr. *sufflata* (MÜNSTER), *Eurictinella* ex gr. *contraplecta* (MÜNST.), *Dioristella* cf. *indistincta* (BEYRICH), *Tetractinella cislensis* (BITTNER).

Nálezy rias *Andrusoporella duplicata* (PIA) poukazujú na to, že wettersteinské vápence siahajú do karnu, ako to dosvedčuje i vyššie uvedená fauna brachiopódov.

Čiastočne ladin, prevažne vrchný trias – svetlé dolomity

Dolomity v západnej a južnej časti Strážovských vrchov čiastočne laterálne zastupujú wettersteinské vápence, čiastočne predstavujú ich nadložie. Hrúbšie komplexy vrchnotriasových dolomitov sú v severovýchodnej oblasti pohoria. Najrozšírenejším typom sú zrnité dolomity s organickými bioklastmi a peletami. Často sú silne brekciovité, zmenené na drobný štrk až dolomitovú múčku. Stromatolitové dolomity a dolomity s evinospongióvymi textúrami sú len lokálne zastúpené.

Veľmi často sú dolomity až biele, jemnokryštalické, prestúpené nepravidelnou sieťou jemných puklín. Tenkovrstevnaté a doskovité dolomity sú častejšie v oblasti Pružiny a Trstia. Chemicky sa zväčša ukazujú

ako čisté, vysokopercentné dolomity s obsahom MgO nad 20–21 %, pravda sú v nich polohy vápnitých dolomitov s obsahom 17 % MgO. Obsahy znečisťujúcich kyslíčnikov sú iba stopové (J. HANÁČEK 1976).

Strážovský príkrov

Strážovský príkrov, ako ho v Strážovských vrchoch vyčlenil D. ANDRUSOV (1936) a odčlenením bebravskej jednotky zúžil M. MAHEL (1975a, 1978h), vykazuje nasledovný sled:

- Tmavošedé až šedé vápence – spodný až stredný anis.
- Šedé a pestré hľuznaté rohovcové vápence.
- Svetlé vápence wettersteinské – ladin.
- Svetlé dolomity – vrchný ladin – vrchný trias.

Spodný až stredný anis – tmavošedé až šedé vápence

Miestami až 150 m hrubý komplex masívnych hrubolavicovitých, vo vrchnejších polohách doskovitých mikritických až pelmikritických vápencov s polohami biosparitov. Vo vrchnejších častiach sa nájdu hľuzy rohovcov. Vrchná hranica voči nadložným súvrstviam je nevýrazná. Stratigrafický význam majú foraminifery (M. KRIVÝ 1981) *Meandrospira dinarica* KOCHANSKI-DEVIDÉ, *Pilamina densa* PANTIC a konodonty rodu *Neospathodus kockeli* (TATGE).

Šedé a pestré hľuznaté rohovcové vápence

Vystupujú len vo východnej časti pohoria ako pestré, zväčša organodetrické, čiastočne hľuznaté vápence, v niektorých polohách s rohovcami a s polohami bridlíc. Nájdu sa i vložky krinoidových vápencov. Ich hrúbka je nestála. Menlivý je i mikrofaciálny súbor týchto vápencov. V niektorých šošovkách pripomínajú reiflinský typ, v iných schreyeralmský. Sú pomerne bohaté na konodonty. Stratigrafický rozsah fácie v podstate bazénového typu je menlivý. Makrofauna i mikrofauna najčastejšie vykazuje ilýrsky vek: *Mentzenia mentzeli* (DUNK.) *Aulacothyrus angusta* (SCHLOTH.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Spiriferina maoca* BITTNER (M. MAHEL et al. 1967, J. PEVNÝ 1971), *Tetravirga perforata* (MOSTLER), *Priscopodatus tyrolensis* MOSTLER, *Priscopodatus triassicus* MOSTLER.

Lokalita na Šibeničnom vršku zastúpením konodontov *Nicoraella kockeli* (TATGE), *Gondolella bulgarica* (BUDUROV-ŠTEFANOV) naznačuje začiatok pestrého súvrstvia až v pelsóne.

Na viacerých lokalitách spoločenstvo konodontov a holotúrií preukazuje (oblasť Trstenej a Rieky) ladinský, a to až longobardský vek (H. KOZUR—R. MOCK 1974, K. PUŠKÁROVA 1977, 1980). Na viacerých lokalitách pri Fačkove sú preukázané faunové spoločenstvá od ilýru až po kordevol: *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR—VÉGH), *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), *Gondolella foliata* (BUDUROV).

Ladin – svetlé vápence wettersteinské

Masívne, miestami hrubolavicovité, prevažne koralo-vo-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 vyše sto metrov. Niektoré polohy vytvárajú rifové útvary s hojnejšími koralmi, hubami a solenopórmi. Makrofauna z početných lokalít, hlavne z oblasti Žihľavníka, poukazuje na ladinský až spodnokarnský vek. Najvyššie polohy sú bezpochyby karnské: *Pomaringina haydeni* DIENER, *Cornucardia hornigi* (BITTNER), *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) ex gr. *rostratus*, „*Terebratula*“ *veszprimica* BITTNER, „*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; M. KOCHANOVÁ—J. PEVNÝ 1976): *Dioristella* cf. *indistincta* (BEYRICH), *Tetractinella cislensis* (BITTNER), *Pteria cassiana* (BITTNER), *Pteria caudata* (STOPPANI), *Chlamys* (*Praechlamys*) cf. *rotai* (TOMMASI), *Misidioptera* cf. *cainalloi* (STOPPANI). Viaceré druhy brachiopódov — *Diplospirella* ex gr. *sufflata* (MÜNST.), *Euractinella* ex gr. *contraplecta* (MÜNST.), *Dioristella* cf. *indistincta* (BEYRICH), *Tetractinella cislensis* (BITTNER) — a nálezy rias *Poikiloporella duplicata* (PIA—PIA) poukazujú i tu na zasahovanie wettersteinských vápencov do karnu.

Vrchný ladin až vrchný trias – svetlé dolomity

Hrubšie polohy sú v severovýchodnej časti pohoria, a to zrnité dolomity s organickými bioklastmi a peletami, často brekciovité. Nie vždy je ľahké rozhodnúť pokiaľ patria strážovskému príkrovu a pokiaľ sekven- cii bebravskej súčasti chočského príkrovu.

PALEOGÉNNE VČASNÉ DEPRESIE

V Strážovských vrchoch vystupuje dvojaký typ paleogénu (obr. 31):

1. Paleogén centrálnokarpatský s jeho južným vývinom, rozložený v Bánovskej a v Hornonitrianskej kotline. Charakteristickým znakom tohoto typu je:

— transgresia v strednom až vrchnom luténe a zasahovanie do oligocénu,

— zastúpenie štyroch litofácií: a) transgresívne litofácie s brekciami a zlepenkami prevažne monomiktými, b) marginálna litofácia so zlepenkami čiastočne oligomiktými a s pieskovecami a numulitovými vápencami, c) ílovcová litofácia, d) flyš.

Charakteristickým znakom tohoto paleogénu v Strážovských vrchoch je výrazná afinita fauny transgresívnej litofácie k panónskemu typu.

2. Paleogén pribradlovej zóny s okrajovým južným vývinom tohoto pásma. Jeho charakteristickými znakmi sú:

— ypréska transgresia na čelných častiach príkrovov, a to nielen chočského, ale i križňanského; ukončenie sedimentácie už koncom lutétu, resp. spodného priabónu;

— zastúpenie len dvoch litofácií: a) transgresívnej s brekciami a zlepenkami, b) flyšu, ale s hrubšími polohami zlepenecov.

Centrálnokarpatský paleogén

Väčšiu pozornosť geológov upútala hlavne bazálna a okrajová litofácia i vápence v okolí Bojníc vďaka prítomnosti bohatej fauny bivalvií a lastúrníkov (D. ANDRUSOV 1953, J. PAPŠOVÁ 1970), koralov (L. ALLOITTEAU 1949) a numulitov (M. DE CIZANCOURT 1948). Kartografické práce v Uhrovskej kotline* prebehli čiastočne v štyridsiatych rokoch (M. MAHEL 1948b, 1953), čiastočne v rokoch sedemdesiatych (P. GROSS in M. MAHEL 1976). V súvislosti s hydrogeologickým výskumom západného okraja Hornonitrianskej kotliny (O. FRANKO—S. GAZDA 1970) sa v tejto oblasti vykonal komplexný výskum (P. GROSS—O. FRANKO—O. SAMUEL 1970), ktorý vďaka vrtom (O. FRANKO—P. GROSS 1970) a podrobným biostratigrafickým výskumom (O. SAMUEL in P. GROSS et al. 1970, E. PLANDEROVÁ—P. SNOPKOVÁ 1970, J. PAPŠOVÁ 1970) umožnil riešiť vzťahy medzi jednotlivými litofáciami, ich presnejšie stratigrafické zariadenie.

Pribradlový paleogén zasahuje do našej geologickej mapy len južným okrajom. Skúmal ho a kartograficky spracoval R. MARSCHALKO 1962 v období vypracovávaní generálnych máp.

Osobitný význam pre posúdenie postavenia tohoto paleogénu majú však hlavne neskoršie sedimentolo-

* Podľa E. MAZÚRA—M. LUKNIŠA 1980: Bánovská pahorkatina a Bebravská niva.

gické skúmania pribadlového paleogénu na Považí, vrátane predmetnej oblasti, i na celom Slovensku (R. MARSCHALCO 1973, 1968, 1980). I v tejto oblasti hydrogeologické prieskumné práce doprevádzané biostratigrafickým spracovaním vrtných jadier významne prispeli k objasneniu niektorých stratigrafických i tektonických otázok (I. ŠALAGA et al. 1980).

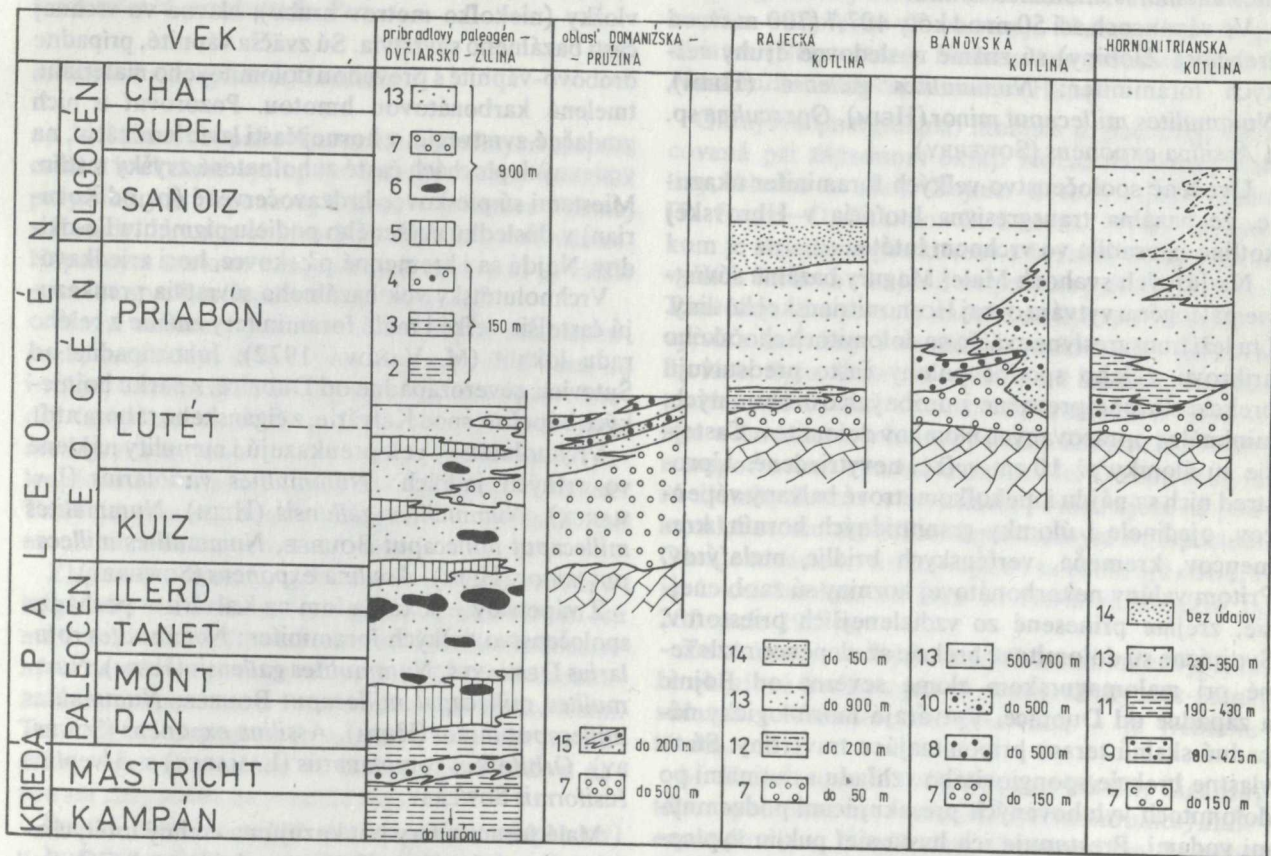
Bazálne transgresívne súvrstvie

Brekcie a zlepence ležia na rôznych členoch mezozoického podložja transgresívne a diskordantne, najčastejšie na dolomitoch, zriedkavejšie na vápencoch chočského príkrovu. Úlomkový materiál brekcií i zlepenčov je v nápadnej materiálnej zhode s podložíom. Najnižšie polohy bazálnej litofácie sú tvorené obyčajne monomiktnými (karbonátovými) brekciami a zlepencami. Ich najnižšie polohy pri juž-

nom okraji mezozoika Strážovských vrchov v úseku severne od Lutova, Závady, tvorené úlomkami, resp. valúnikmi 2–3 cm veľkými a tmelené dolomitovou piesčitou rekryštalizovanou hmotou, sa rozpadávajú na ostrohrannú dolomitovú drvinu (sutinu). V takom prípade je veľmi obťažné stanoviť hranicu medzi nimi a podložnými brekciovitými chočskými dolomitmi (M. MAHEL 1953).

Smerom do nadložja pribúda v zlepencoch žilný kremeň, valúny a úlomky červenofialových (verfén-ských?) pieskocov a bridlíc, kremence, horniny kryštalinika a báziká. Veľkosť valúnov je od niekoľko do maximálne 50 cm, v priemere 2–5 cm. Opracovanie* v spodných častiach je nižšie – 0–2°, smerom k nadložíu veľmi dobré – 3–4°. Tmel karbonátovo-piesčité, miestami sú v prevahe nad množstvom valúnov parazlepence (P. GROSS in M. MAHEL 1975b).

* V zmysle A. V. CHABAKOVA 1933.



Obr. 31 Litologická tabuľka paleogénom v Strážovských vrchoch (P. GROSS 1982).

1 – mezozoické podložie nečlenené, 2 – sivé vápnité alebo piesčité ílovcy, 3 – pieskocve neflyšového typu (molosové?), 4 – divoký flyš – exotické zlepence, zlepenčový vlyš, 5 – pestré (červené a zelené) sliene a slieňovce, čiastočne tiež ílovité vápence, 6 – olistolity (rifové vápence), 7 – bazálna transgresívna litofácia – súľovský vývoj, 8 – okrajová litofácia – zlepence, 9 – okrajová litofácia – striedanie brekcií, zlepenčov, pieskocov a ílovcov, miestami vo flyšovom vývoji, 10 – okrajová litofácia – pieskocovo-zlepenčová litofácia, 11 – ílovcová litofácia, 12 – flyšová litofácia s výraznou prevahou ílovcov nad pieskocvami, 13 – flyšová litofácia, 14 – pieskocová litofácia – neflyšový vývoj, 15 – polohy zlepenčov vo flyši (zlepenčov súľovského typu).

Zlepence sa laterálne i vertikálne často striedajú so šošovkovitými polohami karbonátových pieskoviec a organodetrítických a organogénnych vápencov. Ani jeden z týchto litotypov nepredstavuje osobitný stabilný horizont. Hrubšie polohy numulitových vápencov sú na západnom svahu Homoľa (908,5 m) asi 300 m juhovýchodne od kóty 556,0 m – Skalka, juhovýchodne od Omastinej (pri 475,1 m) a severozápadne od Uhrovskeho Podhradia (500 m jz. od k. 394,0 m).

Hrúbka bazálneho súvrstvia paleogénu v Uhrovej kotline je nerovnomerná – 10–80 m, najviac do 150 m.

Charakteristickou faunou bazálneho súvrstvia sú veľké foraminifery (M. VAŇOVÁ 1964a, 1980).

Z organodetrítických vápencov juhovýchodne od Omastinej pochádza spoločenstvo *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites millecaput minor* (HEIM) a *Assilina exponens* (SOWERBY).

Z piesčitých vápencov z tej istej lokality boli určené druhy *Nummulites variolarius* (LAMARCK) a *Nummulites anomalus anomalus* HARPE.

Vo vápencoch asi 50 m od kóty 407,7 (700 m sv. od žrebčínca Zlobiny) sú známe nasledovné druhy veľkých foraminifer: *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites millecaput minor* (HEIM), *Operculina* sp. a *Assilina exponens* (SOWERBY).

Uvedené spoločenstvo veľkých foraminifer ukazuje, že bazálna transgresívna litofácia v Uhrovej kotline sa usadila vo vrchnom lutéte.

Na južných svahoch Malej Magury bazálne súvrstvie paleogénu vytvára okraj Hornonitrianskej kotliny. I tu leží transgresívne zväčša na dolomitoch chočského príkrovu a jeho spodné polohy často predstavujú brekcie zložené prevažne z drobných ostrohranných, minimálne opracovaných úlomkov dolomitov. Častejšie sú úlomky až 10 cm veľké, nevytriedené. Uprostred nich sa nájdu i niekoľkometrové balvany vápencov, ojedinele i úlomky granitoidných hornín, kremencov, kremeňa, verfénskych bridlíc, melafýrov. Pritom valúny nekarbonátovej horniny sú zaoblenejšie, zrejme prinesené zo vzdialenejších priestorov. Svojrázne sú dolomitové brekcie až zlepence rozložené pri malomagurskom zlome severne od Bojníc a západne od Dubnice. Vytvárajú morfológicky nápadnú skalnú terasu pripomínajúcu travertíny. Sú to vlastne brekcie spongiovitého vzhľadu s dutinami po dolomitoch vyluhovaných presakujúcimi podzemnými vodami. Prestupuje ich hustá sieť puklín vyplnených kalcitom. Prechod do nerozložených brekcií je zjavný na viacerých miestach (P. GROSS in P. GROSS et al. 1970).

Veľmi časté sú zlepence-brekcie, prechodný typ medzi brekciami a zlepencami, a zlepence tvorené výlučne z valúnov dolomitov s ojedinelými dobre

opracovanými valúnikmi vápencov veľkosti 2–10 mm. Vápnité pieskovce a numulitové vápence tvoria len menšie šošovkovité polohy, zvlášť hojné v oblasti na Kalvárii v Bojniciach.

Pri západnom okraji Hornonitrianskej kotliny bolo bazálne hruboklastické súvrstvie zachytené viacerými prieskumnými vrtmi, ktoré dokladajú jeho premenlivú hrúbku: 16,5 m (vo vrte Š2-NB) až 138,4 m (vrt Š1-NB). Veľká hrúbka vo vrte Š1-NB je pozoruhodná tým, že sa vrt nachádza v kotline. Najspodnejšia časť zlepencov, a to i 128,4 m hrúbky, má červený tmel. Vyššie zlepence sú sivobiele drobnozrné s tenkými vložkami pieskoviec, ojedinele i ílovcov (P. GROSS–O. FRANKO–O. SAMUEL 1970). Pestrý materiál v zlepencoch pochádza z melafýrovej série, ktorá vytvára miestami podložie terciéru Hornonitrianskej kotliny. Menlivá hrúbka bazálneho súvrstvia, preukázaná hlavne v pramennej oblasti bojnických teriem, je dôsledkom členitosti reliéfu, na ktorý bazálne súvrstvie transgredovalo.

Pieskovce hrubozrné i jemnozrné sú častejšie ako vložky (niekoľko metrov hrubé), hlavne vo vrchnej časti bazálneho súvrstvia. Sú zväčša vápnité, 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. Miestami sú pieskovce hrdzavočervené (jv. od Kocurian) v dôsledku zvýšeného podielu pigmentu Fe-oxidov. Nájdu sa i kremenné pieskovce, hoci zriedkavo.

Vrchnolutétsky vek bazálneho súvrstvia preukazujú častejšie veľké i malé foraminifery známe z celého radu lokalít (M. VAŇOVÁ 1972). Juhozápadne od Šutoviec, severozápadne od Dubnice, z parku bojnických kúpeľov, spod Kalvárie, z cigánskeho tábora atď.

Vrchnolutétsky vek preukazujú i numulity nájdené vo vrtných jadrách: *Nummulites variolarius* (LAMARCK), *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites millecaput millecaput* BOUBÉE, *Nummulites millecaput minor* (HEIM), *Assilina exponens* (SOWERBY).

Z vápencov – lokalita lom na Kalvárii – pochádza spoločenstvo veľkých foraminifer: *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* (J. SALAJ–O. SAMUEL 1966). Dominantné postavenie majú druhy *Globigerina hagni* GOHRBANDT a *Globigerina boweri* BOLLI (O. SAMUEL in P. GROSS 1970). V premenlivom množstve tu bola zistená aj *Globigerina eocaena* GÜMBEL emend HAGN–LINDENBERG, *Globi-*

gerina yequaensis WEINZIERL—APPLIN, *Globorotalia renzi* BOLLI, *Turborotalia (T.) centralis* (CUSHMAN—BERMÚDEZ), *Turborotalia (A.) Spinuloinflata* (BOLLI 1957 non BANDY 1949), *Turborotalia (A.) crassata densa* (CUSHMAN), *Turborotalia (A.) broedermanni* (CUSHMAN—BERMÚDEZ), *Truncorotaloides rohri* BRONNIMANN—BERMÚDEZ, *Turborotaloides topilensis* (CUSHMAN), *Globigerapsis ex gr. index* (FINLAY). Z bentosových foriem sa vyskytujú *Rhabdammina ex gr. discreta* BRADY, *Hyperammina sp.*, *Anomalina (G.) granosa* HANTKEN, *Anomalina (G.) mataensis* GALLOWAY—MORREY, *Rotalia ex gr. lithothamnica* UHLIG, *Rotalia jabacoensis* CUSHMAN—BERMÚDEZ, *Rotalia sp.*

I palinologické skúmanie preukazuje strednoeocénny vek bazálneho súvrstvia (E. PLANDEROVÁ—P. SNOPKOVÁ 1979). Predovšetkým sú to stratigraficky významné spóry: *Trilites solidus* (R. POT. TH. et PF.), *Punctatisporites cf. luteticus* KRUTZSCH, *Verrucingulatisporites verrucatus* KRUTZSCH, *Tricolporopollenites cingulum* subs. *fuscus* R. POT., *Subtriporopollenites cf. constans* R. POT.

Okrajová (marginálna) litofácia

a) V Bánovskej pahorkatine nad bazálnymi zlepenkami a brekciami vystupuje častejšie hrubý komplex polymiktných zlepenčov, hlavne v priestore Kšínnej a Závady. Hranica obidvoch litofácií je konvenčná. Nápadným znakom marginálnych zlepenčov je väčšia pestrosť a veľkosť valúnového materiálu.

Medzi valúnmi, podobne ako v bazálnych zlepenkoch, prevládajú dolomity a vápence, dosť časté sú i valúny verfénskych bridlíc a pieskovcov fialovohnej farby, zriedkavejšie je 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.

Zlepence vytvárajú niekoľko desiatok metrov hrubé polohy bez akéhokoľvek náznaku lavicitosti (sú masívne), v okolí Kšínnej vidno striedanie strednozrnných zlepenčov (s valúnmi od 5 do 25 cm) s drobnozrnnými zlepenkami a s karbonátovými pieskovecami. Tmel týchto zlepenčov je miestami rozpadavý, nesúdržný, následkom čoho sa hornina po krátkom navetraní rozpadáva na piesčité štrk.

Polohy brekcií a najmä zlepenčov (parazlepenčov) v hrubých polohách pieskovcových majú miestami preukázateľný charakter podmorských zosunov. Na niektorých miestach (napr. v ssz. smere od Lutova) je spevnenie brekcií a zlepenčov veľmi malé; sú rozpadavé, čím pripomínajú neogénne súvrstvia. Častejšie ide o masívne, niekoľko metrov hrubé pieskovce slabó

spevnené bez zjavnej vrstevnatosti. Nájdu sa v nich centimetrové až decimetrové tvrdšie lavice vystupujúce z mäkkej piesčitej masy so zvýšeným podielom veľkých foraminifer a iných organických zvyškov. Ich šošovkovitý tvar a pretrhnutie je azda tiež dôsledkom synsedimentárneho sklzávania zapríčineného zvýšením sklonu morského dna (P. GROSS in M. MAHEL 1975b).

Rozpadavé drobnozrnné zlepence s polohami pieskovcov sú zvlášť hojné južne od Uhrovca. Vyznačujú sa vysokým podielom úlomkov z melafýrovej série. Pestrofarebné, zväčša červenofialové bridlice, siltovce, pieskovce, úlomky a valúny kremencov, ale i melafýrov a žilného kremeňa. Podiel karbonátov je v nich malý.

Zvlášť hrubé zlepence (400–500 m) marginálnej litofácie budujú chrby medzi Rudnianskou a Protreďnou dolinou. Spoločenstvo veľkých foraminifer, známe z piesčitých vápencov asi 610 m západne od kóty 908,5 m – Homofa, je v podstate také, ako v transgresívnej litofácii (M. VAŇOVÁ 1980): *Nummulites variolarius* (LAMARCK), *Nummulites ex gr. striatus* (BRUGUIÈRE), *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites millicaput minor* (HEIM).

Okrajová (marginálna) litofácia je podrobne spracovaná pri západnom okraji Hornonitrianskej kotliny, hlavne v okolí Bojníc, a to i vďaka vrstvom (P. GROSS—O. FRANKO—O. SAMUEL 1970). Jej znakom je striedanie pieskovcov a brekcií, ku ktorým vo vyšších častiach v hojnejšom podiele pribúdajú ílovce. Táto fácia tým pomaly nadobúda flyšovitý charakter, vytvára laterálny i vertikálny prechod do ílovcevej litofácie flyšu. Ďalej sa odlišuje od bazálnej litofácie textúrnymi znakmi v brekciách, gradačným zvrstvením a lamináciou v hornej polohe. Zrejme ide o sklzy transportované v turbiditnom prúde. Ďalším znakom sú úlomky ílovcov v brekciách, poukazujúce na podmorskú eróziu zapríčinenú gravitačným transportom. Okrajové fácie vo forme vejárov sa rozširujú od okraja k osi bazénu. Hrúbka súvrstvia je menlivá od 280 m do 29,5 m.

Zo skúmania veľkých i malých foraminifer vyplýva, že okrajová litofácia je i tu stratigraficky viac-menej súčasná s litofáciou transgresívnou — je vrchnolútska.

M. CIZANCOURT (1948) uvádza z lokality Cigánsky tábor spoločenstvo: *Nummulites (Nummulites) millicaput* BOUBÉE, *Nummulites (Nummulites) helvetica* KAUFMANN, *Nummulites (Nummulites) gallensis* HEIM, *Nummulites (Nummulites) striata* BRUGUIÈRE mut., *Nummulites (Assilina) exponens* SOWERBY, *Nummulites (Assilina) mamillata* D'ARCHIAC, *Discocyclina (Actinocyclina) radians* D'ARCHIAC, *Discocyclina (Discocyclina) nummulitica* GÜMBEL, *Discocycli-*

na (*Discocyclus*) *varians* KAUFMANN, *Discocyclus* (*Discocyclus*) *andrusovi* CIZANCOURT, *Discocyclus* (*Discocyclus*) sp.

M. VAŇOVÁ (1972) uvádza z lokality Kalvária spoločnosť: *Nummulites variolarius* (LAMARCK), *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites millicaput millicaput* BOUBÉE, *Nummulites millicaput minor* (HEIM) a *Assilina exponens* (SOWERBY).

Foraminifery (O. SAMUEL in P. GROSS et al. 1970) sú prevažne aglutinované: *Rhabdammina discreta* BRADY, *Bathysiphon* sp., ? *Hyperammina* sp., *Dendrophrya* cf. *robusta* GRZYBOWSKI, *Dendrophrya* cf. *excelsa* GRZYBOWSKI, *Reophax pilulifera* BRADY, *Trochamminoides* ex. gr. *subcoronatus* (GRZYBOWSKI), *Recurvoides* sp., *Cyclamina* aff. *amplectens* GRZYBOWSKI a *Cystamina subgaleata* VAŠIČEK. Vápnité formy foraminifer sú ojedinele zastúpené deformovanými globigerínami z okruhu *Globigerina* ex gr. *yeguaensis* WEINZIERL—APPLIN.

I peľové spektrum opisovanej okrajovej litofácie má takmer také isté zloženie ako v bazálnej litofácii (E. PLANDEROVÁ—P. SNOPKOVÁ 1970).

Z okrajovej litofácie v oblasti Bojníc je už dávnejšie známa priama klasická makrofauna. Zvlášť známa je lokalita Cigánsky tábor pri kúpeľoch Bojníc (v zákrute hradskej smerom na Šutovce; D. ANDRUSOV 1953, J. PAPŠOVÁ 1970). V súvrství piesčitých slieňov, pieskovcov a organogénnych vápencov sa našlo bohaté vrchnolútécke spoločenstvo makrofauny, ktorá poukazuje na kolísavosť salinity: *Arca cossmanni* OPPENHEIM, *Trinacria morensis* SZÖTS, *Ostrea gigantica* SOLANDER, *Beguinia taegeri* SZÖTS, *Libitina parisiensis* (DESHAYES), *Laevicardium* cf. *gratum* (DEFRANCE), *Meretrix nitida* ((DESHAYES), *Potamides baccatus* (BRONGNIART), *Tympanotonos calcaratus* (BRONGNIART), *Tympanotonos ajkaensis balleghi* (ANDRUSOV), *Diastrona costellata elongata* (BRONGNIART), *Diastrona roncana* (BRONGNIART), *Turritella carifinera* DESHAYES, *Ampullina rustica* (DESHAYES), *Ampullina hantkeni* SZÖTS, *Deshayesia alpina* (D'ORBIGNY), *Cantharus brongniarti zitteli* SZÖTS, *Odostomia supravariabilis* SZÖTS.

Na lokalite Kalvária (500 m od kúpeľov Bojníc) sa v súvrství v piesčitých slieňovcov, pieskovcov a organogénnych vápencov našlo spoločenstvo makrofauny (D. ANDRUSOV 1953, J. PAPŠOVÁ 1970): *Arca cossmanni* OPPENHEIM, *Trinacria morensis* SZÖTS, *Chlamys subtripartita* (D'ARCHIAC), *Beguinia taegeri* SZÖTS, *Libitina parisiensis* (DESHAYES), *Phacoides haueri* (ZITTEL), *Phacoides nana* (ZITTEL), *Laevicardium* cf. *gratum* (DEFRANCE), *Tivelina pseudopetersi* (TAEGER), *Teinostoma semsey* PAPP, *Campanile parisiense* (DESHAYES), *Potamides baccatus* (BRONGNIART), *Tympanotonos calcaratus* (BRONGNIART), *Tympanotonos aj-*

kaensis balleghi (ANDRUSOV), *Pyrazus pentagonatus* (SCHLOTHEIM), *Batillaria turbai* (ANDRUSOV), *Turritella carinifera* DESHAYES, *Marginella nana* ZITTEL.

Bohaté spoločenstvo koralov zastupujú (L. ALLOITTEAU 1949): *Asterocaelia intermedia* nov. sp., *Dendracis Gervillei* DEFR. sp., *Dendracis Haidingeri* REUSS, *Siderofungia Andrusovi* nov. sp., *Siderofungia bojnicensis* nov. sp., *Goniopora Ameliana* DEFR. sp., *Goniopora Katzeri* OPPENH. sp., *Pattalophyllia conica* nov. sp., *Heliastreaea* cf. *alpina* D'ARCHIARDI, *Smilotrochus* sp., *Placosmalia bojnicensis* nov. sp., *Cenomanosmilia bojnicensis* nov. sp., *Pachygyra flexuosissima* D'ARCHIARDI sp., ? *Circophyllia costata* nov. sp.

Makrofauna sa našla i vo vrtoch (J. PAPŠOVÁ 1970). Vo vrte NB-1 (200 m z. od konca obce Opatovce n/Nitrou v hĺbke 724,85 m až 806,40 m) súvrstvie piesčitých slieňovcov a vápencov okrajovej fácie vykazuje vrchnolútécke spoločenstvo striedanie morských a brakických horizontov: *Anomia gregaria* BAYAN, *Cyrena sirena* BRONGNIART, *Potamides baccatus* (BRONGNIART), *Potamides vulcani* (BRONGNIART), *Potamides vulcani* (BRONGNIART), *Tympanotonos calcaratus* (BRONGNIART), *Tympanotonos ajkaensis balleghi* (ANDRUSOV), *Pyrazus focillatus* (DE GREGORIO), *Batillaria turbai* (ANDRUSOV), *Melanopsis doroghensis* OPPENHEIM, *Ampullina hantkeni* SZÖTS, *Globularia incompleta* (ZITTEL), *Deshayesia alpina* (D'ORBIGNY), *Marginella nana* ZITTEL.

Pestré striedanie brakických a morských horizontov vykazuje i spoločenstvo z vrty Š₂NB (50 m jv. od objektu Bojníc-kúpele) z hĺbky 61–82 m. Z piesčitých slieňov pochádza fauna: *Trinacria merensis* SZÖTS, *Beguinia taegeri* SZÖTS, *Tympanotonos ajkaensis balleghi* (ANDRUSOV), *Pyrazus pentagonatus* (SCHLOTHEIM), *Pyrazus focillatus* (D'GREGORIO), *Batillaria turbai* (ANDRUSOV), *Melanopsis doroghensis* OPPENHEIM, *Ampullina hantkeni* SZÖTS, *Cantharus brongniarti* SZÖTS, *Marginella vertesensis* SZÖTS, *Odostomia supravariabilis* SZÖTS.

Makrofauna i mikrofauna poukazujú na príbuznosť s vývinom paleogénu z oblasti Štúra (M. VAŇOVÁ—J. PAPŠOVÁ 1970). Až na nepatrné výnimky sú všetky druhy známe z paleogénu Podunajskej nížiny. Súčasne je podobný aj faciálny vývin s ustavičným kolísaním hladiny mora, a tým aj nestálou salinitou.

Ílovcová litofácia

Vrtmi v západnej časti Hornonitrianskej kotliny v nadloží transgresívnej a okrajovej litofácie sa preukázalo ílovcové súvrstvie hrubé 191,9 m (vrt NB-2) až 372,1 m (vrt NB-1; P. GROSS—O. FRANKO—O. SAMUEL 1970). Ide o premenlivo-vápnité pevné kompaktné ílovce s jemnou piesčitou prímесou s ostro-

hranným rozpadom, sivé až zelenosivé s častými kalciovými žilkami. V niektorých polohách sú miestami laminované tenké (niekoľko cm) lavičky siltovcov a organodetritických vápencov.

Lokálne vykazujú ílovce čierne sfarbenie spôsobené obsahom Mn-oxidu. Nájdu sa v nich i polohy brekcií s úlomkami dolomitov, podradne vápenca, kremencov, kremeňa, ojedinele i žuly. Veľkosť úlomkov je 1–2 cm, najviac 7 cm. Spoločenstvo foraminifer zodpovedá spodnej časti vrchného eocénu: *Globigerapsis index* (FINLAY), *Turborotalia (A.) rotundimarginata* (SUBBOTINA), *Turborotalia (T.) centralis* (CUSHMAN–BERMÚDEZ), *Globigerapsis cf. venezuelana* HEDBERG, *Globigerina* sp.

Vrchnoeocénny vek preukazuje i palinologické skúmanie (E. PLANDEROVÁ–P. SNOPKOVÁ 1970): *Cicatricosisporites dorogensis* R. POT., *Leiotriletes adriennisi* KRITZSCH, rod *Lygodium (Trilites cf. multivallatus* PFLUG 1953), *Tricolpopollenites liblarensis* THOMSON, *Triatriopollenites coryphaeus* subs. *microcoryphaeus* R. POT.).

Vrchný eocén – flyšové súvrstvie

Flyšové súvrstvie predstavuje najvyšší člen paleogénu vo všetkých oblastiach Strážovských vrchov.

V Uhrovej kotline sa pozvoľna vyvíja z bazálneho súvrstvia pribúdaním pieskovcov. Flyš sa vyznačuje prevahou pieskovcov nad vápnitými ílovcami. Polymiktné zlepenice zhodné valúnovým zložením so zlepenicami marginálnej fácie tvoria niekoľkometrové polohy uprostred flyšu. Prstovité vклиňovanie zlepenic marginálnej fácie do flyšu (u Kšínnej) aj ich priestorové rozloženie naznačujú, že spodné časti flyšového súvrstvia sú synchronne s okrajovou litofáciou.

Pieskovce homogénne alebo nepravidelne zvrstvené, stredno- i hrubozrnné, vytvárajú lavice hrubé 10–30 cm, najviac 100 cm, silne rozpadavé. V niektorých lavičiacich nachádzame ojedinelé „utopené“ valúniky predovšetkým dolomitov, menej vápencov. Na spodnej strane pieskovcových lavíc sú miestami organoglyfy.

Ílovce vápnité i nevápnité, premenlivo piesčité dosahujú hrúbku 10–20, najviac 50 cm. Vo viacerých odkryvoch majú ílovce iba milimetrovú hrúbku, alebo úplne chýbajú a nahrádzuje ich vrstevná špára medzi pieskovcovými lavičami.

V pieskovcovom flyši dosť bežne nachádzame zlepenkové lavice hrubé 50 až 250 cm. Ich valúnový materiál je zle vystriedený (sv. od Lutova, 150 m s. od kóty 251,7 m; P. GROSS in M. MAHEL 1975 b). Vedľa seba sa nachádzajú valúny veľkosti vyše 100 cm s va-

lúnmi milimetrovými až málo centimetrovými. Opracovanie je v priemere 2°, ojedinele 3 až 4°. Valúny sú tvorené karbonátmi (dolomity, menej vápenca), žilným kremeňom, verfénskymi bridlicami a pieskovcami, kremencami atď. Tmel je karbonátovo-piesčitý.

Pri západnom okraji Hornonitrianskej kotliny leží flyšové súvrstvie len miestami priamo na bazálnej, príp. marginálnej litofácii. Spravidla je v jeho podloží ílovcová litofácia. Typ flyšu je menlivý. Miestami prevládajú v ňom pieskovce s lavičami hrúbky niekoľko metrov (pri Opatovciach). Vykazujú homogénne zvrstvenie jemno- až strednozrnné, s tenkými vložkami piesčitých ílovcov.

Inde vo flyši majú prevahu ílovce, ojedinele i pestrofarebné, zelené a žlté, ale i ružové s náznakmi laminácie. Vykazujú ostrohranný i bridličnatý lastúrnatý rozpad. Na puklinách sú často povlaky oxidov Mn.

Drobové pieskovce uprostred ílovcov tvoria 5–60 cm hrubé lavice, gradačne zvrstvené.

Pri Kocuranoch pozorovať pravidelné striedanie ílovcov a pieskovcov, nájdu sa i tenké lavičky mikrobrekcií s dolomitovými vápencami a kremennými úlomkami.

Z vrtovej sú známe, ako vložky uprostred flyšu, arkózové a kremenné pieskovce, lavice pieskovcov so sklzovými deformáciami, náznakmi konvolútneho zvrstvenia. Našli sa ojedinele i lavice detritických vápencov a karbonátových brekcií hrúbky až 13 m, s tmelom karbonátovým, piesčitým i piesčito-ílovitým (P. GROSS in P. GROSS et al. 1970). Pri najjužnejších okrajoch Strážovských vrchov, zväčša už mimo rámec našej mapy, hlavne pri Veľkých Kršteňanoch a Skačianoch vo vrchnej časti flyšového súvrstvia vystupujú vápnité pelity, faciálne blízke šlíru; obsahujú tenké, niekoľkocentimetrové lavice jemnozrnných pieskovcov (P. GROSS in E. BRESTENSKÁ 1980).

Hrúbka flyšového súvrstvia preukázaná vrtmi dosahuje až 351,5 m (vrt NB-1).

Spodné časti flyšového súvrstvia vykazujú foraminifery zóny *Globigerapsis index*, teda spodnej časti priabónu. Podstatnú časť súvrstvia vyžaduje foraminifery zóny *Globigerina officinalis*, teda vrchnej časti priabónu. Je to spoločenstvo (O. SAMUEL in P. GROSS et al. 1970): *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina linaperta* FINLAY, *Turborotalia (A.) rugosoculeata* (SUBBOTINA), *Turborotalia (T.) centralis* (CUSHMAN–BERMÚDEZ). Prítomnosť formy *Globigerina postcretacea* poukazuje na spodnooligocénny vek flyšového súvrstvia. Zvlášť bohaté spoločenstvo oligocénu je západne od Kocurian (O. SAMUEL in P. GROSS et al. 1970): *Lagena cf. issabella* (ORBIGNY), *Caucasiana* sp. (juv. štád.), *Reusella regularis* SUBBOTINA, *Uvigerinella hybrida* SUBBOTINA, *Amphimorphina* cf.

haueriana HEUGEBORN, *Bolivina antegressa* NEUGEBORN, *Bolivina antegressa* SUBBOTINA, *Bolivina badensis* (HANTKEN), *Bolivina* sp. (cf. *nobilis* HANTKEN), *Cassidulina subglobosa* BRADY, *Cassidulina* ex. gr. *modysensis* CUSHMAN-TODD, *Pullenia bulloides* (ORBIGNY), *Eponides octocameratus* SUBBOTINA, *Eponides umbonatus* (REUSS), *Cibicides borislavensis* AIENSTAT, *Cibicides* cf. *lobatus* (WALKER-JACOB), *Gyroidina soldanii* ORBIGNY, *Globigerina danvilensis* HOWE-WALLACE, *Globigerina liverovskae* (BYKOVA), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina* cf. *ouachitaensis* KOWEWALLACE, *Globigerina postcretacea* MJATLIUK, *Globigerina pseudoedita* SUBBOTINA, *Glo-manomalina mirca* (COLE) a *Chiloguembelina gracillina* (ANDREAE).

Vrchnoeocénno-oligocénny vek flyšového súvrstvia preukazujú i spótomorfy (E. PLANDEROVÁ-P. SNOPKOVÁ 1970): *Polypodiaceae* (*Laevigatosporites haardti* R. POT., *Laevigatosporites discordantus* R. POT., *Leiotriletes adriennis* subsp. *pseudomaximus* TH. et PF., *T. simomaxoides* KRUTZSCH, *T. microsinosus* R. POT., *T. sinuosus* R. POT., *Osmunda* (*Rugulatisporites*) *quintus* PF. et TH.), *Tsuga* cf. *canadensis* typ. RUDOLPH a cf. *Picea*, *Cicatricosisporites dorogensis* R. POT., *Tricolpopollenites microhenrici* R. POT., *Tricolporopollenites cingulum* R. POT., *Dephladrea* cf. *phosforitica* EISENACK.

Pribradlová zóna

Bazálna litofácia brekcií a zlepcov vystupuje na báze paleogénu i v Prečinskej a Domanižskej kotline, a to v transgresívnej pozícii na vápencoch a dolomitoch chočského a strážovského príkrovu, zväčša však na najmladších členoch (neokóm, alb) príkrovu krížňanského. Všade ide o hrubé homogénne klastiká, monomiktne dolomitové zlepenca, len s malým podielom valúnov vápencov. Najčastejšie sú valúny veľké 0,5–5 cm, zriedka 10–15 cm. Vytriedenie valúnov je nedokonalé, vrstevnatosť nezreteľná. Tmel zlepcov je dolomitový a vápnito-piesčitý. Smerom do nadložia pozorovať zjemňovanie klastického materiálu. Zlepenca vytvárajú najrozličnejšie nápadné tvary.

Najvyšší kuis – lutét (= vrchný yprés – lutét)
– flyš s polohami zlepcov

Na rozdiel od južnejších oblastí, flyš v Prečinskej a Domanižskej kotline vykazuje hrubšie polohy zlepcov. Flyš so zlepcovými telesami sa vyvíja z bazálnej litofácie náhle. Skladá sa prevažne z lavíc jemnozrnných, postupne zvrstvených pieskovcov o hrúbke 60–180 cm, striedajúcich sa s ílovcami až

slienovcami (57 % CaCO₃) sivej, zelenkavej až fialovej farby, s výraznou lamináciou. Granulometrický prechod z postupne zvrstvených pieskovcov do ílovcov je pozvoľný. Spodná plocha pieskovcových lavíc býva výrazne ostrá, s hojnými organickými stopami. Pozorovať postupné zvrstvenie (v záreze cesty Pružina–Chmeliská).

Najtypickejším znakom je striedanie pieskovcov a ílovcov so zlepcovými telesami hrúbky od niekoľko decimetrov do niekoľko metrov. Rozloha zlepcových polôh sa dala ojedinele sledovať iba na diaľku 2 km. Dlhé šošovkovité tvary telies sa na obidve strany vytrácajú. Smerom do nadložia zlepcových telies ubúda, pribúdajú ílovce (R. MARSCHALCO 1962).

V zlepcových telesách veľmi často pozorujeme nedokonalé triedenie podľa veľkosti valúnov. Na báze telesa vedľa malých valúnov sú bloky 40–60–100 cm veľké, zvyčajne zložené z organogénnych vápencov (numulitových, riasových aj lumachelových). Úlomky ílovcov (závalky) sú nepravidelne rozložené. V hornej polohe telies sú pieskovce a siltovce poprekladané tenkými vrstvami netriedených zlepcov. Veľké valúny v zlepcových telesách sú málo opracované, menšie lepšie zaguľatené a dobre vytriedené. Miestami je materiál málo triedený, nevytvára vrstevnatosť. Veľkosť valúnov v priemere dosahuje 2–4 cm. Základnou hmotou zlepcov je strednozrnný pieskovec. Bloky organogénnych vápencov, neopracované alebo s nízkym stupňom opracovania, poukazujú na rýchly transport a sú dôkazom rozrušenia redepozície prv vytvorených súvislých organogénnych sedimentov.

Najčastejšími zlepcami, rovnako ako v bazálnej litofácii, sú zlepenca drobnozrnné blokové, zložené výlučne z úlomkov stredotriasových dolomitov (typu mikritov, peliet; 90–98 % s nepatrnou prímiesou vápencov jury, spodnej kriedy (vrchný apt) a strednej kriedy (spodný alb). Priemerná veľkosť dolomitových úlomkov (3–10 cm) sa mení laterálne s typom zvrstvenia. Bloky o veľkosti 2 m nie sú vzácnosťou, výnimočne sú až štvormetrové. Opracovanie je nízke a valúny plochých tvarov sú neznáme. Charakteristické pre zlepenca je nepravidelné až chaotické zvrstvenie s plávajúcimi blokmi v základnej hmote (20–40 %) štrku.

Iný typ predstavujú masívne negradačné zlepenca a brekcie s blokmi až doskami pieskovcov imbrikovných po prúde. Zriedkavejšie sú gradačné zlepenca s normálnou gradáciou úlomkov po celej vrstve a s prechodom do pieskovcov. Tieto znaky, hlavne zlé triedenie spolu s neprítomnosťou šikmého zvrstvenia a pri úplnom nedostatku makroorganických zvyškov, dovoľujú klasifikovať tieto sedimenty ako uloženiny

podmorských sutinových tokov nízkej zrelosti. Vyšší stupeň imbrikácie (30°) je príznačný pre pieskotoky a štrkotoky a iné gravitačné transportné mechanizmy sedimentárnej hmoty (R. MARSCHALCO 1968, 1978).

Zlé vytriedenie balvanových brekcií, prevaha dolomitových úlomkov v klastikách svedčí o deštrukcii hrubých más dolomitových hornín z čela chočského príkrovu. Chočský príkrov lemoval žľab z juhovýchodu vo forme ufatého skalného zrázu (klífu), tektonicky sa vykláňal, dosúval, trhal a drobil.

Základnú regionálnu – tektonosedimentárnu kontrolu sklzov a masových tokov vytváral paleosklon od V na SZ–Z–JZ. Týmto smerom sa kuiský bazén prehlboval a otvoril k západu a k juhozápadu. Litosómy zlepcov západnej vetvy sa jazykovite vytrácajú od zdroja do bazénu, alebo prechádzajú do pieskovcových facií v prúdovom smere (R. MARSCHALCO 1978).

Výsledky skúmania numulitov (M. VAŇOVÁ 1964b) poukazujú na druhove chudobné spoločenstvo s rovnakým charakterom, z viacerých lokalít: *Nummulites gallensis* HEIM, *Nummulites millecaput millecaput* BOUBÉE, *Nummulites rotularius* DESHAYES, *Assilina exponens* (SOWERBY).

Pri Pružine sa našli spoločenstvá lutétu: *Nummulites rotularius* DESHAYES, *Nummulites subdistans* HARPE, *Nummulites burdigalensis burdigalensis* HARPE, *Nummulites gallensis* (HEIM), *Nummulites millecaput millecaput* BOUBÉE, *Assilina exponens* (SOWERBY) a *Assilina laxispira* HARPE. Prítomnosť druhov kuisu – *Nummulites burdigalensis burdigalensis* HARPE a *Assilina laxispira* (HARPE) – naznačuje preplavenie.

V blokoch sa našli aj schránky rodu *Ostrea* aff. *cyathula* LAMARCK a *Pecten* (*Chlamys*) *subtripartita* D'ARCHIAC; posledná forma má rozpätie rozšírenia stredný až vrchný eocén, zo stratigrafického hľadiska má malú hodnotu.

Foraminiferové spoločenstvo zo slieňovcov šedozelenej farby poukazuje na spodný a stredný eocén (O. SAMUEL et al. 1972) *Globigerina* ex gr. *eocenica* TERQ., *Globigerina turgina* FIN., *Globigerina eocena* GÜMB., *Globigerina inaequispira* SUBB., globorotálie *Globorotalia aragonensis* NUT., *Globorotalia renzi* BOLLI, *Globorotalia spinulosa* CUSHMAN. Hodno si všimnúť, že zlepcové telesá veľkej rozlohy a hrúbky vystupujú v ílovcoch s výlučne planktónovou mikrofauou.

Mikrofauna stredného eocénu sa našla v Domanižskej kotline v ílovcovom súvrství s polohami jemnozrnných vápnitých pieskovcov pri Malej Lednici (V. KANTOROVÁ 1956): *Ammodiscus incertus* (D'ORB.), *Glomospira charoides* JONES et PARKER, *Cyclammina amplexans* GRZYBOWSKI, *Ammodiscus incertus* (GRZYB.), *Turborotalin* (*Acarinina*) *triplex* (SUBB.),

Turborotalin (*Acarinina*) *pseudotopilensis* (SUBB.).

V tej istej oblasti pri Malej Lednici vložky červeno-hnedých, zelenošedých škvŕnitých silne vápnitých ílovcov vystupujúcich uprostred flyšu obsahujú ojedinele vrchnoeocénne foraminivery *Globigerinoides index* FINLAY.

Zvyšky paleogénu sa našli i pri Mojťine v nadloží bebravskej jednotky ďaleko od čelných častí vyšších príkrovov. Hrubozrnné i jemnozrnné zlepcence a brekcie obsahujú vložky numulitových vápencov. Numulity (D. ANDRUSOV–K. KÖHLER 1963) – *Nummulites exilis* (DOUV.) – i foraminifery (J. SALAJ 1962b, J. SALAJ–O. SAMUEL 1966) *Alveolina ruettimayeri* HOTT a *Alveolina oblonga* D'ORB. poukazujú na yprésky vek bazálneho súvrstvia. K jeho osobitostiam patrí prítomnosť valúnov bauxitu i prítomnosť bauxitového tmelu; je to dôkaz vzniku bauxitov v tejto oblasti pred spodným eocénom.

Pribradlový charakter paleogénu v oblasti Mojťina dokladá i prítomnosť zlepcových polôh uprostred nadložného flyšového súvrstvia (M. MAHEL 1964a).

NEOGÉN

(Spracované podľa podkladov E. BRESTENSKEJ)

Neogén pri okrajoch Strážovských vrchov vytvára výplň kotlín Považského podolia – Ilavskej a Trenčianskej. 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 v podobe denudačných zvyškov. Odkryté sú napr. pri trenčianskom hrade, pri Košeci a pri severných okrajoch Bánovskej pahorkatiny. Zväčša ide o bazálnu časť súvrstvia, karbonátové zlepcence a pieskovce egenburgu. Súvislý profil spodnomiocénnym súvrstvím 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, šliřový až flyšovitý. 1000

Egenburg – bazálne súvrstvie

Bazálne súvrstvie tvoria predovšetkým karbonátové zlepcence 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. MAHEL 1952). Častejšie vyplňuje prie-

hlbiny v členitom podklade. Spevnenie zlepencov je rôzne, vytvára ho karbonátový tmel, miestami dolo-
mitový piesok. V takom prípade sú častejšie zlepence
rozpadavé. Na viacerých miestach sa v bazálnych
zlepencoch našla egenburská makrofauna (určila A.
ONDREJČKOVÁ) s charakteristickými druhmi: *Pecten*
hornensis, *Chlamys justiniana*, *Anomia ephippium*
costata, *Pitaria schafferi*.

Pieskovce obstarávajú prechod do šlírového sú-
vrstvia. V oblasti Neporadze a Dolných Motešíc je
však na viacerých profiloch v priamom nadloží zle-
pencov pelitické súvrstvie.

Egenburg a šlír – ílovce vápnité a aleuritické

V spodnejších polohách šlírového súvrstvia je častej-
šie striedanie pelitov s vápnitými lavicovitými pies-
kovcami. Piesčítej i vápnitej zložky smerom do nadlo-
žia ubúda v šlírovom súvrství sivých a žltosivých
ílov. Pritom profil šlírom vykazuje vertikálnu zmenu
mikroasociácie. V spodnej časti je mikroasociácia
s prevahou lageníd a aglutinancií, vyššie s pyritizova-
nými rozsievkami a foraminiferami; nasleduje asociá-
cia s rádioláriami a vo vrchnej časti so silikoplacentí-
nami. Šlírové súvrstvie znamená teda prehĺbenie sedi-
mentačného prostredia, v ktorom je v najvrchnejšej
časti výraznejšie zníženie salinity.

V najvyšších častiach súvrstvia egenburgu sa striedajú pelity s rozpadavými pieskovcami. Ide o spodnú časť tzv. flyšovitého súvrstvia spodného miocénu Bánovskej kotliny, ktorá siaha až do spodného karpátu. Hrubší 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 nájde v útržkoch miestami i v nadloží centrálnokarpatského flyšu v Hornonitrianskej kotlině. Je charakteristický brakickými a sladkovodnými usadeninami. Zlepencové fácie z egenburgu sa našli pri Kľačne (V. ČECHOVIČ 1950).

Rozšírené a hrubé je šlírové súvrstvie, ktoré miestami, hlavne v severnej časti, vytvára podložie vrchno-
tortónskeho uhľonosného súvrstvia. Ide hlavne o tma-
vosivé, prevažne piesčité slienité íly a ílovce s ojedinelými vložkami zlepencov, prípadne slaboslienité íly a piesčité íly s tenkými vložkami jemnozrnných pieskovcov a piesčitých ílovcov. Najhrubšie sú pri Opatovciach – 167 m (M. BRODŇAN 1970). Stredný miocén leží miestami priamo na flyšovom súvrství. Predstavuje ho vulkanicko-sedimentárny komplex uhľonosný (báden), ílovcový (sarmat) a vulkanická formácia sarmatu až vrchného pliocénu.

Pliocén – dáak – fluviálnolimnické štrky s vložkami pieskov a piesčitých ílov

Je to súvrstvie stratigraficky radené k dáaku. Vystupuje v malých hrúbkach v podobe denudačných zvyškov v nadloží spodnokarpatského paleogénu a spodného miocénu pri severných okrajoch Bánovskej kotliny. Jeho súvislejšie a hrubšie polohy sú až vo vlastnej Bánovskej kotlině, od Bánoviec nad Bebravou na juh.

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

Výplň Ilavskej kotliny tvoria polymiktné štrky miestami slabo spevnené, polymiktné pieskovce a šedé, žltkavé a zelenkavé, miestami vápnité íly rozložené v šošovkovitých polohách. Súvrstvie dosahuje hrúbku do 100 m.

KVARTÉR

(Spracované na základe podkladov (I. VAŠKOVSKÉHO))

Štruktúra, hlavne morfoštruktúrna pestrosť Strážovských vrchov, sa odrazila v mozaike rôznych variet štruktúrno-morfologických foriem i v typoch kvartérnych sedimentov. V reliéfe možno odlíšiť tri základné denudačné formy: stredohorský systém priečny a sieť mladých dolín vhlbených do priečnej 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. Predstavujú ich sedimenty proluviálne a fluviálne; zriedkavejšie sa vyskytujú spraše, sprašové hliny a sladkovodné vápence.

Svahové sedimenty sú prevažne vrchnopleistocénne (würm) a holocénne, hrúbky 3–4 m, len zriedka 12 m, sú:

- kremito-hlinité, zväčša viazané na svahy budo-
vané medzi horninovými komplexmi,
- hlinito-piesčité na svahoch kryštalinika,
- hlinito-kamenité zväčša na skalných komple-
xoch mezozoika.

Osobitnú skupinu svahových sedimentov tvoria zosuny, ktoré vznikli spravidla premiestnením kvartérnych sedimentov. Zriedkavejšie na strmých svahoch (z. svah Strážova) sa nájdu zosuny starších útvarov. Sú to zväčša zosuny plošné, zriedkavejšie prúdové. Miestami vznikli mladé aktívne zosuny podkopaním svahov (hlavne v Trenčíne).

Proluviálne sedimenty

Proluviálne sedimenty vytvárajú kužele pri úpätiach Strážovských vrchov (napr. v doline Nitrice pri Ni-

trianskych Sučanoch, na okolí Nitrianskych Rudnian a Liešťan) na stykoch pohoria a kotliny (pri Bojniciach). Sedimenty kužeľov sa vyznačujú prítomnosťou pomerne slabo opracovaného úlomkového materiálu s piesčito-hlinitou prímiesou, s vrstevnatosťou niekde viac, inde menej výraznou. Petrografické zloženie kužeľových materiálov je pestré, závislé od zloženia zberných oblastí tokov. V severozápadnom okolí Prievidze sú tri generácie kužeľov. Všetky sú pleistocénneho veku, nízke, stredné i vysoké, (M. LUKNIŠ 1968). Hrúbka kužeľovej akumulácie je 2–15 m.

Ris – aluviálne sedimenty, piesčité štrky

Fluviálne sedimenty 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 (I. VAŠKOVSKÝ 1977).

Rozsah sedimentov na dne potokov je menlivý, závisí od typu dolín niekde úzkych, inde kaňonovitých s pomerne strmým spádom pozdĺžneho profilu, s časťami hlbokým vrezom dolín tvaru V. Aktívne zarezávanie potokov do podložných hornín pokračuje rovnako ako transport úlomkového materiálu zo svahov. Hrúbka fluviálnych sedimentov sa pohybuje od 1 do 5 m. V zložení prevládajú piesky, štrky, ale i balvany a úlomky; jemnejších hlinitých častíc je málo.

Poriečna niva Váhu predstavuje najvýraznejšiu akumuláciu kvartérnych sedimentov; ich hrúbka dosahuje 5–9 m. Na báze sú obyčajne pomerne 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 síce menlivé, v priemere vyjadrené nasledovnou skladbou (E. HORNIŠ 1956): žuly 37,1 %, potom kremeň, kremence, 25,5 %, vápenec 20,4 %, pieskovec 12,5 %, ruly 1,1 %, dolomity 1,1 % bázické vyvreliny 1 %. Štrkový materiál je dobre opracovaný, má tvar oválny, podlhovastý, doštičkovitý a sploštený.

I petrografické zloženie sedimentov stredného tera-

sovitého stupňa Váhu je v podstate rovnaké. Ich hrúbka dosahuje 5–10 m. Na povrch vystupujú hlavne štrkopiesky, najmä na hrane terasového stupňa, ktorého podstatnú časť zakrývajú sprašové hliny.

Sprašové hliny sú zvlášť hojné v okolí Trenčína smerom k Soblahovu, pri okrajoch Bánovskej kotliny i v okolí Prievidze a v okrajových častiach Hornej Nitry. Sú prevažne nevápnité alebo slabo vápnité, farby žltej, žltohnedej a hnedej (priemer CaCO_3 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, prevládajú prachovité frakcie 58–82 %, piesčité frakcie 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, vápnité, obsah CaCO_3 sa pohybuje od 3 do 27,6 %, v priemere 11,4 %. Obsahujú vápnité konkrécie až do veľkosti 7 cm, dva výraznejšie horizonty fosílnych plôch i malakofaunu. V zrnitostnom zložení spraší má prevládajúce postavenie prachovitá frakcia, 52–83 %; kolísavým obsahom zastúpená je piesčitá frakcia, 5–34 % a ílovitá, 4–24 % Md=0,15–0,04 mm.

Na viacerých miestach vystupujú v prameniskách minerálnych vôd sladkovodné vápence prevažne holocénneho veku najčastejšie sypké penovce (piesčité), ľahké penové penovce i silne pórovité travertíny až sladkovodné vápence (Bojnice). Miestami tvoria sladkovodné vápence rozsiahlejšie kopy, ktoré vznikli počas posledného interglaciálu (Trenčianske Teplice, Bojnice).

Terasy

V úseku Ilava – Hloža sú vymedzené (J. SALAJ – A. BEGAN – J. PRISTAŠ 1983) nízka, stredná a dve vysoké terasy. Eolické sprašové sedimenty s chladnomilnou malakofaunou a s *Mamthus primigenius* (BLUM.) (zuby, kly; určenie Z. SCHMIDTA) sa nachádzajú medzi nízkou a strednou terasou.

TEKTONIKA

TEKTONIKA KRYŠTALINIK A SUCHÉHO A MALEJ MAGURY

Základné rysy 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, 1980, 1981, M. PUTIŠ 1979, Š. KAHAN-M. PUTIŠ 1980, F. HROUDA-Š. KAHAN-M. PUTIŠ 1982).

Nápadným rysom stavby kryštalinika v Strážovských vrchoch, a to v obidvoch jadrách, je vystupovanie základných horninových typov pararúl, migmatitov a granitoidov v pruhoch premenlivej hrúbky, od niekoľko desiatok metrov do niekoľko km. Pritom ich rozloženie svedčí o tom, že každé z jadier predstavuje zložitú megaantiklinórium (A. KLINEC 1962, Š. KAHAN 1979) s najväčším vyklenutím pozdĺž centrálnych hrebeňov budovaných prevažne granitoidnými horninami. Na stavbe sa podieľa niekoľko zreteľných makroštruktúr (obr. 32, 33, 34).

V Suchom, zo západu i z východu od ústredných granitoidov, je nápadná závislosť stupňa migmatitizácie od postavenia pláštia voči granitoidnému masívu. Migmatity vzdialenejšieho pruhu (Čierny vrch-Okrúhly vrch) zastupujú arteritové typy až migmatitizované pararuly, teda horniny s prevládajúcim podielom substrátu. Pruh migmatitov Rudnianska Lehota-Nevidzany vykazuje prevládajúci podiel metatektu i priame injekcie granitoidného materiálu. Zato biotitové a kremité pararuly vystupujúce i uprostred granitoidov vykazujú s nimi ostré „suché“ kontakty (Š. KAHAN 1976). Najexternejšie časti kryštalinika budujúce pararuly v Suchom predstavujú priame podložie mezozoika.

V masíve Suchého je v západnej časti výraznejšia synklinála v oblasti Závadskej doliny a viaceré lokálne antiklinály. Ich osi majú zhruba severojužný priebeh, v severnej časti sa však stáčaajú do smeru SV-JZ a pri Čavoji do smeru VSV-ZJZ. Priebeh antiklinálnych pruhov je zhodný s priebehom granitoidných telies. Vo východnej časti jadra je rozložená výraznejšia synklinálna štruktúra, ktorá sa napája na systém vztýčených „šupín“ detailne zvrásnených migmatitov pri východnom okraji jadra (Š. KAHAN 1979).

Pararuly, migmatity a čiastočne i granitoidy vykazujú jednotný charakter foliácie s_1 v juhozápadnej časti s prevládajúcimi smermi SSV-JJZ až S-J; v severozápadnej a severnej časti smery JZ-SV až V-Z (A.

KLINEC 1958, 1962, Š. KAHAN a kol. 1978). V severnej časti kryštalickej jadier teda dochádza k pootočeniu smeru štruktúr. Väčšina plôch s_1 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 v migmatitoch (Š. KAHAN 1979).

Priebeh B-osí vrás úzko súvisí s priebehom plôch s_1 a je nimi bezprostredne ovplyvnený. Časť B-osí so striedavým miernym až stredným úklonom naznačuje i uplatnenie priečného „otvoreného“ vrásnenia vzhľadom k hlavnému smeru plôch s_1 .

Drobné vrásy veľkosti 100 cm, hojné v migmatitoch, zriedkavejšie v rulách, sú valcovité s miernym až tesným záverom, kongruentné i koncentrické, často združené, kľukaté pygmatické, častejšie so zdvojeným jadrom. V rulách sú hojnejšie vrásy milimetrových rozmerov (M. PUTIŠ 1979).

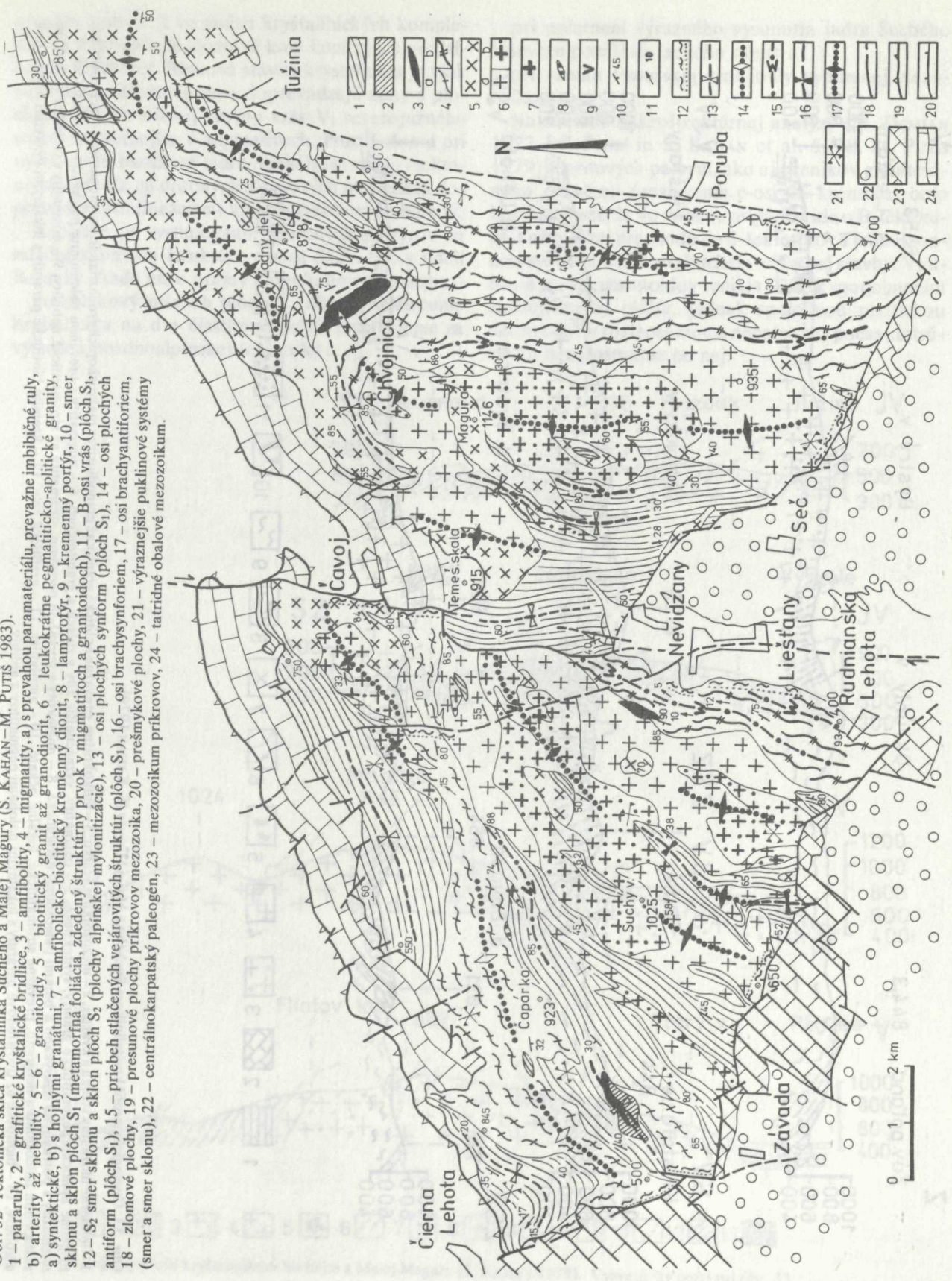
V Malej Magure jadro vykazuje menší podiel hornín pláštia, je viac vyzdvihnuté. Dominujúcim štruktúrnym prvkom sú predalpínske foliačné plochy (plochy s_1) opäť v južnej časti prevažne strmo vztýčené, s charakteristickým priebehom S-J až SSV-JJZ. Najvýraznejšia antiklinálna štruktúra je v centrálnej časti pohoria; je súbežná s hlavným chrbtom. Priebeh v smere J-S, v severnej časti sa stáča do smeru SV-JZ. Západne od nej je niekoľko čiastkových synklinál budovaných biotitickými pararulami a migmatitmi. Východne od centrálného hrebeňa sú viaceré brachyštruktúry (Š. KAHAN 1979). Sklony foliácií k západu a východne k centrálnej osi pohoria sú strmé; vejárovitá stavba je výrazná. Striedavo mierny až stredný úklon časti B-osí naznačuje uplatnenie priečného „otvoreného“ vrásnenia v pomere k smeru s_1 plôch v jadre Malej Magury.

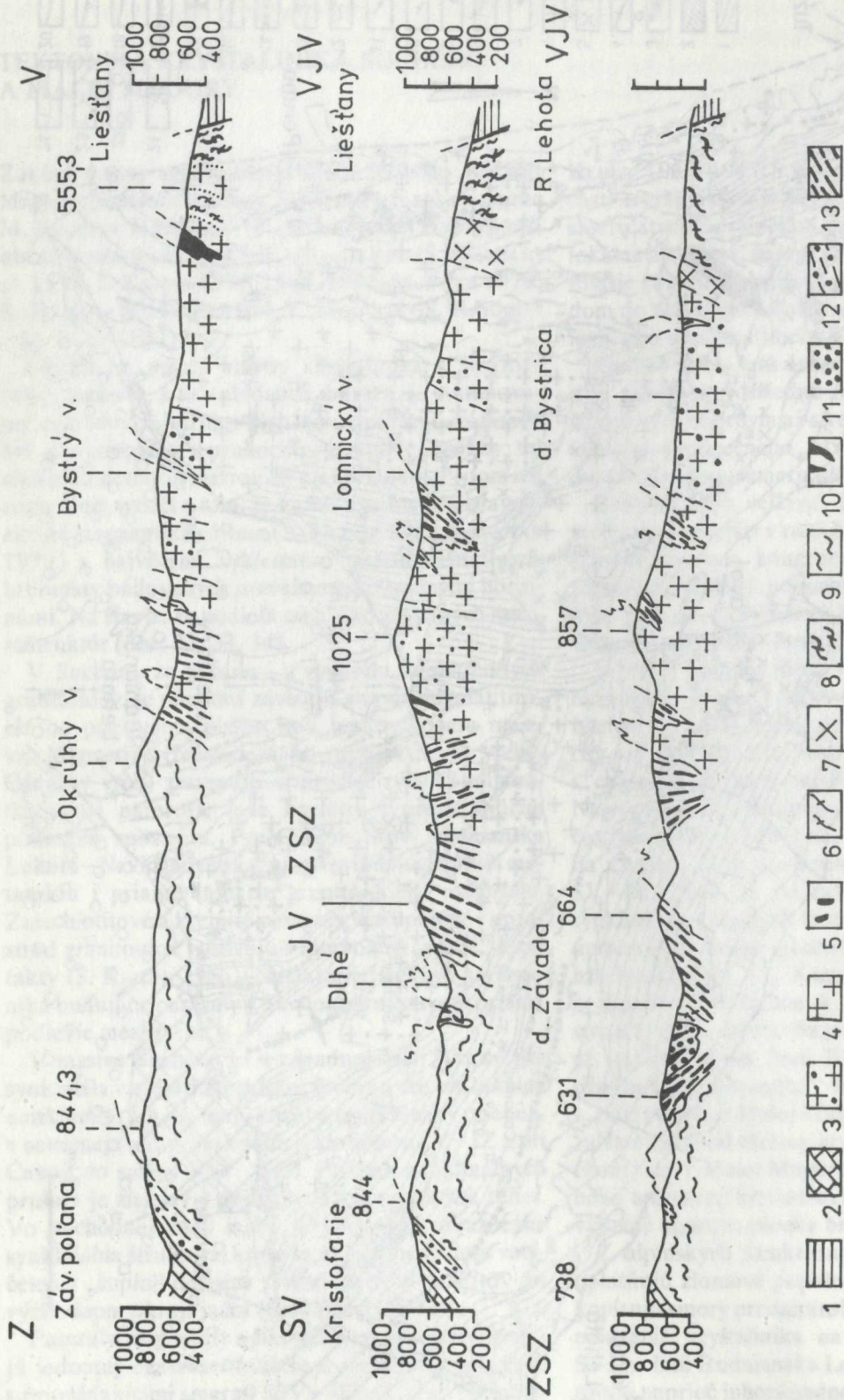
Na rozdiel od väčšiny kryštalickej jadier, ani v Suchom, ani v Malej Magure niet mezozoika zavrásneného uprostred kryštalinického komplexu. Nie sú ani výrazné alpínske plochy bridličnatosti s_2 .

Z alpínskych štruktúrnych elementov sa výrazne uplatňujú zlomové popaleogénne línie, ktoré jednak kopírujú smery predalpínskych štruktúr (zlomové obmedzenie kryštalinika na východe; smer približne S-J na línii Rudnianska Lehota-Čavoj), jednak pretínajú naprieč juhozápadné a južné obmedzenie kryštalinika v úseku Závada pod Čiernym vrchom-Rud-

Obr. 32 Tektonická skica kryštalinika Suchého a Malej Magury (S. KAHAN—M. PUTIS 1983).

1 – pararuly, 2 – grafické kryštálické bridlice, 3 – amfibolity, 4 – migmatity, 5 – biotitický granit až granodiorit, 6 – leukokrátne pegmatiticko-aplitické granity, 7 – amfibolicko-biotitický kremenný diorit, 8 – lamprofir, 9 – kremenný porfyr, 10 – smer sklonu a sklon plôch S₁ (metamorfná foliácia, zdedený štruktúrny prvok v migmatitoch a granitoïdoch), 11 – B-osi vrás (plôch S₁), 12 – S₂ smer sklonu a sklon plôch S₂ (plochy alpinskej mylonitizácie), 13 – osi plochých synform (plôch S₁), 14 – osi plochých antiform (plôch S₁), 15 – priebeh stlačených vejárovitých štruktúr (plôch S₁), 16 – osi brachysynform, 17 – osi brachyantiform, 18 – zlomové plochy, 19 – presunové plochy príkrovov mezozoika, 20 – prešmykové plochy, 21 – výraznejšie puklinové systémy (smer a smer sklonu), 22 – centrálno-karpatský paleogén, 23 – meozoikum príkrovov, 24 – tatrinské obalové meozoikum.





Obr. 33 Geologický profil kryštalinikom Suchého a Malej Magury (Š. KAHAN 1979).

1 - terciérne uloženiny vcelku a kvartér, 2 - mezozoikum vcelku, 3 - leukokrátne, prevažne aplitické granity až granodiority s makroskopicky rozoznateľnými granátmi, 4 - pegmatitické, prípadne aplitico-pegmatitické granity, syntektické, 5 - pegmatity, význačnejšie žily v rulách a granitoidoch, 6 - migmatity s prevahou paleosómu, páskavé - stromatitické, 7 - migmatity s potrhavými šošovkami a blokmi paleosómu, nebulitické, 8 - migmatity s prevahou neosómu, stromatity až stromatitické nebulity, 9 - migmatity s približne rovnakým zastúpením paleosómu a neosómu, prevažne stromatitické, lokálne očkáté, 10 - amfibolity, 11 - grafitické ruly, 12 - kremité biotitické pararuly s lokálnymi výskytmi pegmatitov a aplítov, 13 - biotitické až dvojsľudové pararuly s lokálnymi výskytmi pegmatitov a aplítov.

nianska Lehota. I vo vnútri kryštalinických komplexov sa nájdu mladé zlomové línie kopírujúce predalpínske štruktúry. Blokovaná stavba kryštalinika je však nevýrazná. Zlomové línie doprevádzajú zóny s plochami kliváže osovej roviny vrás V_1 severojužného smeru, zreteľnejšie v migmatitoch. Pozdĺž zlomu pri východnom ukončení jadra Suchého sa nájdu i tektonické zrkadlá na drobných zlomových poruchách doprevádzaných lineáciami kĺzania čiastkových blokov.

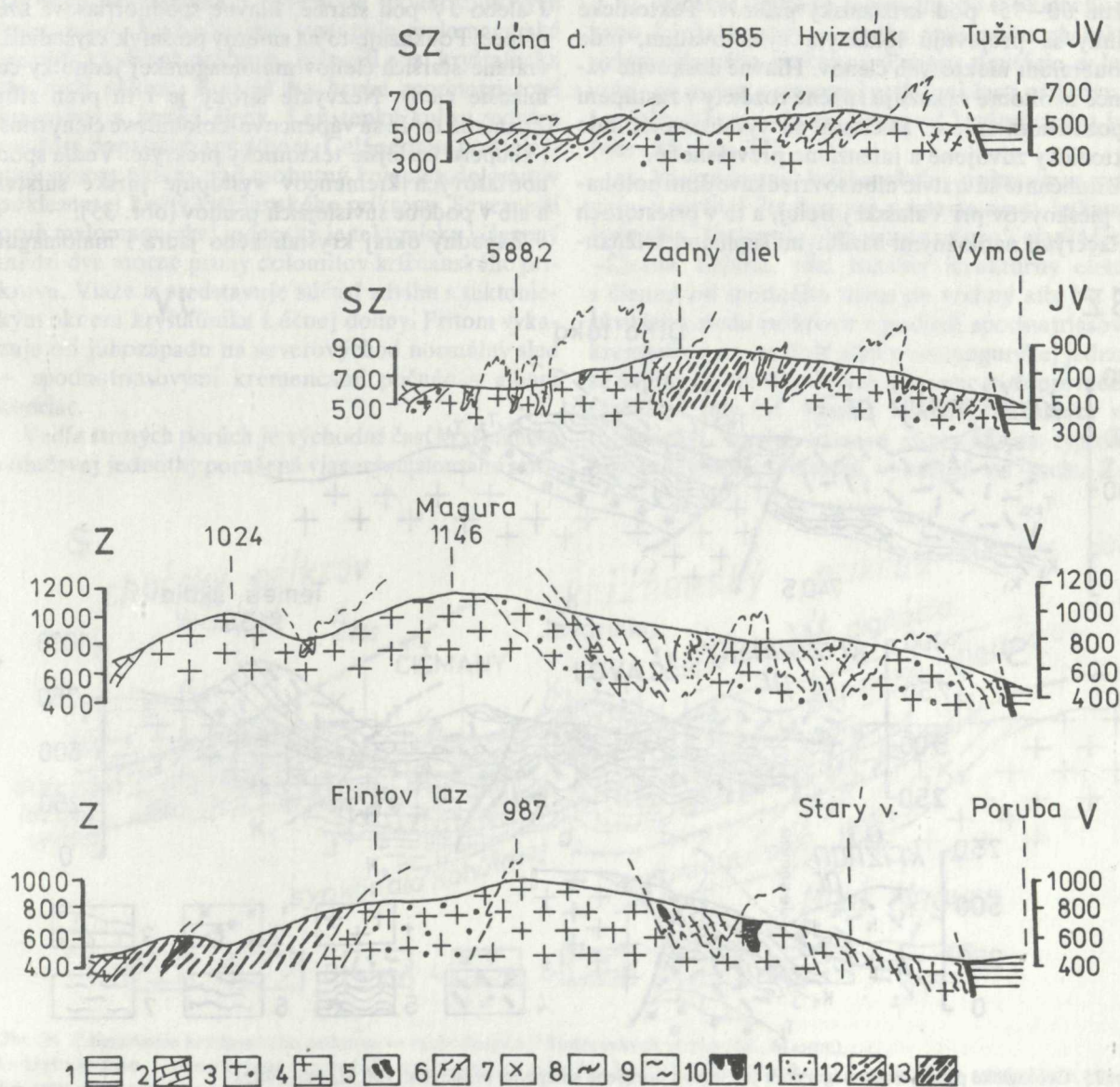
Nápadné je vystupovanie kremitých porfýrov na mladej zlomovej štruktúre smeru SSZ–JJZ v údolí Belanky. Azda ide o prejav alpínskeho vulkanizmu.

Poloblúkový priebeh plôch s_1 , ako aj rozčlenenie kryštalinika na dve čiastkové jadrá, považujeme za výsledok pozdnoalpínskej tektoniky:

pri uplatnení výrazného vysunutia jadra Suchého k severu pozdĺž diviackeho zlomu a

pri vzniku temešskej synklinály vyplnenej mezozoikom.

Na základe mikroštruktúrnej analýzy (M. DEMIAN 1972, M. PUTIŠ in Š. KAHAN et al. 1978, M. PUTIŠ 1979) biotitových pararúl, ako aj prenikov granitoidného neosómu (zostavenie c-osi SS-kremeňa) bolo konštatované, že vo väčšine prípadov ide o B-tektonity, s náznakmi prechodu do S-tektonitov s jednoklonnou symetriou homotactickej vnútornej stavby. Vnútoraná stavba granitoidov vznikla jednak spodobením staršej stavby plášťa, jednak spoločnou plastickou deformáciou (paleosómu a neosómu) počas „intrúzie“ a bezprostredne po nej.



Obr. 34 Geologický profil kryštalinikom Suchého a Malej Magury (Š. KAHAN 1979). Vysvetlivky pozri pri obr. 33.

Z hľadiska štruktúrneho plánu sa dominantnou javí predalpínska tektogenéza (variská, pravdepodobne za účasti ešte staršej). Alpske prepracovanie kryštalinika je pomerne slabé (ovplyvnenie smeru plôch s_1) a nemení podstatne starší štruktúrny plán.

MALOMAGURSKÁ JEDNOTKA

Obalové mezozoikum Suchého a Malej Magury, známe ako malomagurská jednotka, vystupuje v podstate len pri severozápadnom vonkajšom okraji roz dvojeného kryštalickeho jadra.

Vytvára jednoduchú monoklinálu so sklonom prevažne 60–75° pod križňanský príkrov. Tektonické účinky sa prejavujú lokálnym vyvalcovaním, inde nabubraním niektorých členov. Hlavne doskovité vápence neokómu vykazujú značné rozdiely v zastúpení v pozdĺžnom smere. Miestami sú vyvalcované, inde tektonicky zdvojené a intenzívne prevrásnené.

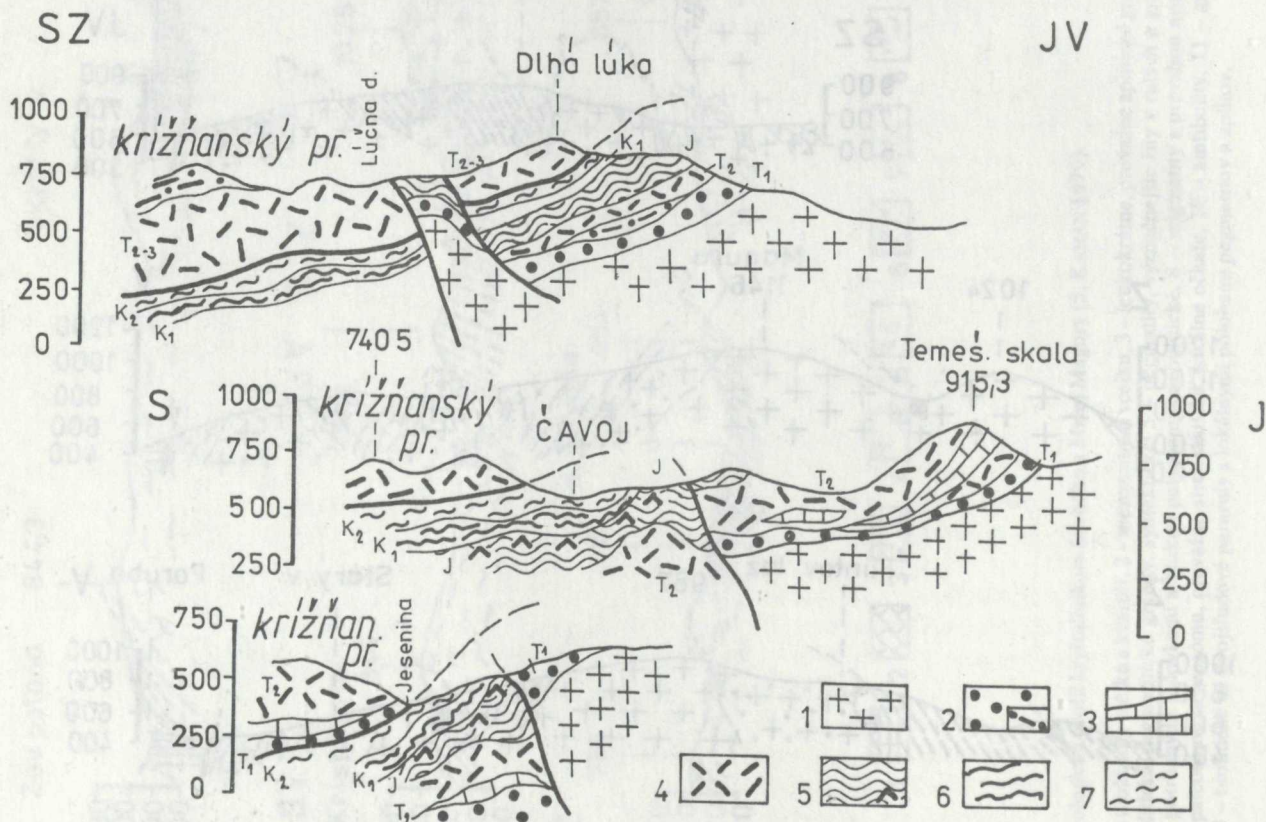
Bridličnaté súvrstvie albu so zriedkavejšími polohami pieskocov pri Valašskej Belej, a to v priestoroch s viacerými nadložnými bazálnymi šupinami križňan-

ského príkrovu, vykazuje výrazné stopy slabej metamorfózy, množstvo drobných vrás a rýh.

Nápadné je nerovnomerné rozloženie vápencovo-dolomitových komplexov triasu, ich časté chýbanie hlavne na severozápadnom svahu kryštalickeho jadra Malej Magury. Tu sa najčastejšie stýka liasové súvrstvie priamo s kremencami, členmi spodného triasu, hlavne tenkými verfénskymi vrstvami. Naopak, v oblasti vrchu Svibiny západne od priečneho diviackeho zlomu, ktorý rozpoluje kryštalicke jadro a člení ho na masív Suchého a Malej Magury, vystupuje v temešskej synklinále smeru S–J hrubý, obsahovo najpestrejší vápencovo-dolomitový komplex.

Na viacerých miestach pri Čavoji, ale i juhozápadne od Gápľa je zjavný strmší sklon mladších členov na J alebo JV pod staršie, hlavne spodnotriasové kremence. Poukazuje to na smerný prešmyk kryštalinika vrátane starších členov malomagurskej jednotky cez mladšie členy. Nezvykle široký je i tu pruh albu. Znamená to, že sú vápencovo-dolomitové členy triasu i keuperu častejšie tektonicky prekryté. Vedľa spodnotriasových kremencov vystupuje jurské súvrstvie a alb v podobe súvislejších pruhov (obr. 35).

Západný okraj kryštalickeho jadra i malomagur-



Obr. 35 Geologické profily malomagurskou jednotkou porušené smernými prešmykmi (M. MAHEL 1982).

1 – kryštalinikum, 2 – spodný trias, prevažne kremence, 3 – stredný trias, vápence, 4 – stredný trias až karn, dolomity, 5 – jura (nečlenená), 6 – neokóm, doskovité vápence s rohovcami, 7 – alb, bridlice, vložky pieskocov.

skej jednotky je ufatý sústavou radišského zlomu. Pritom je nápadná redukcia členov v najzápadnejšom cípe, zastúpených len drobnými šošovkami jury a neokómu.

Menšiu štruktúrnú komplikáciu pri vonkajšom okraji masívu Suchého predstavuje malá synklinála pri laze Trhanie. I ona je ovplyvnená (obdobne ako temešská) hrubším komplexom vápencovodolomitových komplexov triasu a sprevádzaná jurskými členmi.

Výraznejšie tektonické komplikácie v stavbe kryštalinika i malomagurskej jednotky vo východnom úseku sú východne od Tužinskej doliny. Tu na južnom svahu bočnej doliny Lúčnej uprostred malomagurskej jednotky a krížňanského príkrovu sa vynára tektonické okno kryštalinika v sprievode spodnotriasových kremencov. Východnejšie vystupuje malomagurská jednotka v dvoch pruhoch. Južnejší obal kryštalinika má malé sklony. Budujú ho hrubé spodnotriasové kremence a jurské členy. Len tenkú kulisu vytvára neokóm doprevádzaný albom. Celá séria sa pod miernym uhlom ukláňa pod mohutný komplex dolomitov poklesnutej kryhy krížňanského príkrovu. Severnejší pruh malomagurskej jednotky je tektonicky včlenený medzi dva mocné pruhy dolomitov krížňanského príkrovu. Viaže a predstavuje súčasť zdvihu s tektonickým oknom kryštalinika Lúčnej doliny. Pritom vykazuje od juhozápadu na severovýchod normálny sled – spodnotriasovými kremencami počnúc a albom končiac.

Vedľa strmých porúch je východná časť kryštalinika i obalovej jednotky porušená viacerými zlomami sme-

ru S–J i SZ–JV. Tieto sa podieľajú na lokálnych komplikáciách stavby.

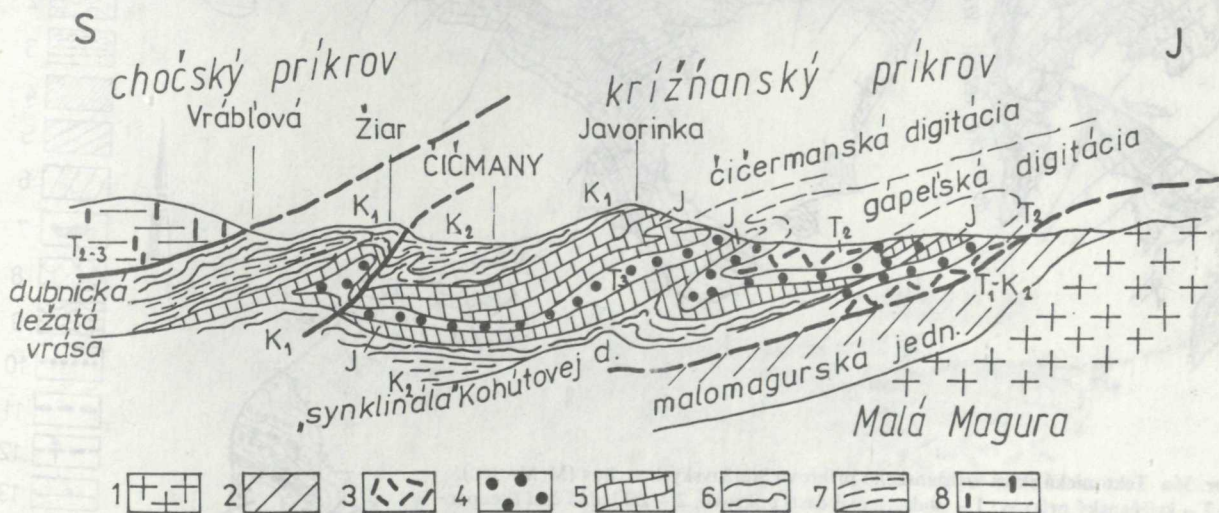
KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Krížňanský príkrov je najrozsiahlejšou jednotkou Strážovských vrchov s radom znakov, ktoré majú celokarpatský význam a v určitom smere tento príkrov charakterizujú. Patrí k nim:

a) Polyštruktúrnosť, ako odraz viacsériovosti (polyfáciálnosti v zmysle A. TOLLMANNA), s kmeňovým zliečovským a odnožovým belianskym príkrovom.

b) Početné digitácie regionálneho i lokálneho rozsahu i ležaté vrásky – znaky vrásového charakteru pripovrchového príkrovu. Pritom digitácie a ležaté vrásky sú nielen v severnej pričelnej časti príkrovu, ale i v južnej časti pohoria južne od kryštalického jadra (obr. 36, 36a, 37).

a) Viacsériovosť krížňanského príkrovu sa prejavuje v určitej štruktúrnej samostatnosti belianskej jednotky. Vystupuje hlavne v priestore Valaská Belá – Čierna Lehota, ako bazálny štruktúrny element s členmi od spodného triasu po vrchný alb. Na báze súvislého sledu príkrovu v podloží spodnotriasových kremencov a v nadloží albu malomagurskej jednotky sú šupiny spodnotriasových kremencov doprevádzané útržkami žuly (M. MAHEL 1948b), tektonicky silne rozdrvenej. Hrubé triasové členy vývinu typického pre krížňanskú jednotku vykazujú na vrchu Ždiar



Obr. 36 Zdigitovanie krížňanského príkrovu vo východnej časti Strážovských vrchov (M., MAHEL).

1 – kryštalinikum, 2 – spodný trias – vrchný alb, malomagurská jednotka, 3–7 – krížňanský príkrov: 3 – anis (T₂) – spodný karn, vápence, dolomity, 4 – vrchný karn (T₃) – réť – karpatský keuper a réť, 5 – jura (J) v zliečovskom vývine s fleckenmerglom a rádiolaritmi, 6 – titón – apt, slieňité vápence (K₁), 7 – alb – spodný cenoman (K₂), slieňovce, pieskovce, 8 – chočský príkrov (T₂₋₃).

zdigitovanie. Uprostred dolomitov vystupuje pruh keuperu a rétu. Charakteristickými pre tento spodný štruktúrny element je čiastkový príkrov beliansky ako osobitná sekvencia, počnúc liasom s morfológickými výraznými vápencami jury až spodného albu. Nápadnú morfológickú kulisu vytvárajú v súteske hradskej pri severnom konci Valašskej Belej a v doline Čierneho potoka severne od Čiernej Lehoty.

Zložitá stavba pri severnom okraji hrebeňa Čierneho vrchu i na jeho západnom svahu s dvoma paralelne prebiehajúcimi pruhmi titónsko-spodnoalbských vápencov a vynorenie starších členov, vrátane keuperu

uprostred členov jurských a spodnokriedových, je dôsledkom zdigitovania čelnej časti jednotky. Preukazuje to i vystupovanie tmavých slienitých bridlic albu spod komplexu šedých vápencov barémsko-spodnoalbského veku v doline Čierneho potoka. I výstupy skalného pruhu týchto vápencov (predovšetkým aptsko-spodnoalbských) uprostred bridličnato-pieskovcového súvrstvia albu na západnom svahu Čierneho potoka sú dôsledkom čelových digitácií. Názorne to zachycuje profil vedený cez západný svah Čiernej hory, ďalej na západ cez dolinu Čierneho potoka a na jeho západné svahy (obr. 38, 39).



Obr. 36a Tektonická skica križňanského príkrovu Strážovských vrchov (M. MAHEL).
 1-7 - križňanský príkrov, 1 - podstavcové časti príkrovu, 2 - základná časť (keuper-spodná krieda) príkrovu, zliechovský typ, 2a - plytkovodnejší typ, 3 - alb zliechovskej sekvencie, 4 - beliansky odnožový príkrov, keuper-alb, 5 - šupiny Kremenín, 6 - šupiny nozdrovické, 7 - strechové digitácie, 8 - manínske „bradlá“, 9 - manínsky „obal“ - alb-cenoman, 10 - osi ponárajúcich sa antiklinál, digitácií, 11 - osi ponárajúcich sa synklinál, 12 - ležaté vrásy, 13 - prešmyky utínajúce spätné antiklinály, 14 - línie 1. radu, 15 - línie 2. radu.

Južne od doliny Bebravy jurské i kriedové členy belianskej jednotky sa objavujú v menších šošovkách. Rozsiahlejšie sú na svahoch Kamenných vrát pri západnom okraji kryštallického jadra Suchého. Zložitosť stavby dokumentuje tu len 5–10 m široký pruh keuperu a rétu uprostred jursko-spodnokriedových členov. Belianska jednotka je tu vztyčená; jej mladší člen – tmavosivé aptské vápence na (tektonickom) styku s neokómom nadložnej zliechovskej sekvencie sú sklonené miestami až 90°. Spodné členy belianskej série pri západnom okraji majú sklon podstatne miernejší; séria stratigraficky nadväzuje na antiklinálny pruh stredotriasových dolomitov a vápencov. Ten má na západnom krídle mladšie členy zliechovskej sekvencie v normálnom slede. To znamená, že pruh triasových členov má na jednom krídle mladšie členy belianskeho (plytkovodného), na druhom zliechovského (hlbokomorského) typu.

Pri Valaskej Belej, teda v hlavnom priestore rozloženia belianskej jednotky, je pozoruhodný jej vzťah k podstatnej časti krížňanského príkrovu. V nadloží albu belianskej jednotky sú šupiny dolomitov, jury a neokómu, tzv. šupinové pásmo Kremeniny. Jeho charakteristickým znakom sú „zmiešané“ typy facií jury, čo prechodné vývinu podrobnejšie opísané na str. 64. Svojím postavením sú analogické šošovkovému pásmu Žľabín v Belianskych Tatrách. I v Strážovských vrchoch v nadloží šupín Kremenín vystupuje krížňanský príkrov zastúpený západnou časťou gápeľskej digitácie. Užšia genetická i štruktúrna zomknutosť s podložným belianskym čiastkovým príkrovom sa prejavuje viacerými znakmi.

Nadložná štruktúra krížňanského príkrovu (gápeľská digitácia) začína až keuperom. Nemá typické podstavcové vápencovodolomitové komplexy triasu. Tie, ktoré sú v tomto úseku nahromadené, sú zviazané s podložnou belianskou jednotkou. Smerom na východ sa s postupným vytrácaním belianskeho príkrovu objavujú na báze príkrovu krížňanského ss.-zliechovského hrubé podstavcové členy, také ako na báze belianskej jednotky. Je z toho zrejmé, že beliansky čiastkový príkrov predstavuje kmeňovú odnož jednotného príkrovu (obr. 40).

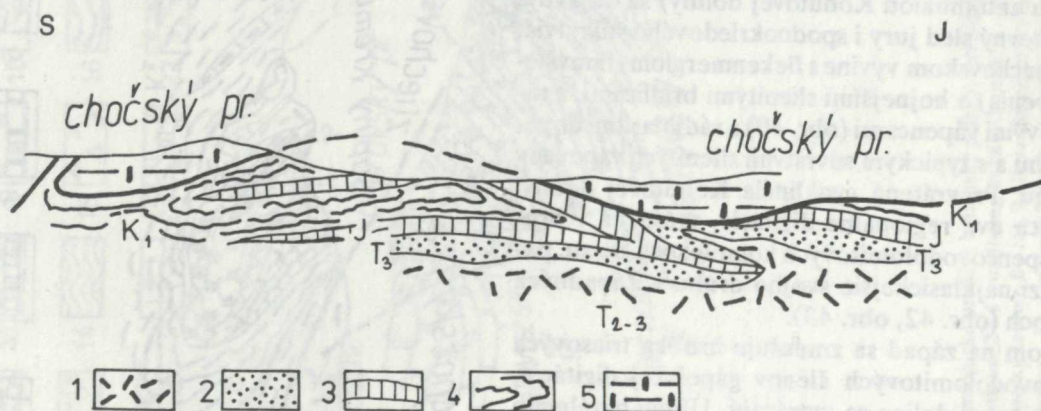
V gápeľskej digitácii, v úseku, kde leží v nadloží belianskej jednotky alebo šupín Kremeniny, sú zjavné tieto znaky:

- Laterálna zámena jurských členov zliechovského vývinu členmi plytkovodnejšími, blízkymi členom v belianskej jednotke (M. MAHEL 1961a).

- Ukončenie nadložnej gápeľskej digitácie, doprevodné pásmo šupín Kremeniny, viac-menej súbežné ako v belianskej jednotke (M. MAHEL 1961, 1967 et al.).

- Nápadná priestorová súhra čelných digitácií belianskej jednotky, ukončenia digitácií i nadložného šošovkovitého pásma Kremenín i gápeľskej digitácie krížňanského príkrovu, a to severne od Čiernej Lehoty. Alb, najmladší člen gápeľskej digitácie, sa prepája na južnom svahu vrchu s albom belianskej jednotky do jednotného spojujúceho pruhu.

Belianska jednotka sa javí štruktúrne ako najspodnejší čiastkový príkrov krížňanského kmeňového príkrovu. Jeho štruktúrne nadväznosť na ostatnú, podstatnú



Obr. 37 Ležaté vrásky v krížňanskom príkrove v oblasti Nitrianskych Sučian (schematizované (M. MAHEL 1980)).

1 – krížňanský príkrov, 1 – stredný trias (vrátane karnu), 2 – vrchný trias, 3 – jura, 4 – titón-spodná krieda, 5 – chočský príkrov.

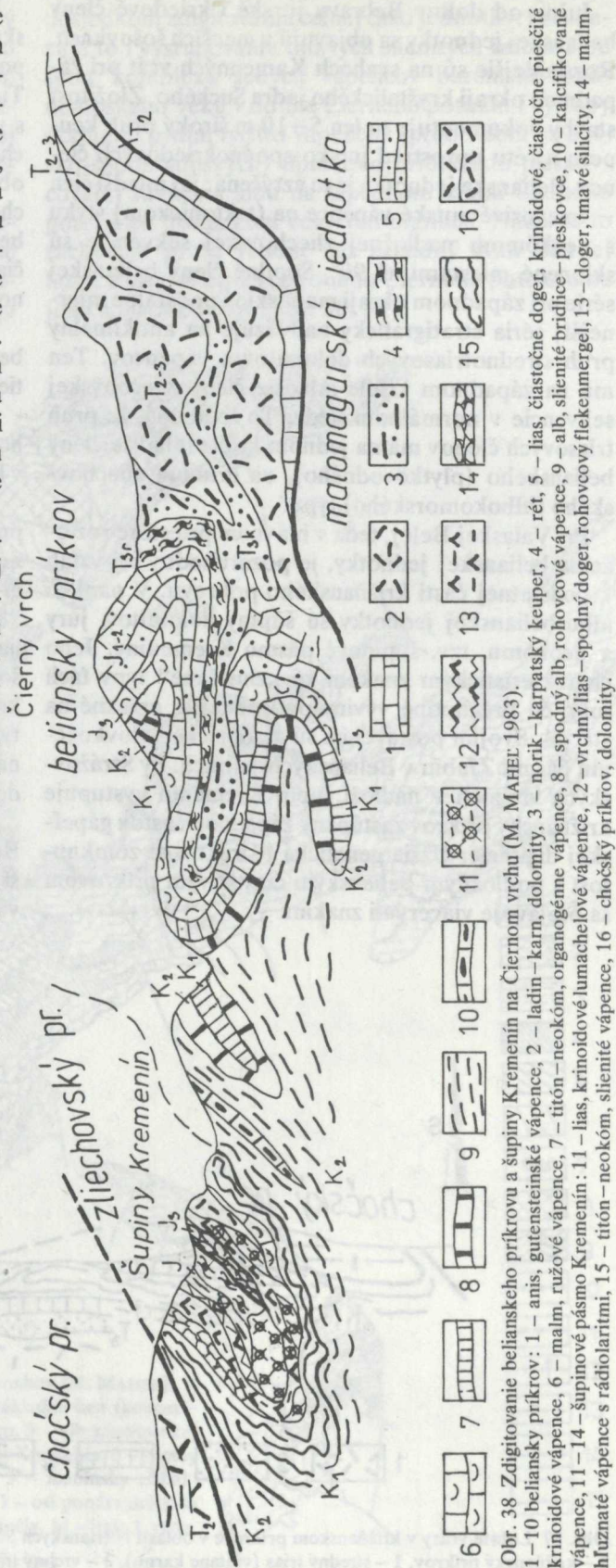
časť krížňanského príkrovu potvrdzuje rozloženie „podstavcových“ členov príkrovu: spodotriasových kremencov a vápencovodolomitového komplexu anisu až karnu. V priestoroch výstupu belianskej jednotky sú sústredené len v nej; nadložná jednotka je budovaná zliechovskou sekvenciou. Možno povedať, že s postupným vytrácaním belianskej jednotky na východ objavujú sa na báze krížňanského príkrovu v obsahu zliechovskej sekvencie tiež hrubé podstavcové triasové vápencovodolomitové členy. Z toho je zrejme, že beliansky čiastkový príkrov predstavuje kmeňovú odnož jednotného krížňanského príkrovu. Väzba belianskej jednotky s krížňanským príkrovom je zrejme užšia než u čiastkového príkrovu Havrana v Tatrách. Ak niet pochýb o štruktúrnej nadväznosti čiastkového príkrovu Havrana s krížňanským, tým menej možno pochybovať o belianskom príkrove v Strážovských vrchoch.

Podstatnú časť krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch buduje zliechovská sekvencia. V jej stavbe sú osobitným znakom digitácie, obzvlášť výrazné v strednej časti pohoria, na severovýchodných svahoch Malej Magury (M. MAHEL 1946a, 1948b). Dve z digitácií (gápeľská a čičermanská) majú regionálny rozsah (obr. 41, 41a).

V tejto východnej časti Strážovských vrchov najspodnejšiu podstavcovú štruktúru krížňanského príkrovu predstavuje gápeľská digitácia. Jej kostru budujú hrubé vápencovodolomitové komplexy stredného a vrchného triasu. Na báze sú miestami i hrubšie spodotriasové kremence. Len úzky pruh karpatského keupru a rétu a miestami spodného liasu oddeľuje vápencovodolomitové komplexy gápeľskej digitácie od más vyššej čičermanskej digitácie rovnakého vývinu jednotlivých členov.

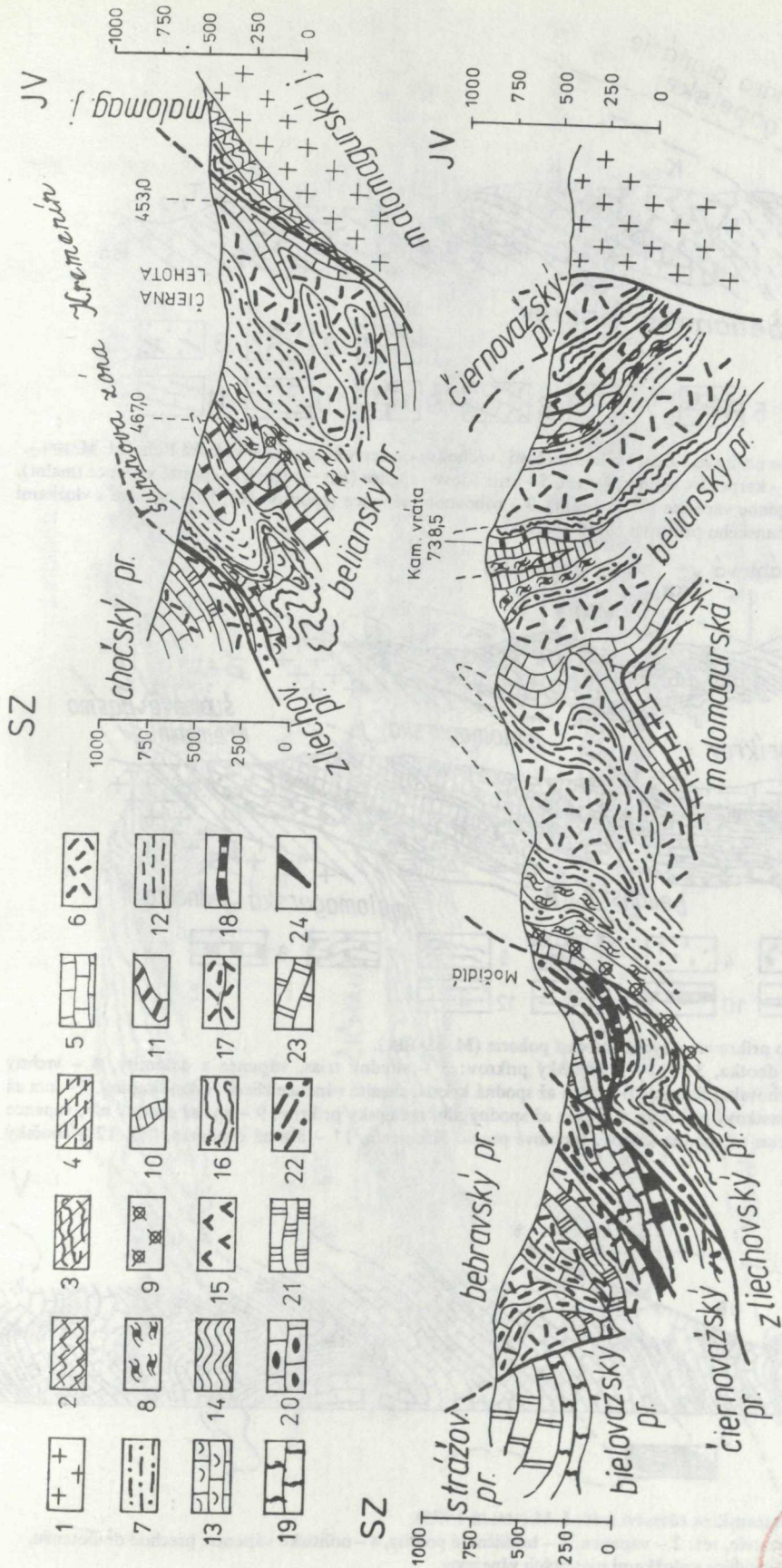
Smerom na západ na západnom svahu Čičermanu v jadre spojujúcej „falošnej“ antiklinály (nazývam ju falošnou antiklinálou Kohútovej doliny) sa objavuje celý vrstevný sled jury i spodnokriedového súvrstvia, a to v zliechovskom vývine s flekenmerglom (tmavšieho sfarbenia) a hojnejšími slienitými bridlicami, s rádioláriovými vápencami (obr. 40) a rádiolaritmi dogeru-malmu a s typickým súvrstvom slienitých vápencov neokómu. Prevrátená synklinála Kohútovej doliny, zväzujúca dve regionálne digitácie, vrásnená v hrubých vápencovodolomitových komplexoch triasu, patrí medzi najklasickejšie svojho druhu v Západných Karpatoch (obr. 42, obr. 43).

Smerom na západ sa znižuje hrúbka triasových vápencovodolomitových členov gápeľskej digitácie, až v Škripovej doline sa vytrácajú. Úlohu bazálneho člena preberá karpatský keuper. Ten však už nepredstavuje bázu krížňanského príkrovu. S postupným vytrácaním vápencovodolomitových más v gápeľskej



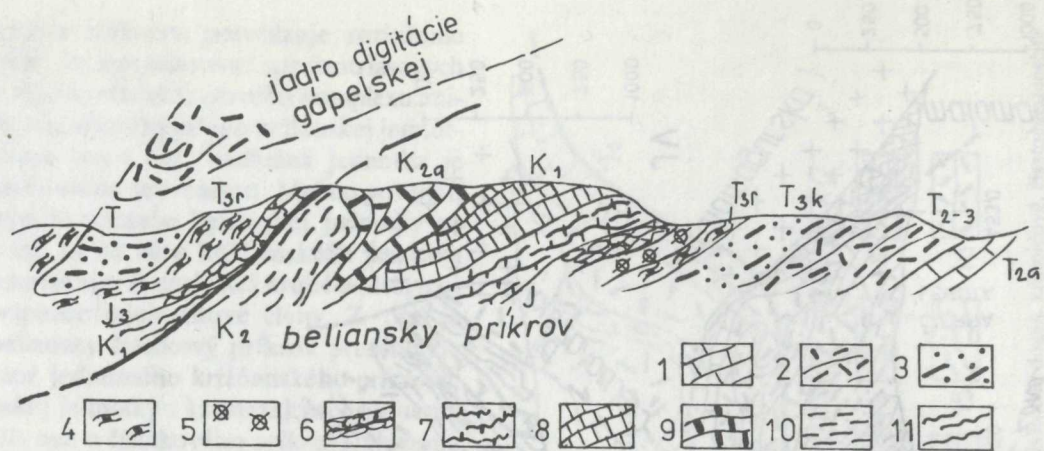
Obr. 38 Zdigitovanie belianskeho príkrovu a šupiny Kremenin na Čiernom vrchu (M. MAHEL 1983).

1 - anis, gutensteinské vápence, 2 - ladin - karn, dolomity, 3 - norik - karpatský keuper, 4 - réť, 5 - lias, čiastočne doger, krinoidové, čiastočne piesčité krinoidové vápence, 6 - malm, ružové vápence, 7 - titón - neokóm, organogénne vápence, 8 - spodný alb, rohovcové vápence, 9 - alb, slienité bridlice - pieskovec, 10 - silicifikované vápence, 11 - 14 - šupinové pásmo Kremenin: 11 - lias, krinoidové lumachelové vápence, 12 - vrchný lias - spodný doger, rohovcový flekenmergel, 13 - doger, tmavé silicity, 14 - malm, hľuznaté vápence s rádiolaritmi, 15 - titón - neokóm, slienité vápence, 16 - chočský príkrov, dolomity.

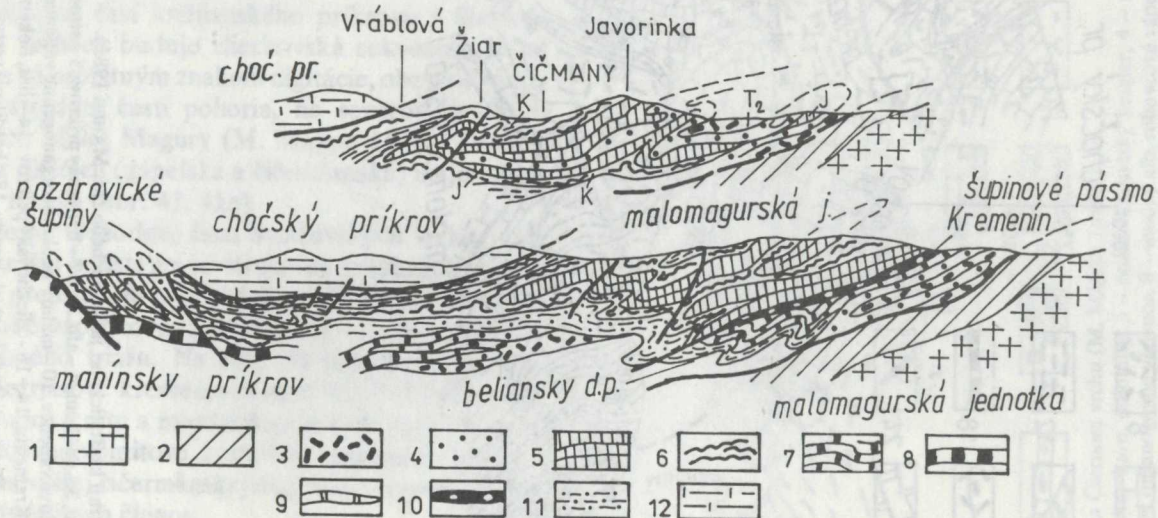


Obr. 39 Geologické profily; beliansky príkrov pri západnom okraji kryštalickeho jadra Suchého (M. MAHEL 1982).
 1 – kryštálinikum, 2–4 – malomagská jednotka: 2 – jura vcelku, 3 – neokóm, 4 – alb, 5–12 – beliansky príkrov: 5 – stredný trias, tmavé vápence, 6 – stredný trias – karn, dolomity, 7 – norik – karpatský keuper, 8 – réť, 9 – lias – doger, prevažne krinoidové vápence, 10 – malm – neokóm, organogénne vápence, 11 – spodný alb, rohovcové vápence, 12 – alb, slienité bridlice, vložky pieskovcov, 13 – malm, hluznaté vápence šupinovej zóny Kremenin, 14–16 – zliechovský príkrov: 14 – lias, flekenmergel, 15 – doger – malm, rádiolárové vápence a rádiolarity, 16 – titón – neokóm, slienité vápence, 17–24 – vyššie príkrovy: 17 – stredný trias až karn, dolomity, 18 – kardiťové vrstvy, 19 – anis, vápence, 20 – vrchný anis – ladin, reiffinské vápence, 21 – ladin, riasové vápence, 22 – karn, lunzské vrstvy, 23 – ladin, wettersteinské vápence, 24 – verfenské súvrstvie.

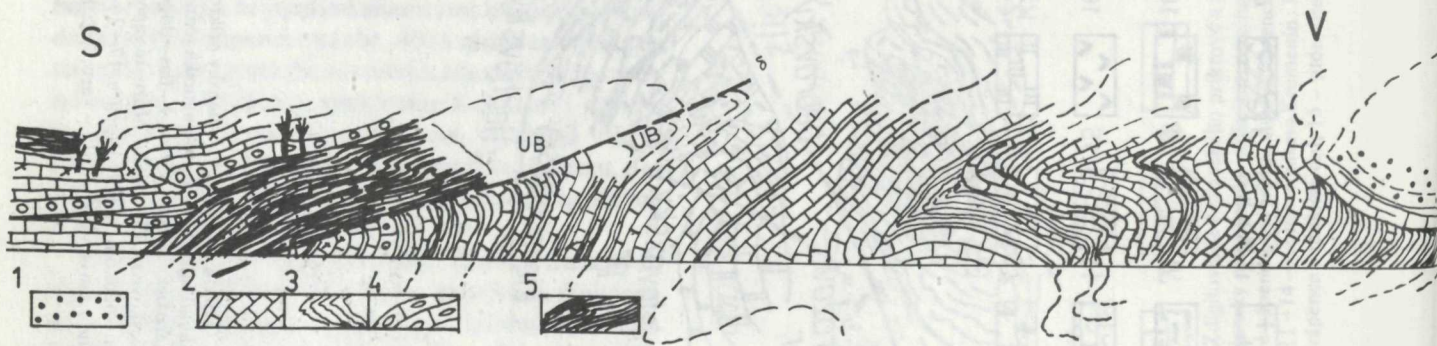




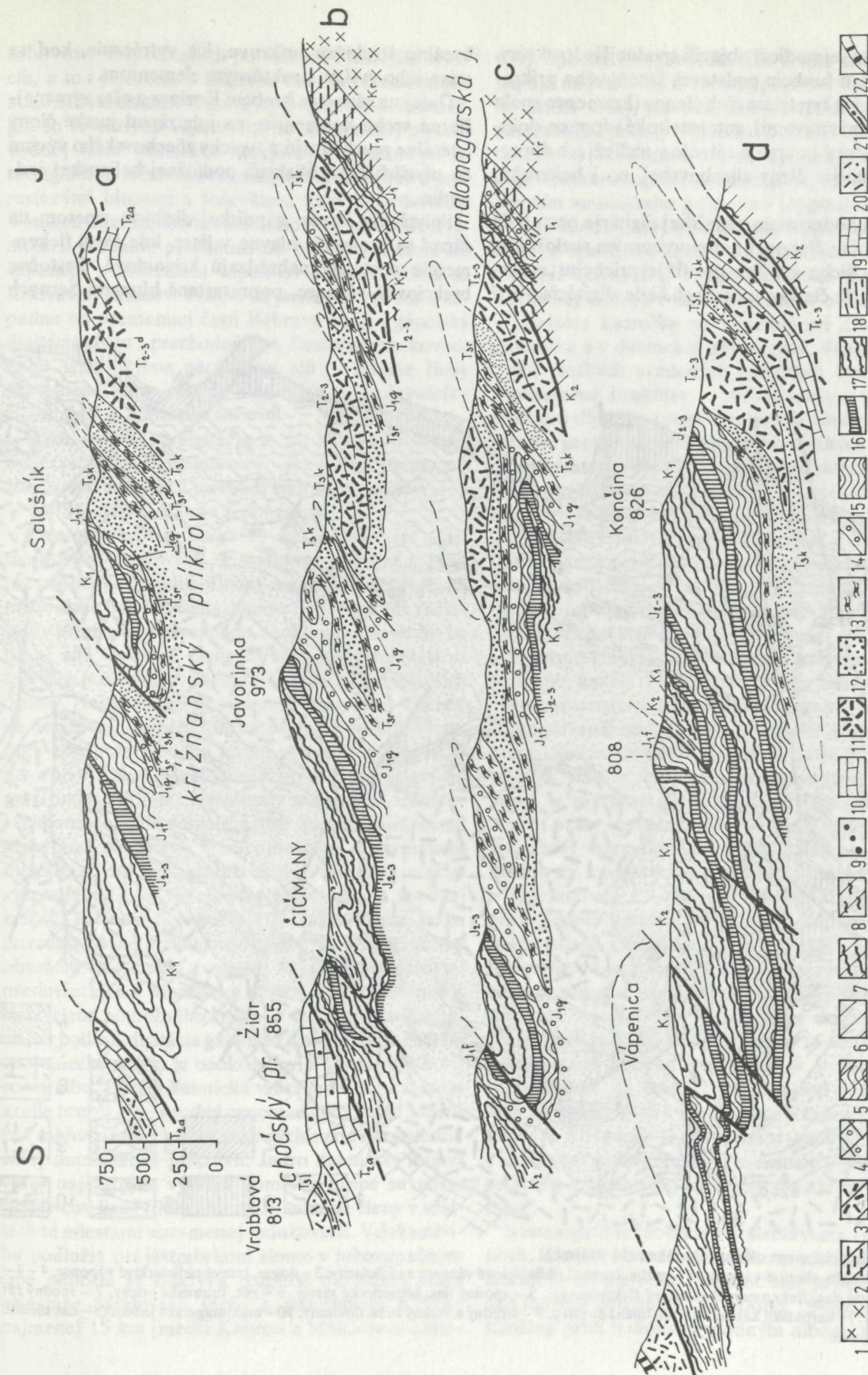
Obr. 40 Súvislý sled belianskeho čiastkového príkrovu v jeho východnej časti; východne od cesty Homolka – Valaská Belá (M. MAHEL).
 1 – guttensteinské vápence, 2 – dolomity, 3 – karpatský keuper, 4 – réť, 5 – krinoidové vápence (lias – doger), 6 – pestré vápence (malm),
 7 – slienité vápence (hoteriv), 8 – organogénne vápence (barém – apt), 9 – rohovcové vápence (spodný alb), 10 – bridlice s vložkami
 pieskovicov (alb), 11 – slienité vápence križňanského príkrovu (titón – barém).



Obr. 41 Geologické profily z križňanského príkrovu – východná časť pohoria (M. MAHEL).
 1 – kryštalinikum, 2 – malomagurská jednotka, 3–11 – križňanský príkrov: 3 – stredný trias, vápence a dolomity, 4 – vrchný
 trias – karpatský keuper a réť, 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 strážovský príkrov.



Obr. 41a Prevrásnenie (zdigitovanie) vo fatranskom súvrství (réť; J. MICHALÍK 1973).
 1 – karpatský keuper, 2–4 – fatranské súvrstvie, réť: 2 – vápence, 3 – bridličnaté polohy, 4 – oolitické vápence, prechod do hetanžu,
 5 – hetanž – kopienecké vrstvy, prevažne bridlice s vložkami piesčitých vápencov.



Obr. 42 Geologické profily v križňanskom príkrove západnej a strednej časti Strážovských vrchov; profily znázorňujúce kombináciu digitácií a spätných vrás a prešmykov (M. MAHEL).
 1 – kryštalinikum, 2–8 – malomagurská (obalová) séria: 2 – dolomity, stredný trias, 3 – dolomity, spodný trias, 4 – bridlice a piesčito-krinoidové vápence, spodný lias, 5 – bridlice,
 slieňa, vrchný lias, 6 – bridlice, silicity, doger a malm, 7 – vápence s rohovcami, neokóm, 8 – bridlice a piesčité bridlice, alb, 9–17 – križňanský príkrov: 9 – kremence a pestré bridlice,
 spodný trias, 10 – guttensteinské vápence, anis, 11 – dolomity, stredný – vrchný trias, 12 – karpatský keuper, 13 – bridlice organogénne, réť, 14 – grestenské vrstvy, spodný lias, 15 –
 flekenmergel, vrchný lias, 16 – rádiolarity, doger a malm, 17 – slienité vápence, neokóm, 18 – slienité bridlice, pieskovec, alb, 19–22 – chočský príkrov: 19 – šedé vápence, anis,
 20 – dolomity, stredný a vrchný trias, 21 – lunszké vrstvy, karn, 22 – organogénne vápence, réť.

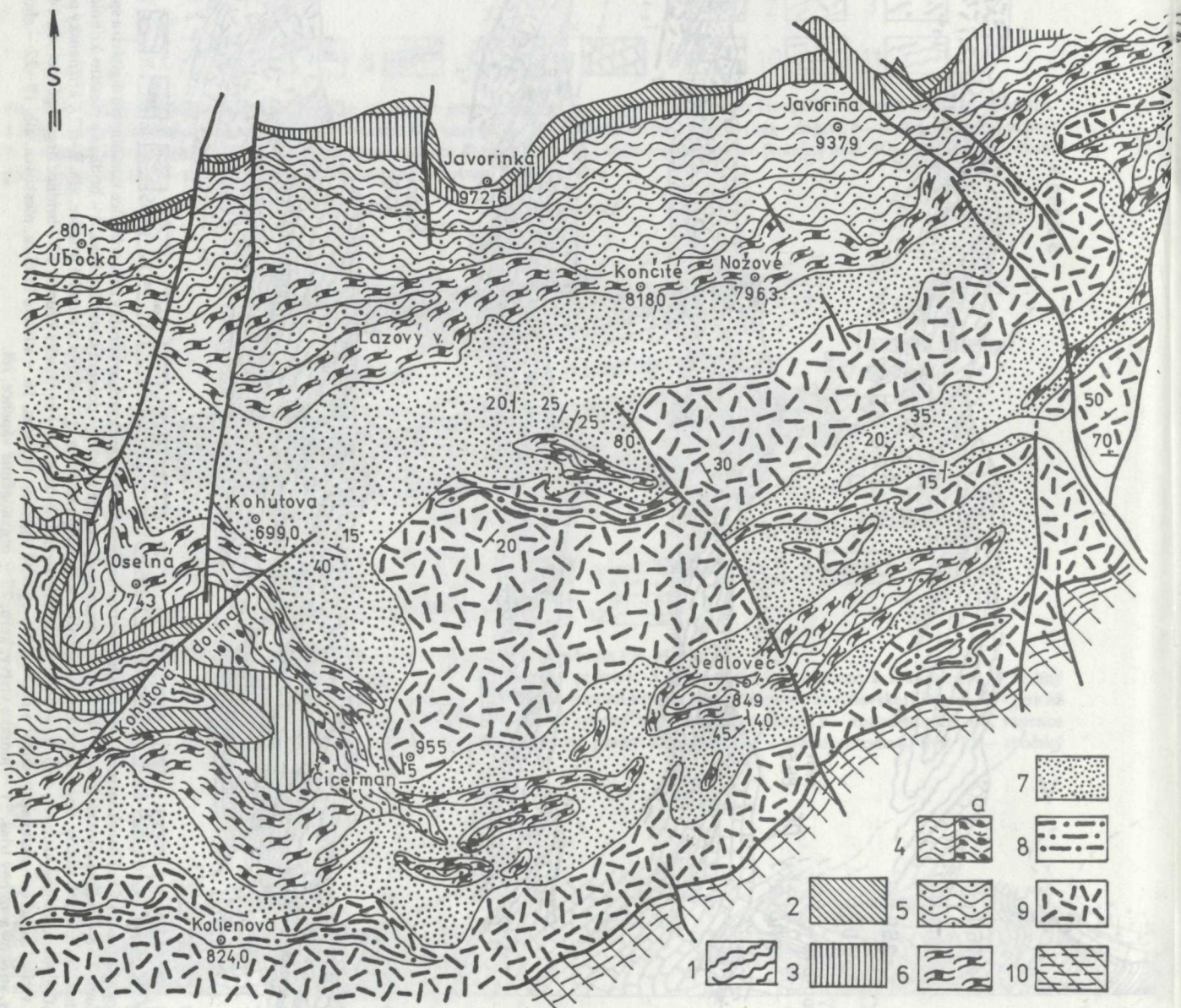
digitácii sa v jej podloží objavili spodnejšie štruktúry. Tie preberajú funkciu podstavca kmeňového príkrovu. Buduje ich typ triasových členov (kremence spolu s verfénskymi vrstvami), gutensteinské vápence, dolomity, karpatský keuper a rét, ale v nadloží ich doprevádzajú mladšie členy zliechovskej, no i belianskej jednotky.

K pozoruhodnostiam gápelskej digitácie patrí teda zmena v počte členov, s nerovnomerným rozložením členov mladších a starších, pozdĺž jej priebehu; narastanie starších členov v častiach, kde digitácia tvorí

bazálnu štruktúru príkrovu, ich vytrácanie, keď sa stáva jeho vyšším štruktúrnym elementom.

Ďalej na západ na hrebeni Kozinca a ešte výraznejšie na vrchu Kremenište na juhozápad jurské členy laterálne prechádzajú z typicky zliechovského vývinu do plytších facií, blízkych podložnej belianskej jednotke.

Splytenie členov gápelskej digitácie smerom na západ sa prejavuje hlavne v liase, kde faciú flekenmerglu postupne nahrádzajú krinoidové, čiastočne brekciovitú vápence, poprerastané hľuzami čiernych



Obr. 43 Geologická mapa okolia Čičermanu (M. MAHEL).

1 – titón – valangin, slienité vápence, 2 – malm, červené rádioláriové vápence a rádiolarity, 3 – doger, tmavé rádioláriové vápence, 4 – 4 – stredný – vrchný lias, flekenmergel a) tmavý flekenmergel, 5 – spodný lias, kopianecké vrstvy, 6 – rét, fatranské vrstvy, 7 – spodný rét (vrchný norik?) – karpatský keuper, 8 – jul, lunzské vrstvy, 9 – stredný a vrchný trias, dolomity, 10 – malomagurská jednotka – alb, slienité bridlice, pieskovce.

rohovcov. V spodnejších polohách sú častejšie brekie, a to i príbrežné s bohatou faunou brachiopódov a lamelibranchiátov. Laterálny prechod z flekenmerglu so škvritými vápencami do spomínanej plytkovodnej fácie obstaráva netypický flekenmergel so spongolitmi, rohovcami bohatými na ihlice húb a prarastenými hľuzami a šošovkami tmavých rohovcov. V malme zase súvrstvie rádioláriových vápencov a rádiolarií laterálne prechádza do hľuznatých čiernych vápencov s hniezdami vápencov krinoidových a so šošovkami silicitov. Pritom sa postupne vytráca a západne od premennej časti Bebravy končí i gápeľská digitácia. Juru „prechodného“, čiastočne plytkovodného typu objíma neokóm a alb – zrejme členy prevrátenej dubnickej ležatej vrásky, pokračovateľky čičermanskej digitácie.

Bázu gápeľskej digitácie v jej západnom úseku doprevádza pásma šošoviek dolomitov, neokómu zliechovského typu a jurských členov miešaného typu – tzv. šošovkové pásma Kremeniny.

Čičermanská digitácia i vo východnej časti popri mohutných triasových dolomitoch keuperu a rétu, prevrátených s niekoľkými lokálnymi digitáciami, má hrubšie mladšie členy, hlavne flekenmergel, rádiolarity a rádioláriové vápence, neokómske súvrstvie, ba už aj alb. Triasové členy čičermanskej digitácie sa k severu postupne vytrácajú a narastá podiel mladších členov. Najsevernejším výskytom keuperu sú výstupy na Strážovci. Najjužnejšie sú najnútornejším výstupom albu prevráteného krídla výstupy v doline Škripová pri vyústení jej sútokov. K jej pozoruhodnostiam patrí uzáver ležatej antiklinály budovanej strednovrchnotriasovými dolomitmi na hrebeni Čičermanu a prechod do ležatej vrásky dubnickej. Čičermanská digitácia i dubnická ležatá vrása v celom rozsahu vykazujú typický zliechovský vývoj jury a spodnej kriedy. Kde končí jedna a kde začína druhá, ťažko povedať, keďže predstavujú súčasť tej istej štruktúry obsahom viac-menej rovnakej. Myslím, že rozdiely sú predovšetkým v charaktere podložja a typu najmladšieho člena podložného krídla. V čičermanskej digitácii je v podloží digitácia gápeľská a najmladším členom spojujúceho krídla je neokóm, príp. spodnejšie horizonty albu. Ležatá dubnická vrása má v prevrátenom krídle hrubší alb – spodný cenoman s polohami vápencov rohovcových i kalciferulových a pod ním mladšie členy manínskeho príkrovu. Jadro dubnickej ležatej vrásky najčastejšie vytvára pomerne hrubé súvrstvie slieňovcov liasu (flekenmergel), mladšie členy v krídlach sú miestami viac-menej redukované. Vďaka zdvihu podložja pri jastrabskom zlome v juhozápadnom cípe pohoria sa odkrýva rozpätie dubnickej vrásky utínajúce Strážovské vrchy z juhozápadu v dĺžke najmenej 15 km (medzi Kubrou a Mníchovou Leho-

tu). Spodný člen prevráteného krídla vrásky – alb ju napája na podložný manínsky príkrov. Členy spodného krídla vrásky bez odkrytia tektonického podložja narezávajú i potoky Teplička, Dubnický potok, Prejtiansky potok. Zrejme dubnická ležatá vrása predstavuje štruktúru regionálneho rozsahu, úzko spätú s rozložením manínskeho príkrovu v jej podloží.

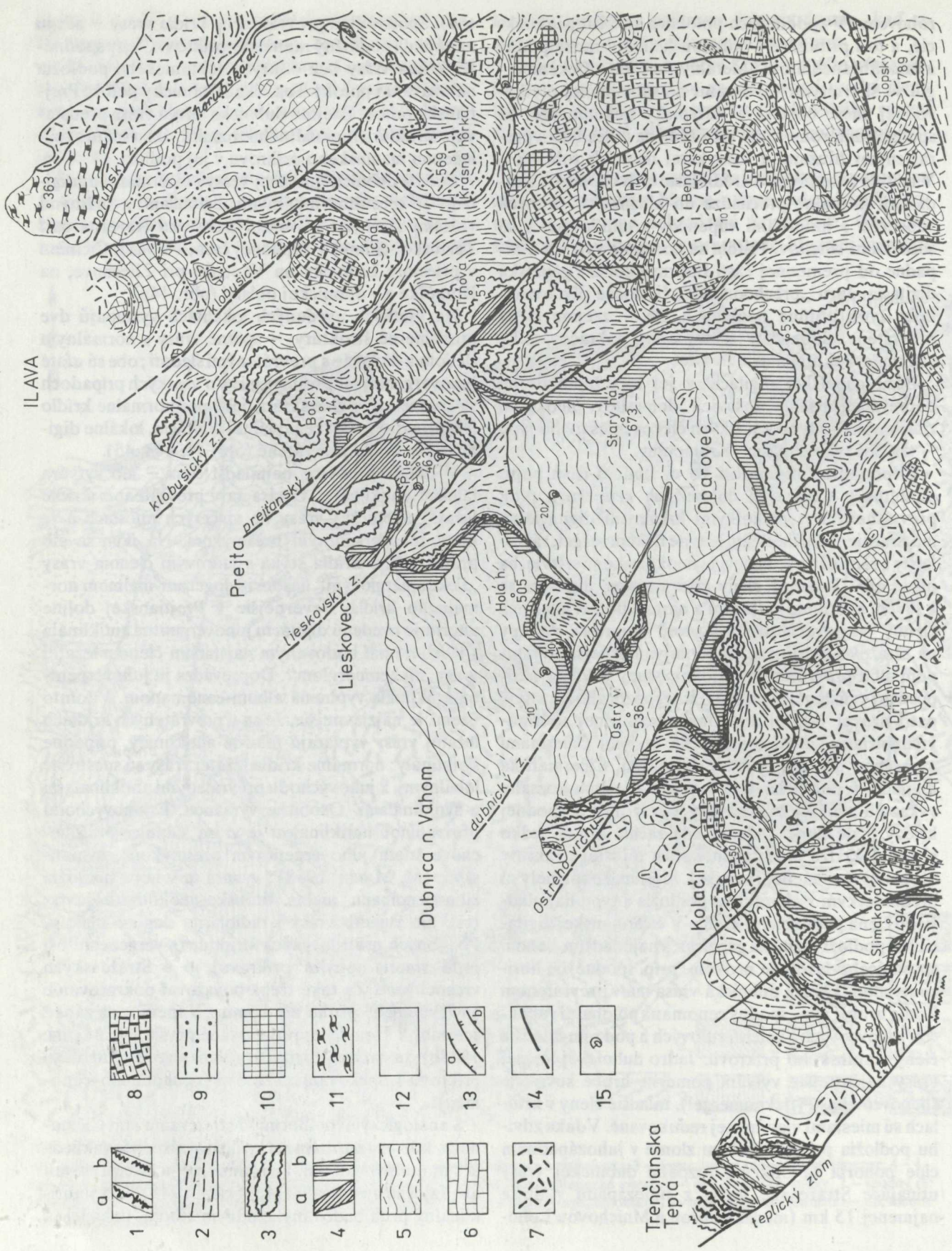
Stavba dubnickej ležatej vrásky i čičermanskej digitácie je spestrená lokálnymi digitáciami a spätnými vrásami zjavnými v oblasti Salašníka (severná časť Tužinskej doliny) v západnej časti, v oblasti Čičmian v priestore Lazničky na Vápenici pri Zliechove, na Homôlke a v dubnickej oblasti (obr. 44a).

Na všetkých uvedených lokalitách vystupujú dve protismerné štruktúry – spätné vrásky s normálnym sledom a digitácie s prevrátenými sledmi; obe sú ufaté juhovergentnými prešmykmi. Vo všetkých prípadoch sú spätné vrásky charakteristické pre normálne krídlo ležatej vrásky, príp. regionálnej digitácie, lokálne digitácie pre krídlo prevrátené (obr. 44, 44a, 45).

V oblasti Dubnice najmladší člen – alb vytvára falošné antiklinály; vynára sa v prevrátenom krídle ležatej dubnickej vrásky na viacerých miestach a je ufatý juhovergentným prešmykom. Na ňom sa alb prevráteného krídla stýka s jadrovým členom vrásky „flekenmerglovým“ liasom i s dogerom-malmom normálneho krídla. Severnejšie v Prejtianskej doline alternuje uvedenú digitáciu juhovergentná antiklinála s jadrom opäť budovaným najstarším členom ležatej vrásky „flekenmerglom“. Doprevádza ju juhovergentná synklinála vyplnená almom-cenomanom. V tomto území je najzjavnejšie, že sa v prevrátených krídlach ležatej vrásky vytvárajú falošné antiklinály, prípadne synklinály; normálne krídla ležatej vrásky sú spestrené lokálnymi, k juhovýchodu prevrátenými antiklinálami a synklinálami. Osobitne výraznou, k juhovýchodu prevrátenou antiklinálou je vrása Vápnice pri Zliechove ufatá juhovergentným prešmykom rovnianskym (M. MAHEL 1958); vynára sa v nej z podložja albu-cenomanu nielen titónsko-neokómske súvrstvie, ale v jadre vrásky i rádiolarity dogeru-malmu. Podobných protismerných štruktúr (s vergenciou osi proti smeru pohybu príkrovu) je v Strážovských vrchoch viac. Za také treba považovať pokračovanie anti-linálneho pruhu neokómu z Vápenice na západ smerom k Homôlke, považované prvšie (M. MAHEL 1948b) za vrchné digitácie (Vápenice a Homôlky) príkrovu s opakovanými sledmi (neokóm-alb-cenoman).

S analogickými pomermi sa stretávame i pri Čičmanoch, kde je v normálnom krídle zavrásnená synklinála s mohutným almom. Pôvodne sme ju interpretovali ako falošnú synklinálu (M. MAHEL 1948). Úzky antiklinálny pruh budovaný spodným almom, tiahnuci sa

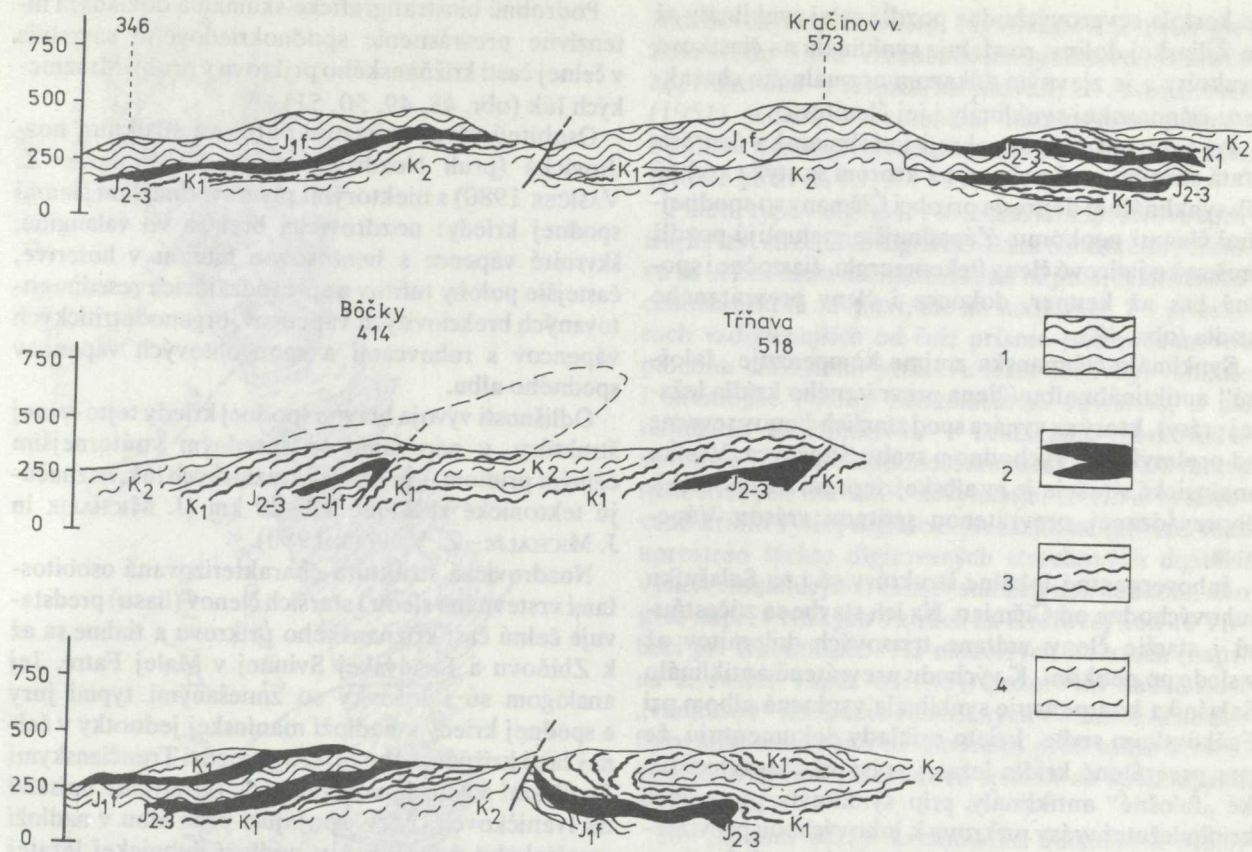
ILAVA



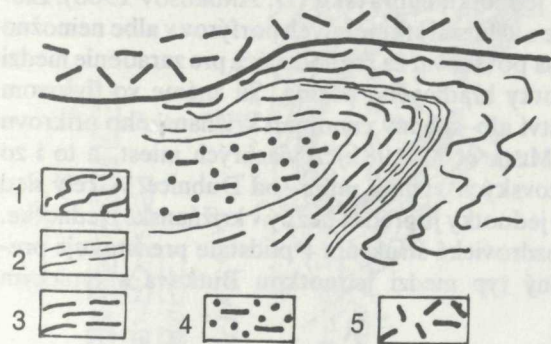
- | | | | | | | |
|----|---|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| | | | | | | |
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| | | | | | | |
| 15 | | | | | | |
| | | | | | | |

Trenčianska
Teplá

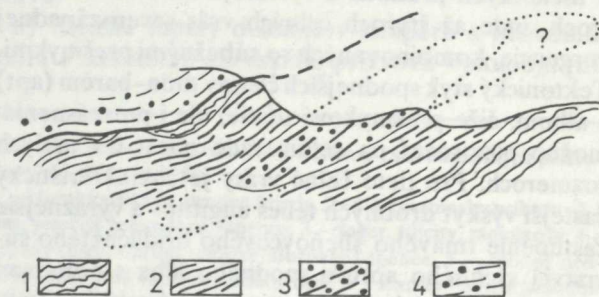
teplický zlom



Obr. 44 Spätne vrásy a prešmyky v križňanskom príkrove v oblasti Dubnice v Strážovských vrchoch (M. MAHEL).
 1 – fleknermel, stredný a vrchný lias, 2 – rádiolarity a rádioláriuové vápence, doger–malm, 3 – sliene a slienité vápence, neokóm,
 4 – slienité bridlice a pieskovce, alb.



Obr. 45 Zavrásnenie mladších členov križňanského príkrovu na západnom svahu Vápca pri Hornej Porube (M. MAHEL).
 1–4 – križňanský príkrov: 1 – spodná krieda, slienité vápence, 2 – spodný alb, tmavé slienité bridlice, 3 – alb, drobnorytmický flyš, 4 – spodný cenoman ?, pieskovce, 5 – báza chočského príkrovu.



Obr. 46 Zavrásnenie mladších členov križňanského príkrovu pri osade Kopec (M. MAHEL).
 1 – spodná krieda, slienité vápence, 2–3 – alb–spodný cenoman (?): 2 – sliene a bridlice, 3 – pieskovce, 4 – lunzské vrstvy, chočský príkrov.

Obr. 44a Geologická mapa križňanského príkrovu z oblasti Dubnica nad Váhom, (M. MAHEL).
 1 – manínsky príkrov: a) rohovcové vápence, barém–apt, b) slienité vápence s hľuzami rohovcov, valangin–hoteriv, 2–5 – križňanský príkrov: 2 – slienité bridlice a pieskovce, alb, 3 – slienité vápence a sliene, neokóm, 4 – rádioláriuové vápence a rádiolarity, a) červené – malm, b) šedé – doger, 5 – fleknermel, stredný a vrchný lias, 6–11 – chočský príkrov: 6 – šedé vápence, anis, 7 – dolomity, stredný–vrchný trias, 8 – reflinské vápence, vrchný anis a ladin (čiastočne), 9 – lunzské vrstvy, spodný karn, 10 – oponické vápence, karn, 11 – organogénne vápence, réť, 12 – štvrtohory; 13 – a) príkrovová plocha, b) prešmyk, 14 – zlomy, 15 – lokality skamenelín.

od kostola severovýchodne pozdĺž celej synklinály až do Žilinskej doliny, rozdeľuje synklinálu na čiastkové štruktúry a je zjavným dôkazom normálneho charakteru čičmianskej synklinály i jej členitosti.

Pri severozápadnom okraji je čičmianska depresia ufatá strmým prešmykom, na ktorom sa stýka vrchný alb synklinálnej depresie pri obci Čičmany so spodnejšími členmi neokómu. Západnejšie vystupujú pozdĺž prešmyku jadrové členy flekenmerglu, čiastočne i spodný lias až keuper, dokonca i členy prevráteného krídla (obr. 47).

Synklinála čičmianska zrejme kompenzuje „falošnú“ antiklinálu albu (člena prevráteného krídla ležatej vrásky), ktorý sa vynára spod starších členov severne od prešmyku na východnom svahu Strážovca. Vcelku analogická situácia je i v albskej depresii zliechovskej, doprevádzanej prevrátenou spätnou vrásou Vápenice.

Juhovergentné lokálne štruktúry sú i na Salašníku juhovýchodne od Čičmian. Na ich stavbe sa zúčastňujú i staršie členy vrátane triasových dolomitov až v slede po neokóm. K východu prevrátenú antiklinálu Salašníka kompenzuje synklinála vyplnená albom pri Fačkovskom sedle. I tieto príklady dokumentujú, že pre prevrátené krídlo ležatej vrásky sú charakteristické „falošné“ antiklinály, príp. synklinály, pre vrchné krídlo ležatej vrásky príkrovu k juhovýchodu prevrátené antiklinály a synklinály, štruktúry naložené na rozsiahlu ležatú vrásu. Lokálne digitácie sú štruktúrami nižšieho radu, ktoré doprevádzajú vrásový príkrov.

V čelnej časti krížňanského príkrovu sa objavujú len najmladšie členy, počnúc titónom. Striedajú sa v niekoľkých pruhoch a vytvárajú sústavu miestami troch, inde až štyroch čelných vrás severozápadnej vergencie, kombinovaných so súbežnými prešmykmi. Tektonický styk spodnejších členov titón–barém (apt) s albom, čiže prešmykové ufatie, ale i prevrásenie, možno pozorovať na celom rade miest i v malých rozmeroch. Pre tieto čelné vrásky je charakteristický častejší výskyt drobných telies augititov a výraznejšie zastúpenie tmavého slieňovcového bridličnatého súvrstvia vrchného aptu a spodného albu s polohami organodetrítických vápencov, organodetrítických vápencov prerastených rohovcami, prítomnosť šošoviek rohovcových vápencov spodného albu. Najhojnešie sú v severnejšej štruktúre, ktorá predstavuje styk s manínskym príkrovom.

Najnázornejšie i najhojnejšie sú čelné vrásky odkryté v profile Butkov–Rohatá Skala. Tu v záreze cesty smerom na Mojtín možno sledovať ako sa opakuje neokóm až cenoman a profil vykazuje až päť pomerne vztýčených vrás so sklonmi 45–60° na juhovýchod, so spodným krídlom často tektonicky roztrhnutým, ufatým prešmykom.

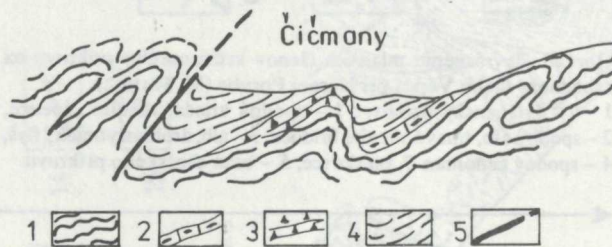
Podrobné biostratigrafické skúmania dokladajú intenzívne prevrásenie spodnokriedového súvrstvia v čelnej časti krížňanského príkrovu v pruhu Mraznických lúk (obr. 48, 49, 50, 51).

Osobitný vývoj vykazuje okrajová štruktúra nozdrovická (pruh Nozdrovíc sensu J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1980) s niektorými plytkovodnejšími členmi spodnej kriedy: nozdrovická brekcia vo valangine, škvritné vápence s bentosovou faunou v hoterive, častejšie polohy tufitov a sprevádzajúcich resedimentovaných brekciovitých vápencov, organodetrítických vápencov s rohovcami a spongolitových vápencov spodného albu.

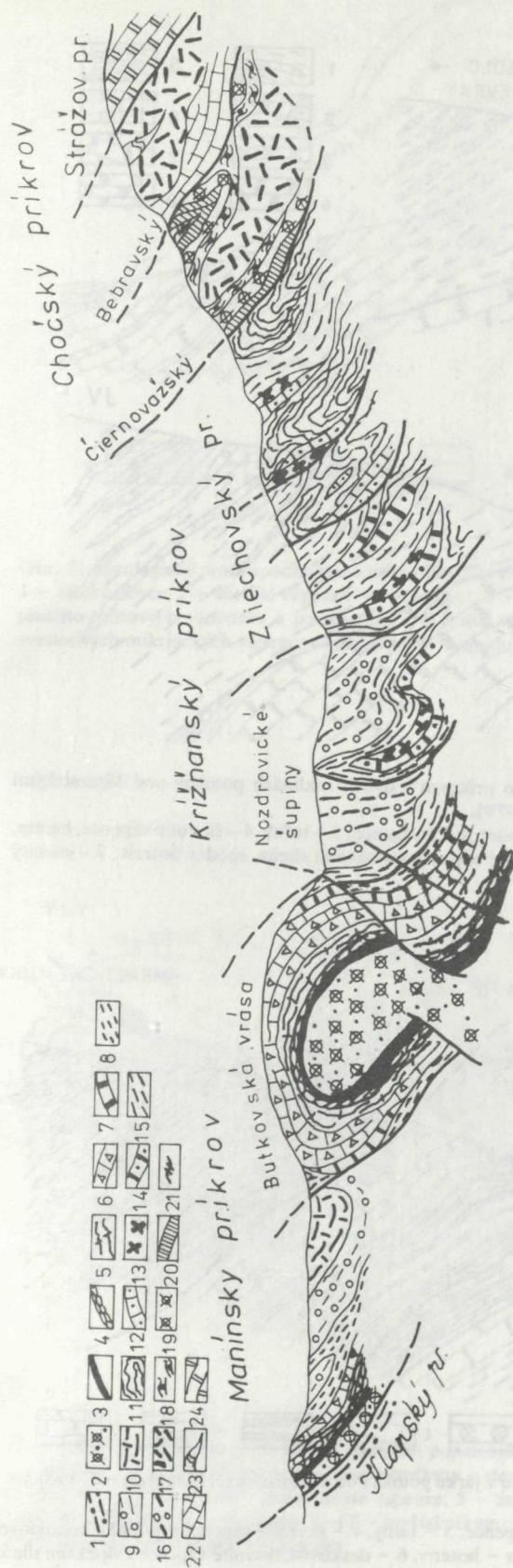
Odlíšnosti vývoja hlavne spodnej kriedy tejto čelnej štruktúry, v porovnaní so susedným vnútornejším čelným pruhom – pruhom Mraznických lúk, naznačujú tektonické zblíženie 10–20 km (J. MICHALÍK in J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1980).

Nozdrovická štruktúra charakterizovaná osobitosťami vrstevného sledu i starších členov (liasu) predstavuje čelnú časť krížňanského príkrovu a tiahne sa až k Zbiňovu a Lietavskej Svinnej v Malej Fatre. Jej analógom sú i šošovky so zmiešanými typmi jury a spodnej kriedy v nadloží manínskej jednotky v čelnej časti krížňanského príkrovu medzi Trenčianskymi Teplicami a Mnichovou Lehotou (podrobne opísané na Ivaničkovci). I tzv. spojujúci pruh albu v nadloží manínskeho príkrovu a v podloží dubnickej ležatej vrásky je prostredníctvom šošoviek organodetrítických a hlavne silicitických spodnoalbských vápencov predstaviteľom tejto čelnej štruktúry. Zaraďujeme k nej i tzv. jednotku dúbavskú (D. ANDRUSOV 1968). Zlepence s valúnmi kremenných porfýrov v albe nemožno predsa považovať za rozhodujúce pre zaradenie medzi jednotky bradlového pásma. Sú známe vo flyšovom súvrství alb–spodný cenoman krížňanského príkrovu (M. MIŠÍK et al. 1981) z viacerých miest, a to i zo Strážovských vrchov, napr. od Dubnice. A celý sled tejto jednotky je predsa bežný v krížňanskej jednotke.

Nozdrovická štruktúra v podstate predstavuje prechodný typ medzi jednotkou Butkova a typickým



Obr. 47 Geologický profil cez čičmiansku depresiu (M. MAHEL).
1 – titón–neokóm, slieňité vápence, 2 – apt, organodetrítické vápence, 3 – spodný alb, parazlepence, 4 – alb, flyšovité súvrstvie, 5 – spätný prešmyk antiklinály Vahana.



zliechovským príkrovom. Jej súčasťou je pruh pieskovcového flyšu vrchnoalbsko-spodnocenomanského, Bukovina – Prasnica, zaraďovaný D. ANDRUSOVOM (1951) jednak k cenomanu manínskeho príkrovu a jednak k transgresívnemu senónu bradlového pásma (bližšie pozri na str. 59, 139).

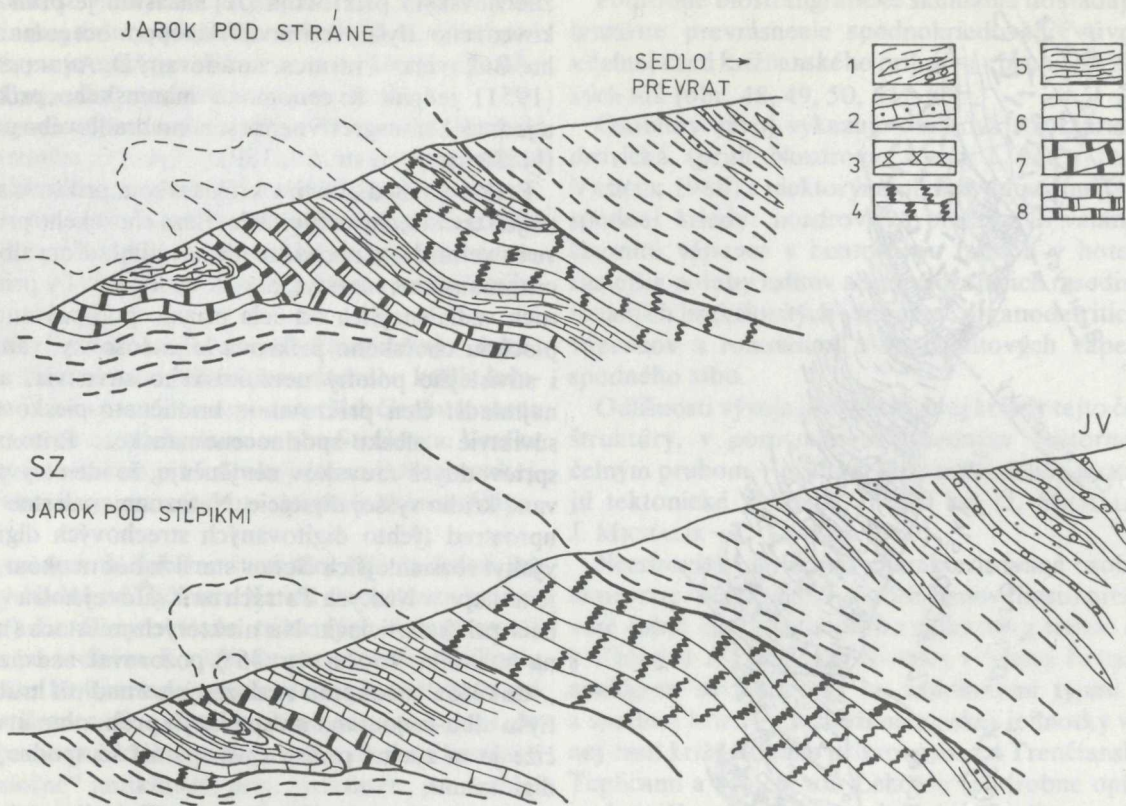
Paletu typov digitácií v krížňanskom príkrove spesťujú i tzv. strechové digitácie. Báza chočského príkrovu sa veľmi často nachádza nie na najmladšom albsko-cenomanskom súvrství, ale na neokóme. I v priestoroch vzdialenejších od čela priamo pod presunovou plochou chočského príkrovu ležia sošovky, vankúše 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. Nezaznamenali sme však uprostred týchto digitovaných strechových digitácií výskyt rozsiahlejších členov starších než neokóm, ako je to napr. v Nízkych Tatrách na Kráľovej holi a v Tríbeči pri Raborticiach. Na niektorých miestach (napr. na z. svahu Vápča obr. 45)) pozorovať nadväznosť „vankúšov“ neokómu rozložených v nadloží hrubého flyšu albu-cenomanu na spodnejší pruh tohto útvaru, čiže je tu zjavná priestorová spätosť so spodnejšími digitáciami.

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

- a) v šupinách pri okrajových zlomoch na rozhraní kryštalinika a paleogénu kšínianskej depresie,
 - b) v tektonických oknách uprostred chočského príkrovu.
- a) Menšie šupiny dolomitov keuperu a neokómu spolu s dolomitmi chočského príkrovu vystupujú pri

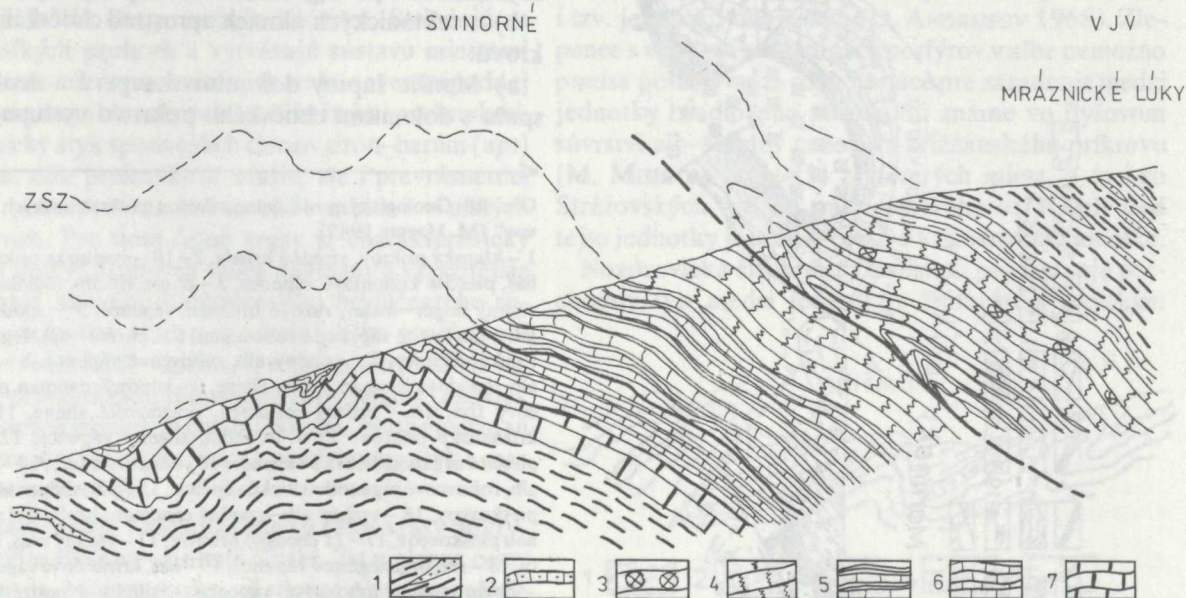
Obr. 48 Geologický profil čelnou časťou „subtranscarpathian thrust belt“ (M. MAHEL 1982).

1 – klappský príkrov, stredná krieda, 2–10 – manínský príkrov: 2 – lias, piesčité krinoidové vápence, 3 – doger, silicity, rádiolarity, 4 – vrchný doger – malm, ružové hľuznaté vápence, 5 – spodný neokóm, doskovité vápence s rohovcami, 6 – barém – apt, organodetrinitické vápence, 7 – spodný alb, rohovcové vápence, 8 – vrchný alb – spodný cenoman, pestré sliene, 9 – stredný cenoman, pieskovcový flyš, 10 – vrchný cenoman, praznovské sliene, 11–16 – krížňanský príkrov: 11 – neokóm, slienité vápence, 12 – apt, piesčité organodetrinitické vápence, 13 – augitity a tufty, 14 – spodný alb, rohovcové organodetrinitické vápence, 15 – alb, sliene s vločkami pieskovcov, 16 – vrchný alb – spodný cenoman, hrubý flyš s prevahou pieskovcov, 17–21 chočský príkrov: 17 – vrchný trias, dolomity, 18 – réť, organogénne vápence, 19 – lias, krinoidové vápence, 20 – doger – malm, rohovcové vápence – silicity a pestré červené vápence, 21 – spodný neokóm, doskovité vápence s rohovcami, 22–23 – bebravský čiastkový príkrov: 22 – anis, tmavošedé vápence, 23 – polohy wettersteinských vápencov uprostred dolomitov, 24 – strážovský príkrov, anis, šedé vápence, vo vrchných polohách pseudohľuznaté a rohovcové.



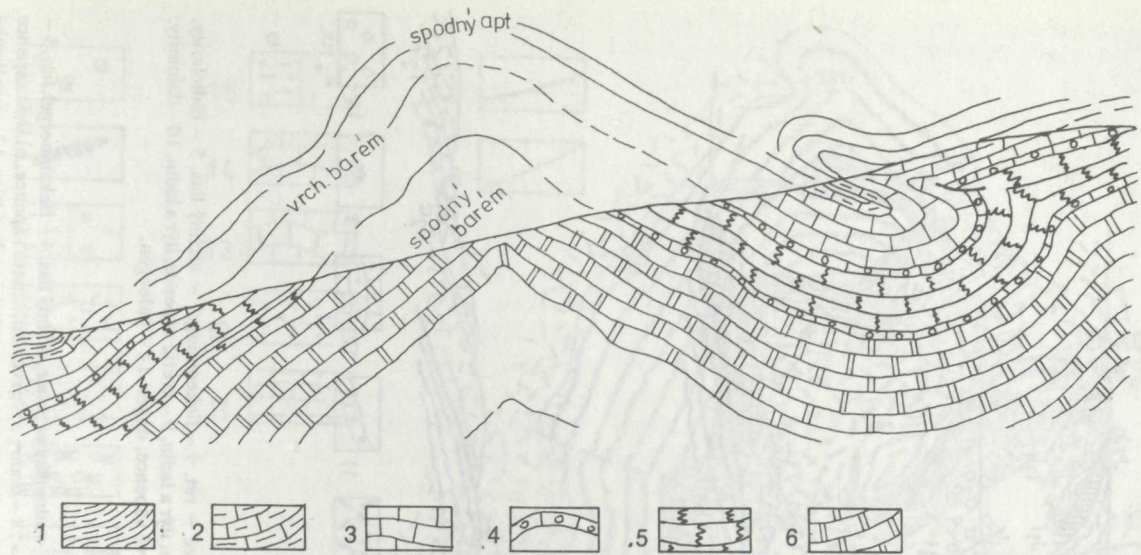
Obr. 49 Prevrásnenie spodnokriedového súvrstvia čelnej časti križňanského príkrovu v dvoch roklinách potokov pod Mraznickými lúkami; jarok Pod Stráne a jarok Pod Stupíkmi (J. MICHALÍK-Z. VAŠÍČEK 1979).

1 – albské ílovce s vložkami pieskocov a zlepcov, 2 – aptské čierne organodetrítické vápence, 3 – tufity, 4 – škvritné vápence, barém, 5 – slienité, miestami škvritné vápence a slieňa, hoteriv, 6 – doskovité škvritné vápence s vložkami slieňa, spodný hoteriv, 7 – slienitý sivý vápenec, valangin, 8 – svetlosivý slienitý vápenec, berias.

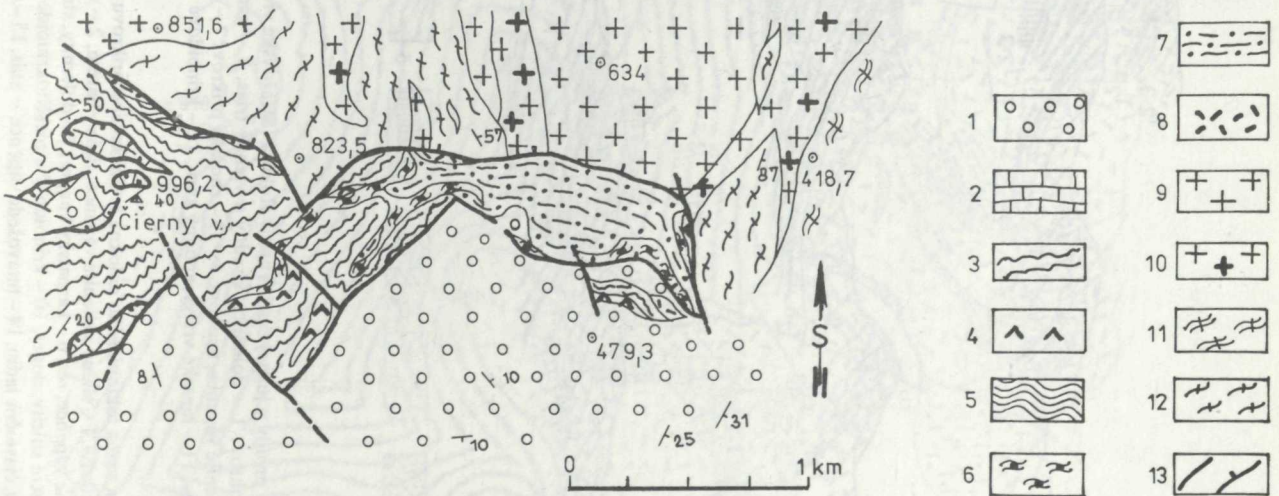


Obr. 50 Geologický profil spodnokriedovým súvrstvím križňanského príkrovu v jarku potoka Pod Svinorným (J. MICHALÍK-Z. VAŠÍČEK 1979).

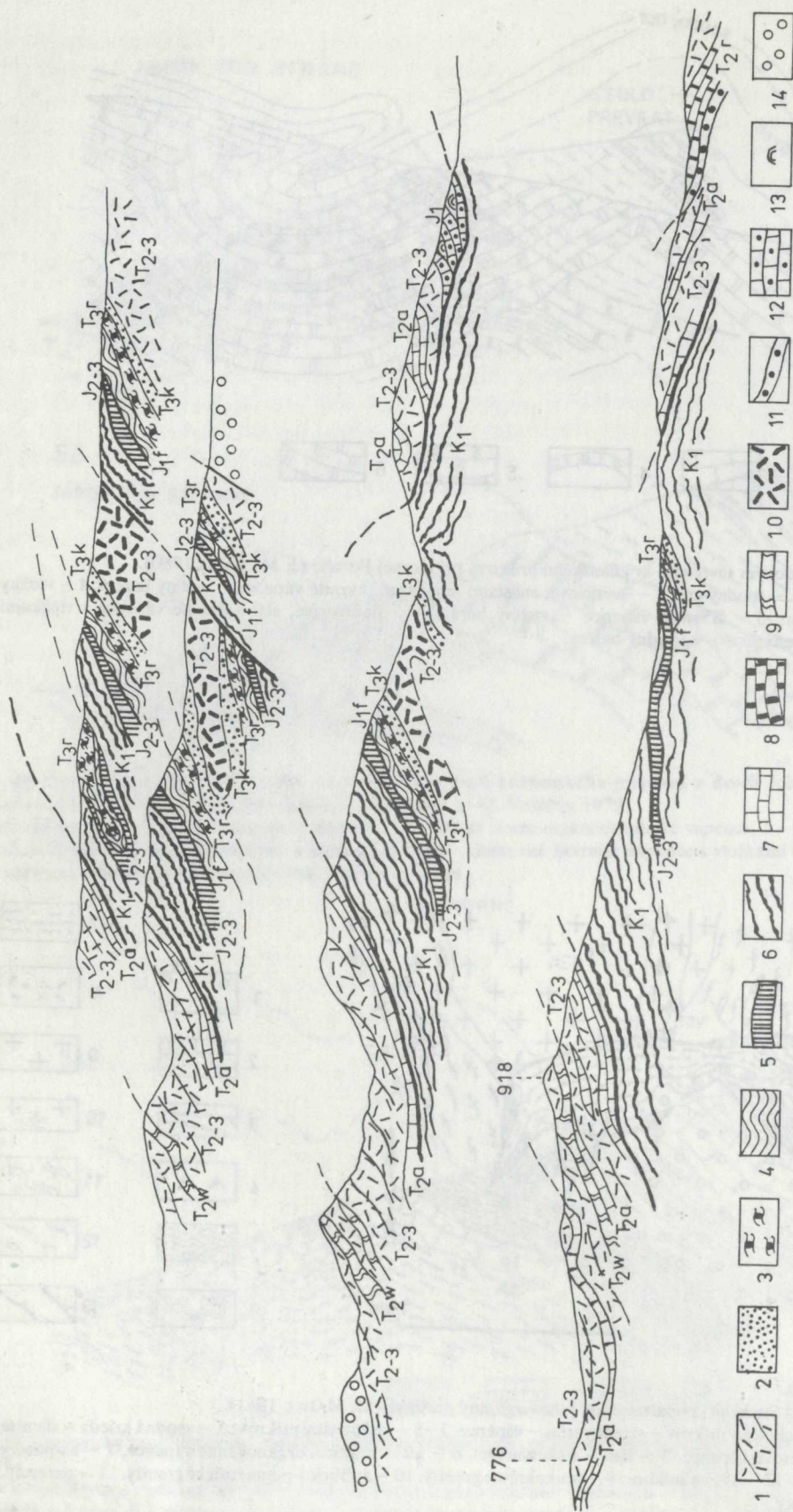
1 – albské ílovce s vložkami klastík, 2 – aptské čierne organodetrítické vápence, 3 – tufity, 4 – škvritné vápence s polohou krinoidovej prímesy – barém, 5 – súvrstvie slieňocov a slienitých škvritných vápencov – hoteriv, 6 – doskovité škvritné vápence s vložkami slieňa – spodný hoteriv, 7 – slienitý sivý vápenec – valangin.



Obr. 51 Geologický profil spodnokriedovým súvrstvím krížňanského príkrovu pri Hornej Porube (J. MICHALÍK 1980).
 1 – albské ilovce, 2 – slienité vápence – spodný apt, 3 – svetlosivé, miestami nevýrazné škvrnité vápence – vrchný barém, 4 – vložky piesčito-tufitových vápencov s pyritom, 5 – škvrnité vápence – vrchný barém, 6 – fialovosivé, slaboslienité vápence s vložkami svetlosivých mikritických vápencov („majolica“) – spodný barém.



Obr. 52 Geologická mapa pri jv. okraji Suchého; popaleogénny juhovergentný prešmyk (M. MAHEL 1961).
 1 – paleogén – prevažne zlepence, 2 – chočský príkrov – stredný trias – vápence, 3–8 – krížňanský príkrov: 3 – spodná krieda – slienité vápence, 4 – doger a malm – rádioláριοvé vápence, 5 – lias – flekenmergel, 6 – rét – bridlice, organogénne vápence, 7 – karpatský keuper, 8 – vrchný trias – dolomity, 9–12 – kryštalinikum: 9 – leukokrátne granity, 10 – apliticko-pegmatitické granity, 11 – pararuly, 12 – migmatity, 13 – zlomy a prešmyky.

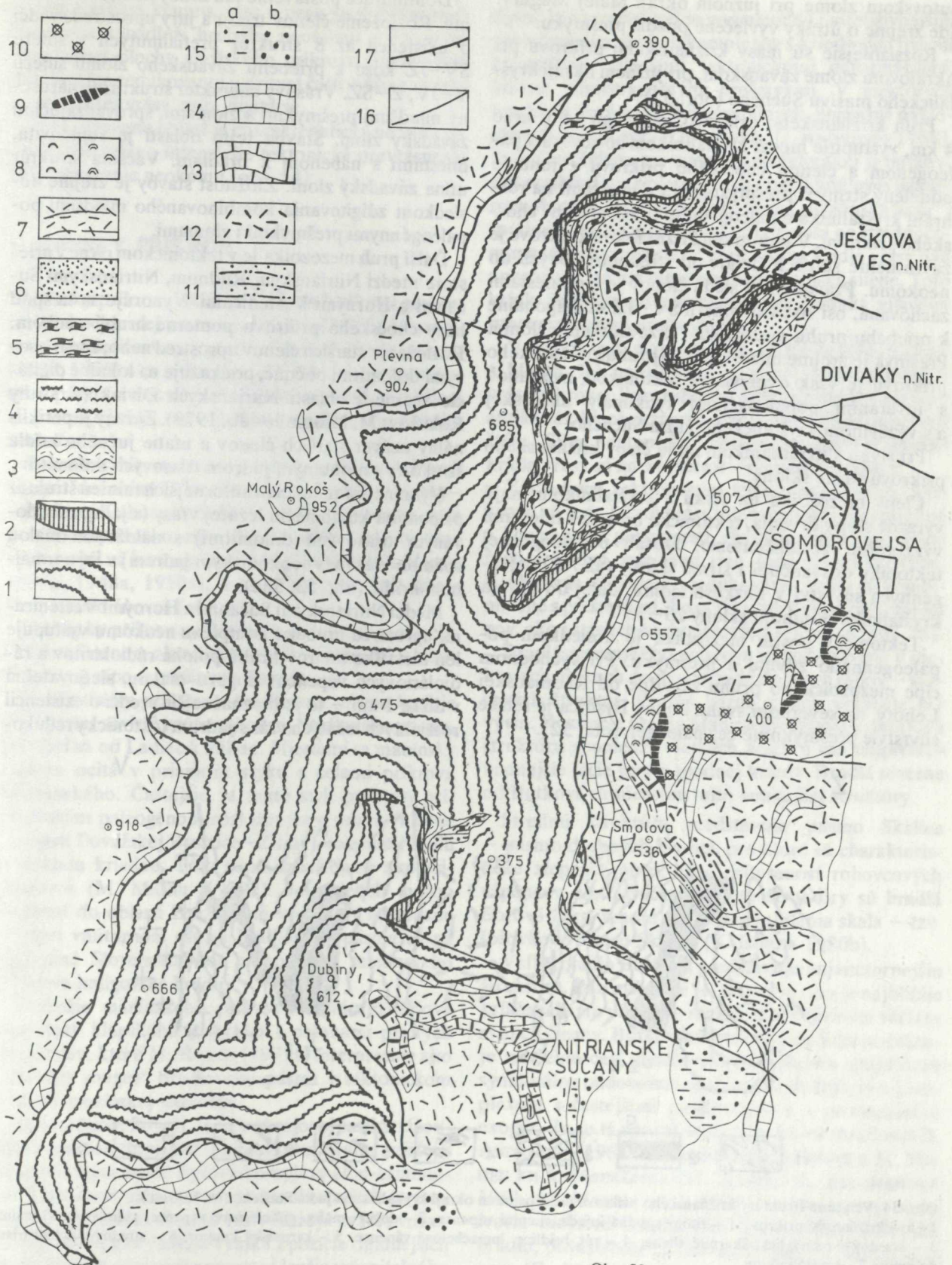


Obr. 53 Geologické profily v južnej časti skupiny Rokoša (Strážovské vrchy; M. MAHEJ).

1-6 - krížňanský príkrov: 1 - dolomity, stredný a vrchný trias, 2 - karpatský keuper, 3 - bridlice, organogénne vápence - réť, 4 - flekenmergel - vrchný lias, 5 - rádiolarity, doger - malm, 6 - slienité vápence, neokóm, 7-13 - chočský príkrov: 7 - gutensteinské vápence, anis, 8 - reifflinské vápence, ilýr a ladín, 9 - svetlé vápence, ilýr a ladín, 10 - dolomity, stredný a vrchný trias, 11 - lunzské vrstvy, spodný karn, 12 - krinoidové a piesčito-krinoidové vápence, lias, 13 - rohovcové vápence, doger, 14 - paleogén.

Obr. 53a Geologická mapa tektonického polokna krížňanského príkrovu na východných svahoch Rokošov (M. MAHEJ).

1-7 - krížňanský príkrov, 1 - sliene a slienité vápence, titón - barém, 2 - rádiolarity a rádiolárové vápence, doger a malm, 3 - adnetské vápence, vrchný lias, 4 - flekenmergel, lias, 5 - bridlice, organogénne vápence, réť, 6 - karpatský keuper, 7 - dolomity, stredný trias až spodný karn, 8-11 - chočský príkrov: 8 - malm, a) červené hluznaté vápence, b) šedé vápence s rohovcami, 9 - pestré silicity, doger, 10 - krinoidové a piesčito-krinoidové vápence - lias, 11 - lunzské vrstvy - spodný karn, 12 - dolomity, stredný a vrchný trias, 13 - reifflinské vápence, vrchný anis, čiastočne ladín, 14 - tmavošedé vápence - anis, 15 - spodný trias, a) slienité vápence a bridlice, b) pieskovce s polohami bridlic, 16 - zlomy, 17 - príkrovové plochy.



Obr. 53a

šutovskom zlome pri južnom okraji Malej Magury. Ide zrejme o útržky vyvlečené pozdĺž prešmyku.

Rozsiahlejšie sú masy križňanského príkrovu pri okrajovom zlome závadskom, pri južnom okraji kryštalického masívu Suchého (obr. 52).

Pruh križňanského príkrovu, miestami až v šírke 4 km, vystupuje medzi kryštalinikom zo severu a paleogénom a členmi chočského príkrovu z juhu je oddelený strmým prešmykom. Len miestami na rozhraní kryštalinika a paleogénu sú triasové členy chočského príkrovu. V samotnom križňanskom príkrove je zavrásnenie starších členov od stredotriasových do neokómu. Pravidelnosť sledu členov je len miestami zachovaná, osi štruktúr smeru SV–JZ sú diagonálne k priebehu pruhu mezozoika i k závadskému zlomu. Prešmyk je zrejme mladší, stavba pruhu križňanského príkrovu je však ovplyvnená tektonikou, zviazanou s utváraním popaleogénnej synklinály uhrovej a s výzdvihom kryštalického jadra Suchého.

Pri styku s kryštalinikom majú členy križňanského príkrovu strmé sklony.

Členy mezozoika na styku s kryštalinikom majú výrazné stopy zvrátenia, tektonické brekcie a miestami výraznejšie zbridičnenie. Dosah popaleogénnej tektoniky dosvedčujú i strmé sklony (až 70°) paleogénnych súvrství v blízkosti zlomu, ďalej od okraja kryštalinika dosahujú sklony 25–35°.

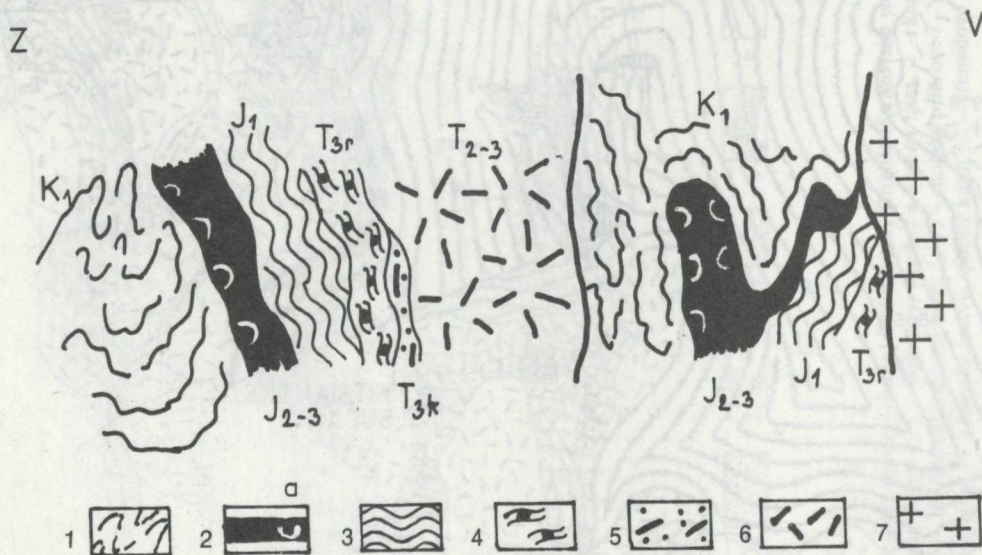
Tektonický postih mezozoika je dôsledkom popaleogénneho zdvihu a prešmyku. Pri východnom cípe mezozoického pruhu západne od Rudnianskej Lehoty, na severnom svahu doliny Bystrica je rétske súvrstvie prešmyknuté cez paleogén (obr. 52).

Dominujúce postavenie má hrubý komplex neokómu. Rozloženie členov triasu a jury uprostred svedčí o existencii až 8 štruktúr pretiahnutých v smere SV–JZ koso k priebehu závadského zlomu smeru V–JV, Z–SZ. Vrásový charakter štruktúr je narušený mladšími prešmykmi a zlomami, sprevádzajúcimi závadský zlom. Stavba tejto oblasti je šupinovitá, miestami s nábehom k bradlám. Väčšina štruktúr utína závadský zlom. Zložitosť stavby je zrejme dôsledkom zdigitovania kombinovaného mladšími popaleogénnymi prešmykmi i zlomami.

Ďalší pruh mezozoika je v tektonickom okne v priestore medzi Nitrianskym Rudnom, Nitrianskymi Sučanmi a Hornými Vestenicami. Vynoruje sa tu spod bázy chočského príkrovu pomerne hrubý neokóm. Rozloženie starších členov uprostred neho, a to triasovými dolomitmi počnúc, poukazuje na lokálne digitácie známe z oblasti Nitrianskych Diviakov (v. svahy Rokošov; M. MAHEL 1948b, 1979). Zjavný je periklinálny záver starších členov a ufatie južného krídla štruktúry s mohutným jadrom triasových dolomitov.

Výraznejšia redukcia vnútornejších ramien štruktúr pripomína kombináciu ležatej vrásky (s jadrom budovaným triasovými dolomitmi) s naloženou malou spätnou vrásou (s neokómskym jadrom) v jej normálnom krídle (obr. 53, 53a).

Medzi Nitrianskymi Sučanmi a Hornými Vestenicami uprostred hrubého komplexu neokómu vystupuje len niekoľko metrov hrubá poloha rádiolaritov a rádioláriových vápencov dogeru–malmu, sledovateľná v dĺžke 1 km – to jednoznačnejšie svedčí o existencii rozsiahlych ležatých vrás s jadrom tektonicky reduko-



Obr. 54 Vztýčené štruktúry križňanského príkrovu pri západnom okraji kryštalického jadra Suchého (M. MAHEL).

1–6 – križňanský príkrov: 1 – titón–spodná krieda, slienité vápence, 2 – doger–malm, rádioláriové vápence, rádiolarity, a) malm, 3 – stredný–vrchný lias, škvornité sliene, 4 – rét, bridlice, lumachelové vápence, 5 – karpatský keuper, 6 – stredný–vrchný trias, dolomity, 7 – kryštalinikum.

vaným. I výskyt keupru, rétu a liasu pri Nitrianskych Sučanoch v nadloží hrubého neokómu a v podloží presunovej plochy chočského príkrovu predstavujú zvyšky silne redukovanej jadrovej časti vyššie pretiahnutej ležatej vrásky, príp. digitácie.

Pre opisovanú oblasť je charakteristický nedostatok hrubšieho albu a intenzívne tektonické prevrásnenie až prehnetenie neokómu (obr. 54).

MANÍNSKY PRÍKROV

Manínsky príkrov, vyčlenený už maďarskými geológmi v rokoch prvej svetovej vojny, bol bližšie štruktúrne charakterizovaný a pomenovaný D. ANDRUSOVOM (1938, 1968) ako príkrov bradlového pásma presunutý z pásma na rozhraní pieníd a tatríd, pôvodom z pásma južne od ultrapieninského exotického hrebeňa.

Pokračovanie manínskej jednotky do centrálnych Karpát do oblasti Trenčianskych Teplíc–Peťovky–Petrovej Lehoty, k Soblahovu až Dubodielu, teda do juhozápadného cípu Strážovských vrchov, sme vysledovali už koncom štyridsiatych rokov (M. MAHEL 1948b, 1948a, 1950a), a to až na východné okraje Považského Inovca (obr. 55).

Manínsky príkrov vystupuje teda v dvoch areáloch: a) pri vnútornom okraji bradlového pásma, b) v juhozápadnom cípe centrálnych Karpát.

a) Manínsky príkrov v bradlovom pásme buduje viac-menej súvislý vnútorný okraj bradlového pásma, tiahnuci sa od Ladiec k Žiline. Miestami sa manínsky príkrov ocitá v priamom styku s čelami príkrovu krížňanského. Častejšie je tento styk prekrytý pribradlovým paleogénom rozloženým v pruhu (hlavne v oblasti Považskej Bystrice–Žiliny), miestami spolu s vrchnou kriedou. Túto zónu označujeme ako pribradlovú (M. MAHEL 1979d). Jej priebeh možno sledovať do oblasti Brezovskej vrchoviny na západe a popri vnútornom okraji bradlového pásma až na východné Slovensko, kde je súčasťou manínskeho príkrovu haligovské bradlo.

Podložie manínskeho príkrovu vytvárajú flyšové komplexy klapského príkrovu s polohami pestrých slieňovcov, ktoré M. RAKÚS (1975a) interpretuje ako „couches rouges“ bradlového pásma v tektonickom podloží manínskej jednotky.

Na strednom Považí, teda v okrajovej časti Strážovských vrchov, súvislosť manínskeho pruhu zaisťujú predovšetkým hrubé flyšové komplexy albu-cenomannu. Uprostred nich vystupujú bradlá starších jursko-spodnokriedových členov. Tie vykazujú zväčša vrásový charakter, ktorý zvlášť vyniká z pozície rigidnejších predalbských sekvencií uprostred lepšie vrásnitého

flyšu. Tektonický štýl je podmienený i intenzívnejším prevrásnením starších komplexov s kriedovým flyšom i postihom mladšími tektonickými deformáciami, hlavne juhovergentnými prešmykmi. V niektorých bradlách je výrazný štýl normálnych, prípadne naklonených vrás (Kauča, Drienovka; D. ANDRUSOV 1968). Typickou čelnou prevrátenou antiklinálou je butkovská antiklinála v severnej časti s periklinálnym uzáverom. Aptské až spodnoalbské fácie („urgónska fácia“) spodného krídla antiklinály ležia zväčša na strednocenomanských vrstvách. V normálnom krídle vrásky nad „urgónom“ sú len miestami vrchnoalbské slie. Toto krídlo je miestami zošupinovatené i vďaka mladším juhovergentným prešmykom.

Vrásový štýl majú hlavne veľké bradlá Butkov a Manín. Ich predflyšové členy sú súčasťou čelných vrás príkrovu. Pozoruhodné sú periklinálne uzavery antiklinál, ktoré zaznamenávajú nábeh k bradlovému štýlu. Silne tektonicky redukované hlavne spodné krídla vrásky sú na Maníne a v menších bradlách

Základným tektonickým štýlom manínskeho príkrovu sú teda ležaté vrásky intenzívnejšie prevrásnené a hlavne utaté prešmykmi, charakteristické pre čelné časti príkrovu, miestami viac, inde menej vztýčené. Krídla vrás sú častejšie redukované; vrásky sú kombinované s prešmykmi. To sa týka tak flyšových komplexov, ako i starších karbonátových sekvencií (obr. 56).

Bradlá manínskeho príkrovu sú rozostavené v niektorých úsekoch do dvoch, inde do troch radov – vrásových štruktúr. Pritom každé z nich vykazuje iný vývin. Rozsiahle bradlo Manína predstavuje okrajovú štruktúru spomedzi všetkých troch a má najplytkovodnejšie fácie jury a spodnej kriedy. Bradlá severne od Butkova sú súčasťou tejto vonkajšej štruktúry.

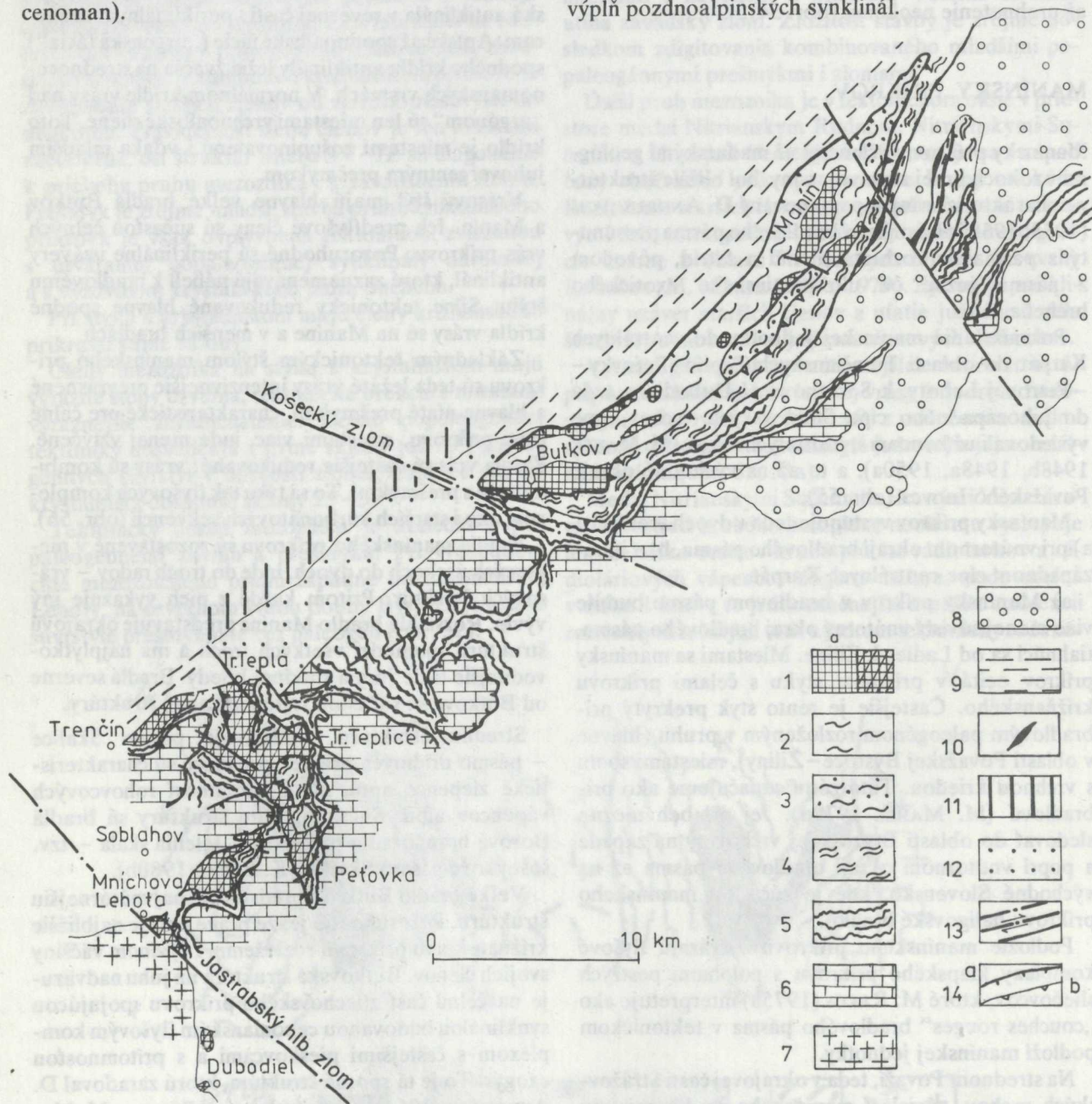
Strednú štruktúru predstavuje pásmo Skalice – pásmo drobných bradiel, pre ktoré sú charakteristické zlepené apty, ale i prítomnosť rohovcových vápencov albu. Súčasťou tejto štruktúry sú bradlá Borová hora, bradlo pri Slopnej, Jelenia skala – tzv. šošovkové pásmo Skalice (K. BORZA 1980b).

Veľké bradlo Butkova predstavuje najvnútornejšiu štruktúru. Pozoruhodné je, že práve ono je najbližšie krížňanskému príkrovu rozložením i vývinom väčšiny svojich členov. Butkovská štruktúra na juhu nadväzuje na čelnú časť zliechovského príkrovu spojujúcou synklinálou budovanou cenomanským flyšovým komplexom s častejšími pieskovecami a s prítomnosťou exogýr. To je tá sporná štruktúra, ktorú zaraďoval D. ANDRUSOV (1964) k manínskemu príkrovu a M. MAHEL ku krížňanskému (M. MAHEL–A. KULLMANOVÁ 1961, M. MAHEL et al. 1967). Jej vnútorný okraj tvoria niektoré bradlá, ako Zlatý dielec, Súľovské bradlo, považované prv za manínske a R. MARSCHALKOM (R. MARSCHALCO–J. KYSELA 1979) zaraďené

k podmanínskemu pásmu a považované za ulomené čelo krížňanského príkrovu. Smerom na západ vnútorný okraj spojujúcej štruktúry buduje nozdrovický vývin spodnej kriedy a šupiny Čvirigovca (M. MAHEL 1961, 1978).

Jadrovým členom synklinál v manínskej jednotke sú najčastejšie praznovské vrstvy (stredný – vrchný cenoman).

V severozápadnom cípe Strážovských vrchov vystupujú mladšie členy vrchnej kriedy (vrchný turón – spodný santón) s prevahou flyšových komplexov. Sú predstaviteľom príbradlovej zóny presunutým do bradlového pásma ako vrchná etaž manínskeho príkrovu. Ďalší člen príbradlovej zóny, paleogén, prekrýva čiastočne i čelnú časť krížňanského príkrovu, ako výplň pozdnoalpínskych synklinál.



Obr. 55 Schéma rozloženia manínskeho príkrovu v Strážovských vrchoch (M. MAHEL).

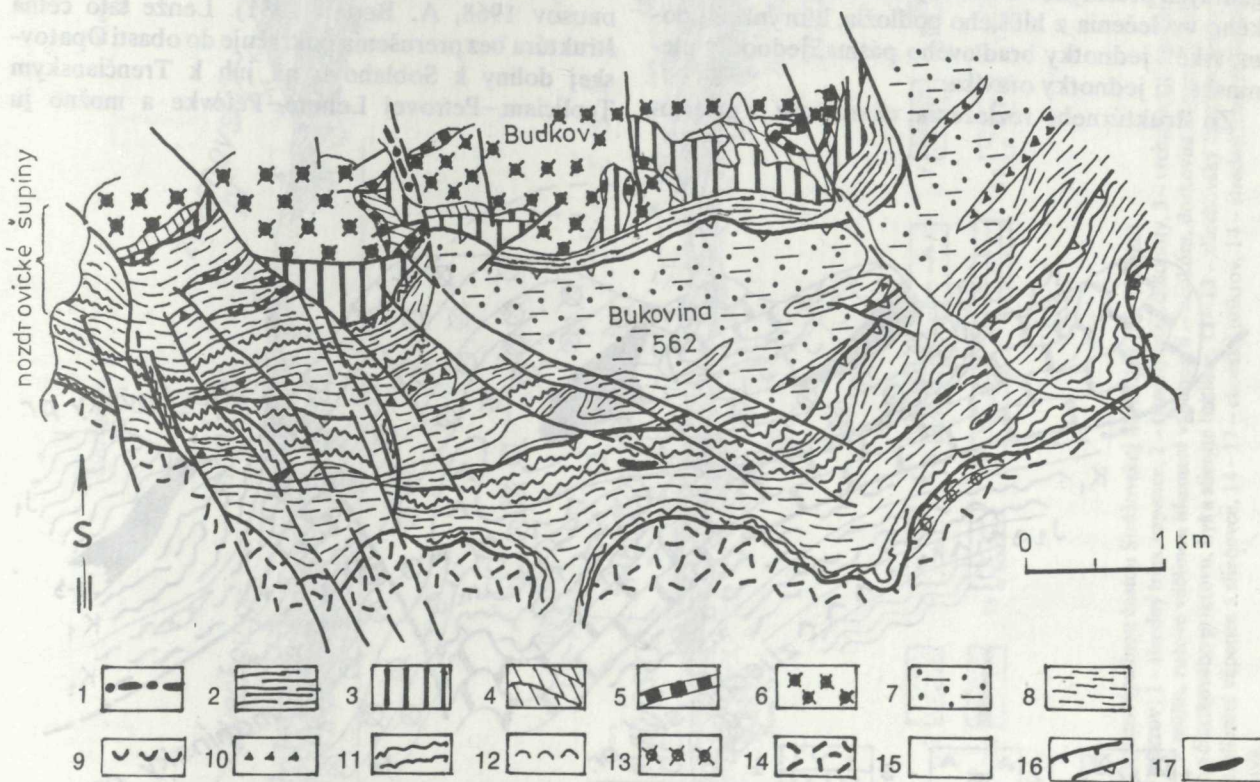
1–3 – manínsky príkrov: 1 – spodné členy manínskeho príkrovu (až po spodný alb), a) v bradlovom pásmo, b) v centrálnokarpatskom pásmo, 2 – „spodný obal“, alb–cenoman, 3 – „vrchný obal“, vyššie členy vrchnej kriedy, 4–5 – krížňanský príkrov: 4 – nozdrovické šupiny, 5 – čelné a príčné časti príkrovu (jura–spodný cenoman), 6 – chočský príkrov, 7 – kryštalinikum Považského Inovca a jeho obal, 8 – príbradlový paleogén, 9 – klapský príkrov, 10 – bradlá kosteleckého typu, 11 – pieninské bradlové pásmo, 12 – neogén, 13 – význačnejšie zlomy, 14 – presunové línie a) prvého rádu, b) druhého rádu.

Podľa J. SALAJA (1962c) a D. ANDRUSOVA (1972) je plynulý sled medzi strednou a vrchnou kriedou manínskeho príkrovu neprerušovaný až do spodného mástrichtu. V úseku Žilina – Hradisko je krieda (turón – mástricht) späť bez prerušenia v sedimentácii (J. SALAJ – J. KYSELA – V. GAŠPARIKOVÁ – A. BEGAN 1978) i s paleocénom a eocénom.

Opísaný tektonický štýl manínskej jednotky sa nápadne líši od pravého bradlového štýlu, typického hlavne pre čorštynskú a kysuckú jednotku. U týchto jednotiek pieninského pásma bradlá sú spravidla menšie, rozbitejšie. Výraznejšia je u nich tektonická selekcia členov podľa charakteru plasticity, väčšia premiešanosť bradiel s ich obalom, ako dôsledok intenzívnejšieho stlačenia a uplatnenia voľných pohybů a diapirických výstupů. Častá je i nepravidelnosť vo vergencii, ďaleko výraznejšie sa uplatňujú spätné juhovergentné pohyby. Naopak, manínska jednotka má tektonický štýl v základných rysoch zhodný so

štýlom čelných častí krížňanského príkrovu s. s. Pravda, s tým rozdielom, že plastickejšie súvrstvia neokómu zliechovskej jednotky, ako jadrové členy čelných antiklinál, majú súvislejší priebeh (spravidla) než bradlá manínskeho príkrovu. Tam, kde v čelnej časti krížňanského príkrovu vystupujú v jadre antiklinál uprostred albských slieňovcov rigidnejšie rohovcové vápence aptu, resp. spodného albu, i ony vykazujú štýl pretrhaných šošoviek s nábehom k bradlám (Súlov, Zlatý dielec, bradielka na svahu Malenice).

Rozdiely v tektonickom štýle predflyšových členov manínskej jednotky alebo krížňanského príkrovu s. s. v značnej časti vyplývajú teda z rozdielův mechanických vlastností hornín. Sú analogické, aké bývajú medzi čiastkovými príkrovmi a kmeňovým príkrovom krížňanským s. s.: v Strážovských vrchoch medzi čiastkovým príkrovom belianskym a zliechovským. v Malých Karpatoch medzi čiastkovým príkrovom vysokým a zliechovským, v Považskom Inovci medzi



Obr. 56 Geologická mapa čelnej časti krížňanského príkrovu v susedstve butkovského bradla (J. MICHALÍK 1979, interpretácia čiastočne upravená).

1–6 – manínsky príkrov: 1 – cenoman, pieskovcový flyš, 2 – vrchný alb – spodný cenoman, pestré slieňe, 3 – barém – spodný alb, šedé organodetritické vápence, 4 – titón – neokóm, šedé slieňité vápence, 5 – doger – malm, hfuznaté vápence, 6 – lias, piesčité krinoidové vápence, 7–11 – krížňanský príkrov: 7 – vrchný alb – cenoman, pieskovce, slieňité bridlice, 8 – alb, slieňité bridlice, vložky pieskovcov, 9 – lumachelové vápence s exogými, 10 – spodný alb, rohovcové vápence, 11 – spodná krieda, slieňité vápence, 12–14 – chočský príkrov: 12 – malm, pestré vápence, rádiolarity, 13 – lias, krinoidové vápence, 14 – stredný – vrchný trias, dolomity, 15 – kvartér, 16 – presunové línie prvého a druhého radu, 17 – augitivity.

čiasťkovým príkrovom beckovským a zliechovským.

Pravda, pri rozbitosti jadra čelných štruktúr manínskeho príkrovu iste zohrala dôležitú úlohu ich pozícia v bradlovom pásme, kde sa uplatnilo vo viacerých fázach intenzívne stlačenie. V najmladších fázach sávkových a štýrskych dôležitú úlohu pri drobení štruktúr zohrali spätné prešmyky a zlomy. Zvlášť názorné je rozbitie pri južnom okraji bradla Butkov.

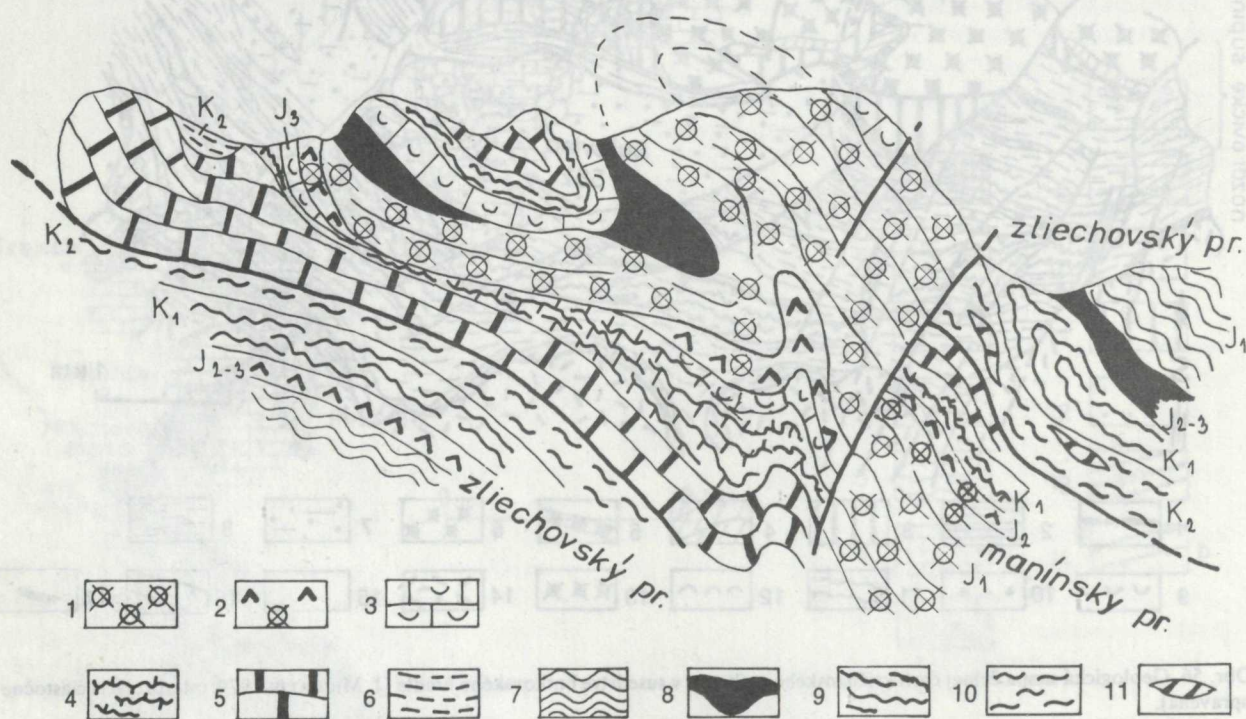
Príkrovová pozícia manínskeho príkrovu vo vzťahu ku klapskej jednotke je zjavná v severnej časti, kde strednokriedové komplexy manínskeho príkrovu prekrývajú vrchnokriedové členy klapskej jednotky, a to i jej šupiny s prevráteným sledom, predstavujúce južné krídlo klapského vejára. To naznačuje štruktúrnu samostatnosť a nezávislosť obidvoch príkrovov.

Areál manínskeho príkrovu v bradlovom pásme spestrujú a jeho príkrovový charakter zvyčajne vystupujú kostoleckých bradiel. Tie môžu predstavovať olistolity uprostred klapskej jednotky, hlavne v jej spodných polohách. Ich rozloženie pozdĺž juhovergentných prešmykov naznačuje možnosť ich tektonického vyvlečenia z hlbšieho podložja, ktorým sú „domovské“ jednotky bradlového pásma, jednotky pieňinské, či jednotky oravika.

Zo štruktúrneho rozloženia, charakteru, z priesto-

rovej pozície jednotlivých typov manínskych bradiel a prechodných vývinov zjavne vysvitá, že pruhy manínskych „bradiel“ s ležatými vrásami, ako dominujúcim tektonickým štýlom, sú súčasťou jednotného systému čelných vrás spolu s krížňanským príkrovom (obr. 57). Pochopiteľne, že vzdalovaním od čelnej časti sa príkrovy stávajú plochejšími, strácajú čelný charakter; tak je to i v druhom priestore rozloženia manínskeho príkrovu v juhozápadnom cípe Strážovských vrchov.

Manínsky príkrov v centrálno-karpatskej časti štruktúrne vykazuje v podstate tie isté znaky ako v bradlovom pásme. Rozdiely sú však v tom, že jeho postih mladšími stiesňovacími pohybmi charakteristickými pre bradlové pásmo a pribradlovú zónu je podstatne menší v centrálno-karpatskej časti a že nejde o čelnú časť príkrovu. Čelnú časť manínskeho príkrovu vystupujúcu v bradlovom pásme možno sledovať len čiastočne v priestore Trenčianska Teplá–Dobrá, Trenčín–Skalka. Pri tomto sa nepochybuje o príslušnosti bradla Skalka k manínskemu príkrovu (D. ANDRUSOV 1968, A. BEGAN 1981). Lenže táto čelná štruktúra bez prerušenia pokračuje do oblasti Opatovskej doliny k Soblahovu na juh k Trenčianskym Tepliciam–Petrovej Lehote–Peťovke a možno ju

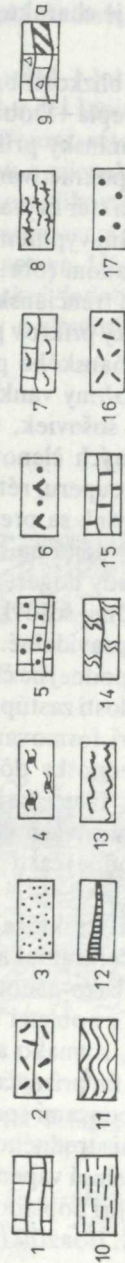
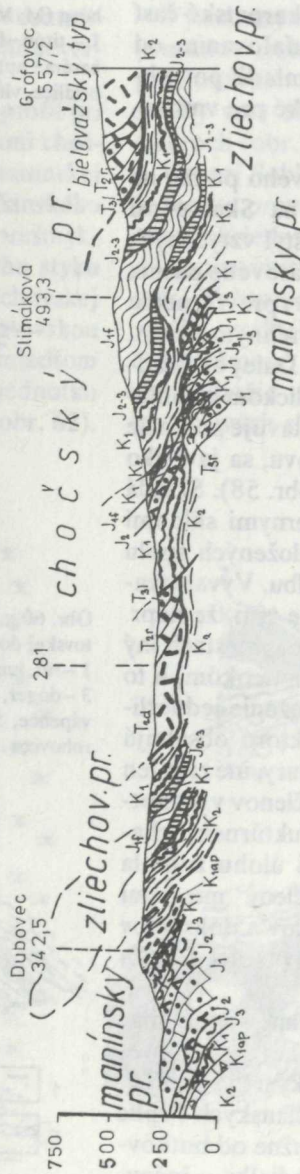
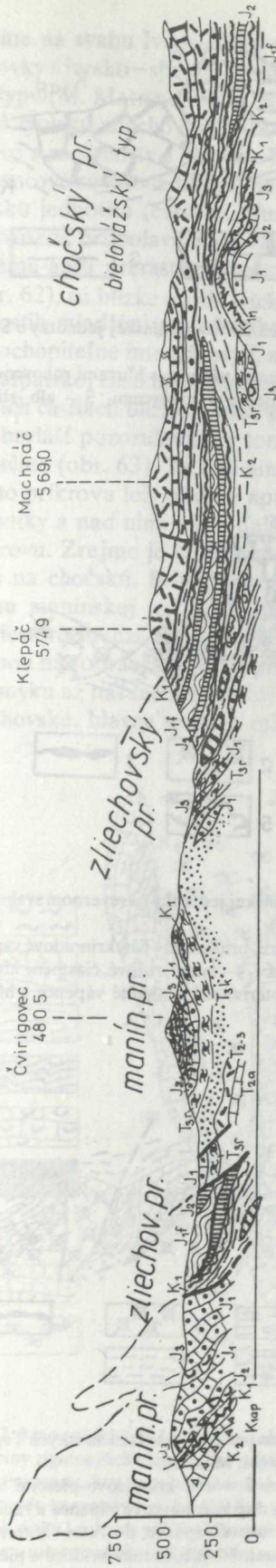


Obr. 57 Čelná časť manínskeho príkrovu pri Trenčianskej Teplej (M. MAHEL 1982).

1–6 – manínsky príkrov: 1 – lias, piesčité krinoidové vápence, 2 – doger, rohovcovo-krinoidové vápence, 3 – malm, ružové, čiastočne hfuznaté vápence, 4 – spodný neokóm, vápence čiastočne slienité, 5 – neokóm–spodný alb, vápence s rohovcami, 6 – vrchný alb–spodný cenoman, pestré sliene, 7–10 – zliechovský príkrov: 7 – lias, flekenmergel, 8 – doger–malm, rádioláriové vápence a rádiolarity, 9 – titón–neokóm, slienité vápence, 10 – alb–spodný cenoman, bridlice, pieskovce, 11 – spodný alb, rohovcové vápence.

SZ

JV



Obr. 58 Geologické profily juhozápadnou časťou Strážovskej hornatiny (M. MAHEL).

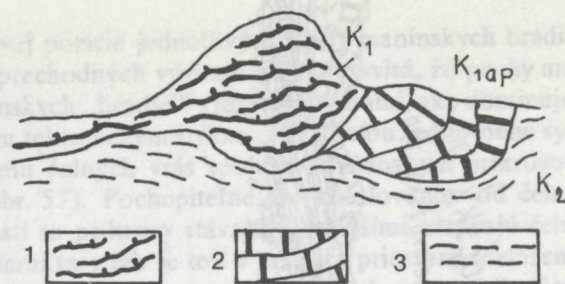
1-9 - manínsky čiasťový príkrov: 1 - stredný trias, vápence, 2 - stredný trias, dolomity, 3 - vrchný trias, karpatský keuper, 4 - rýt, karpatský typ, 5 - lias, piesčito-krinoidové vápence, 6 - doger, silicity, bridlice, 7 - malm, ružové väčšinou hľuznaté vápence, 8 - neokóm, doskovité vápence s rohovcami, 9 - barém - apt, organodetritické vápence, 10 - alb - cenoman manínskeho a zliechovského čiasťového príkrovu, flyš a slienité bridlice, 11-13 - zliechovský čiasťový príkrov, 11 - vyšší lias, flekenmerglóvá fácia, 12 - malm, rádiolárové vápence a rádiolarity, 13 - neokóm, slienité vápence a slieňovce, 14-17 - chočský príkrov, 14 - stredný trias, reifínske vápence, 15 - stredný trias, svetlé vápence, 16 - stredný - vrchný trias, dolomity, 17 - lunszké vrstvy.

sledovať 15–20 km od okraja bradlového pásma až k Dubodielu (obr. 55). Tu všade v podloží krížňanského príkrovu zliechovského typu sa nachádza manínsky príkrov, lenže leží analogicky ako nadložný krížňanský príkrov – plocho. Ak je v bradlovom pásme manínsky príkrov spolu so susednými štruktúrami krížňanského príkrovu, hlavne s nozdrovickou štruktúrou, súčasťou jednotného čelného systému, tak ďalej od bradlového pásma obidva príkrovy predstavujú systém plochých ležatých vrás až šupín.

Podľa nás nemožno teda pochybovať o nadväznosti čelnej časti príkrovu na jeho centrálnokarpatskú časť (M. MAHEL et al. 1967, 1979d). Vzďaľovaním od bradlového pásma sa však znižuje i mladší povrchnokriedový postih, čo je charakteristické pre vnútrokarpatské jednotky.

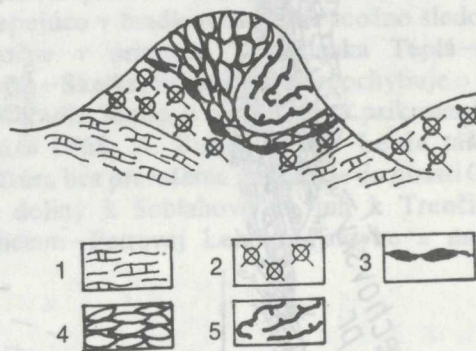
V okrajovej časti v blízkosti bradlového pásma na úseku Trenčianska Teplá–Dobrá a na Skalke pri Trenčíne vykazuje manínsky príkrov štýl vztýčených čelných vrás. Ide tu o pokračovanie vrásového pásma z Butkova. Čelný charakter zvyrazňuje i prevrásnenie s lokálnymi synklinálami vyplnenými vrchným albom, príp. spodným cenomanom (obr. 57). Ďalej od bradlového pásma v úseku trenčianskoteplickom a soblahovskom, kde manínsky príkrov predstavuje podložie plocho ležiaceho krížňanského príkrovu, sa javí ako viac-menej plocho uložený vankúš (obr. 58). Skladá sa z malých šupín a šošoviek, s miernymi sklonmi 10–25°, zväčša rigidných členov rozložených spolu s plastickými členmi keuperu, rétu a albu. Vyvalcovanie jednotlivých šošoviek sa prejavuje tým, že napr. s podložným rétom sa ocitá na rôznych miestach iný člen – raz lias, inokedy doger, malm, neokóm, a to dokonca v rozsahu jednej šošovky. Zloženie jednotlivých šošoviek je nepravidelné. Niektoré obsahujú všetky členy, iné len spodnejšie členy jury, iné zasa len neokóm. Pri rôznorodosti zastúpenia členov v jednotlivých šošovkách a pri formovaní štruktúrneho charakteru manínskej jednotky dôležitú úlohu zohrala tektonická selekcia. Plastickejšie členy miestami v sprievode strednotriasových vápencov a dolomitov sú nahromadené v spodnej časti príkrovu (obr. 59, 60, 61).

Tak ako butkovská štruktúra i vrchné šupiny manínskeho príkrovu v centrálnokarpatskej časti sú previazané spojujúcim albsko-cenomanským flyšom. Výrazný pruh sa vytvára i v oblasti Trenčianskych Teplíc a pri Soblahove. I tu, rovnako ako južne od butkovskej štruktúry, sú pre ňu príznačné bradielka – šošovky s rohovcovými vápencami spodného albu i s kalciferulovými vápencami stredného albu. Zvlášť charakteristické sú hrubšie telesá vápencov neokómu až albu na lokalite Bindarka pri Soblahove, podrobne mikrofaciálne spracované K. BORZOM (1980b). Dávnejšie sú



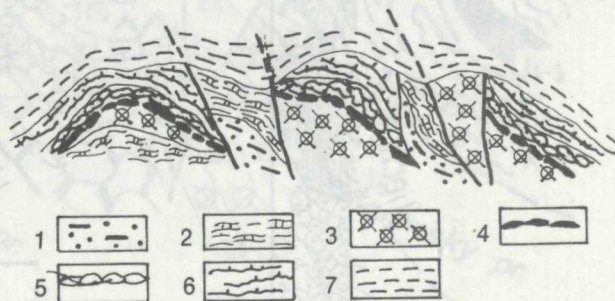
Obr. 59 Rozloženie mladších členov manínskej jednotky u Soblahova (M. MAHEL)

1 – titón–hoteriv, slabo slienité vápence s hfuzami rohovcov, 2 – barém–apt, tmavošedé vápence s rohovcami, 3 – alb, slienité bridlice, vložky pieskovcov.



Obr. 60 „Bradielko“ manínskej jednotky na severnom svahu Opatovskej doliny (M. MAHEL)

1 – réť, lumachelové vápence, bridlice, 2 – lias, krinoidové vápence, 3 – doger, rohovcové vápence, 4 – malm, ružové, čiastočne hfuznaté vápence, 5 – valangin–hoteriv, slabo slienité vápence s hfuzami rohovcov.



Obr. 61 Defilé manínskym príkrovom v Trenčianskych Tepliciach na severnom svahu doliny (M. MAHEL)

1 – vrchný trias–keuper, 2 – réť, krinoidovo-piesčité vápence s hojnými rohovcami, 3 – doger, rohovcové vápence a rádiolarity, 4 – vrchný doger–malm, ružové vápence, 6 – titón–hoteriv, slabo slienité vápence s rohovcami, 7 – alb, slienité bridlice a pieskovce.

známe na svahu Ivančíkovca uprostred flyšu viaceré šošovky s jursko – spodnokriedovými členmi miešaného typu (M. MAHEL 1948a). Niektoré z nich pripomínajú typickú zliechovskú sekvenciu (rádiolárióvé vápence a rádiolarity a detailne zvrásnené slieňovcové vápencové súvrstvia titónu–neokómu), iné členy manínsku jednotku (červené hľuznaté vápence malmu, tmavošedé hrubolavicovité vápence organodetritické barému–aptu prerastené husto čiernymi rohovcami) (obr. 62), sú blízke nozdrovickým šupinám.

Postih mladšími povrchnokriedovými vrásneniami je pochopiteľne intenzívnejší, ale i zjavnejší v centrálno-karpatskej časti manínskeho príkrovu v jeho severnejších častiach bližšie k bradlovému pásu.

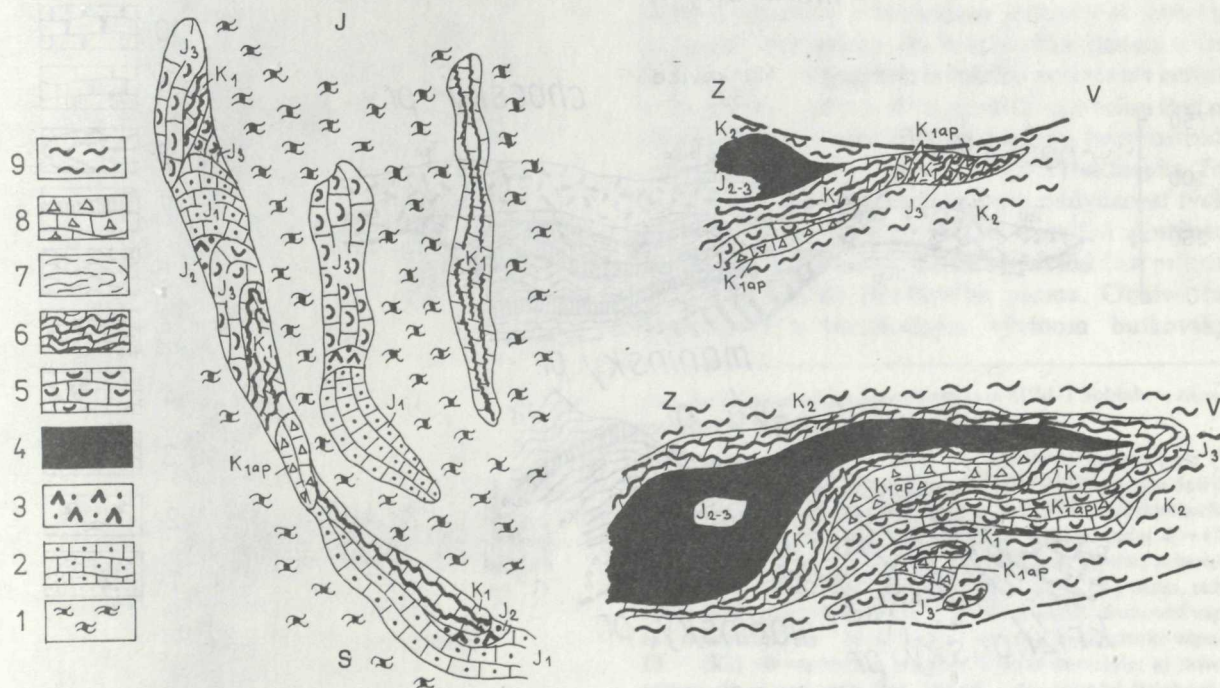
Obzvlášť pozoruhodný v tomto smere je profil pri Kolačine (obr. 63). Tu nad lunzskými vrstvami chočského príkrovu leží priamo apt a neokóm manínskej jednotky a nad nimi alb a ďalšie členy krížňanského príkrovu. Zrejme je tu manínska jednotka prešmyknutá na chočskú. Bližšie sledovanie priebehu styku pruhy manínskej jednotky a jednotky zliechovskej v priestore medzi potokom Tepličky a Opatovskou dolinou nás oprávňuje i tu k predpokladu o mladšom prešmyku až násune manínskej jednotky na jednotku zliechovskú, hlavne severne od Čvirigovca (obr. 62).

Tu je teda manínska jednotka, spolu s krížňanskou a čiastočne i s chočskou, postihnutá vrásnením mladším, azda laramským, prípadne ešte mladším.

Väčší rozsah násunov naznačuje profil pri Dobrej pri Trenčíne (obr. 57). Tu sa flyšovitú súvrstvie s vrchnoalbskými foraminiferami – sférosideritové slieňe krížňanského príkrovu – ponára pod barémno–aptské vápence manínskeho príkrovu; doprevádzané je v nadloží vrchnoalbsko–spodnocenomanskými pestrými slieňami. Presun reliéfom je odkrytý najmenej 2 km.

Významným príspevkom pre potvrdenie väčších presunov (mladších než koňak) a pre preukázanie príkrovového charakteru manínskej jednotky boli výsledky vrtu SM-1 pri Soblahove, a to vo viacerých smeroch (obr. 64):

Vrt pri Soblahove SM-1 lokalizovaný v manínskej jednotke prevrtal dve jej šupiny budované prevažne spodnokriedovými členmi, rétom a keuperom. Potvrdil šupinovitú stavbu s náznakmi existencie ležatých vrás. Tektonickú komplikovanosť dokladajú tenké vložky spodného cenomanu, príp. vrchného albu spolu s barémom, príp. aptom. Už v hĺbke 289 m zastihol vrt podložie manínskej jednotky a prevrtal šupiny tmavosivých slieňov a slieňitých bridlíc rétu a liasu,



Obr. 62 Mapová schéma šupín manínskeho čiastkového príkrovu pri Trenčianskych Tepliciach (M. MAHEL).

a – šupiny rigidnejších členov (lias–apt) uprostred plastickejšieho rétu, b – šupiny „zmiešaných“ facií jury a spodnej kriedy uprostred albu–cenomanu, ktorý spojuje manínsky a zliechovský príkrov.

1 – (T_{3r}) réť, karpatský typ, 2 – (J₁) lias, piesčito–krinoidové vápence, 3 – (J₂) silicity, bridlice, 4 – (J₂₋₃) rádiolárióvé vápence a rádiolarity, 5 – (J₃) malm, ružové, zväčša hľuznaté vápence, 6 – (K₁) spodný neokóm, vápence s rohovcami, 7 – (K₁) neokóm, slieňe a slieňité vápence s rohovcami, 8 – (K_{1ap}) barém–apt, organodetritické vápence, 9 – (K₂) alb–cenoman, flyš.

striedajúce sa so súvrstvím keuperu s telesami anhydritov. Uprostred týchto šupín sa našli v hĺbke 1317–1346 m pestré slieňovce a sliene s koňackými foraminiferami (V. GAŠPARIKOVÁ 1980b).

Vrt SM-1 tak jednoznačne preukázal:

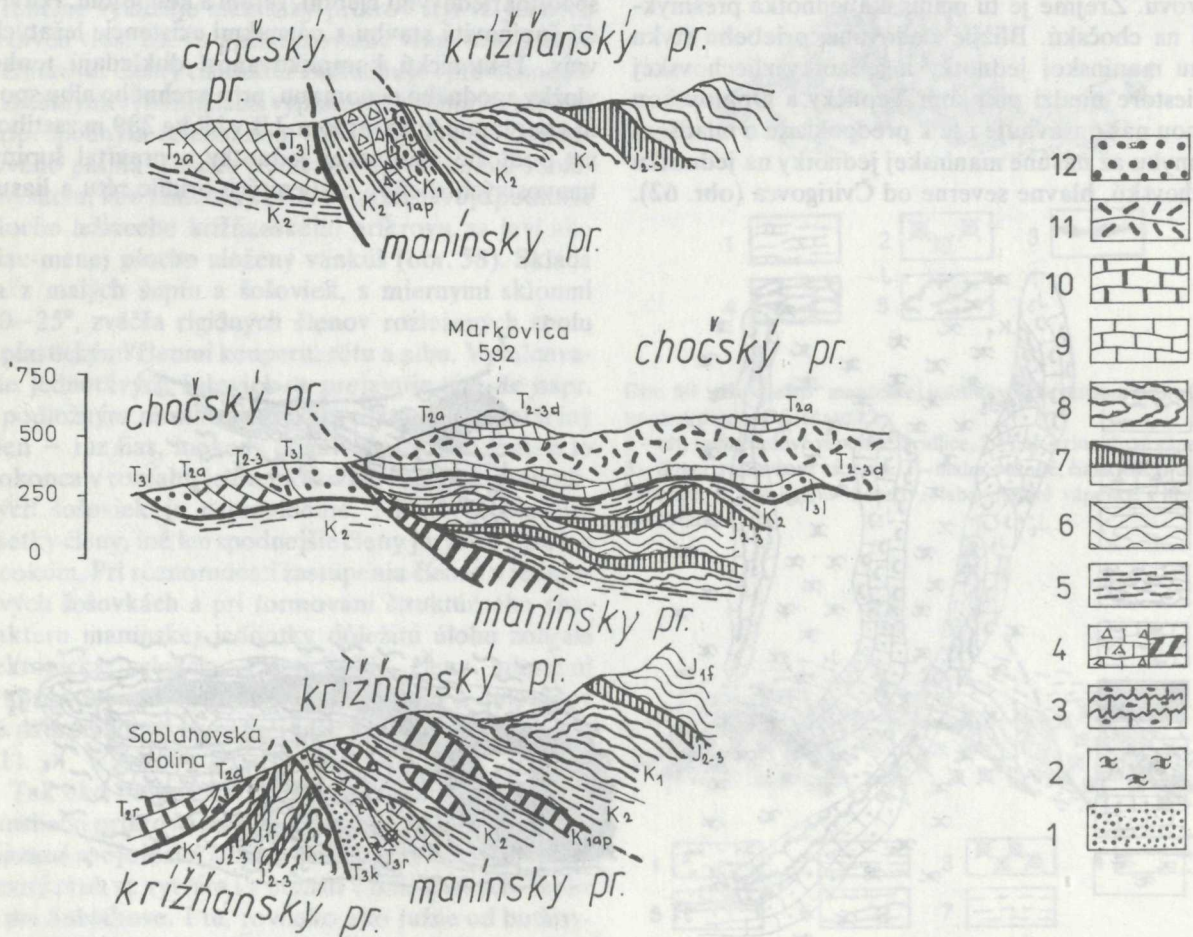
a) Príkrkový charakter manínskeho príkrovu v jeho centrálno-karpatskej časti s pozíciou v podloží zliechovského príkrovu a v nadloží šupín jednotky, ktorá nevystupuje na povrch. Táto s najväčšou pravdepodobnosťou predstavuje štruktúrne elementy obalovej jednotky.

b) Výsledky spomínaného vrtu vylučujú alternatívu o prechode manínskej série do pozície obalu kryštallického jadra Považského Inovca (M. MAHEL 1948a, b, 1951), k čomu zvädzalo hlavne vystupovanie jej súvislého sledu, počnúc strednotriasovými vá-

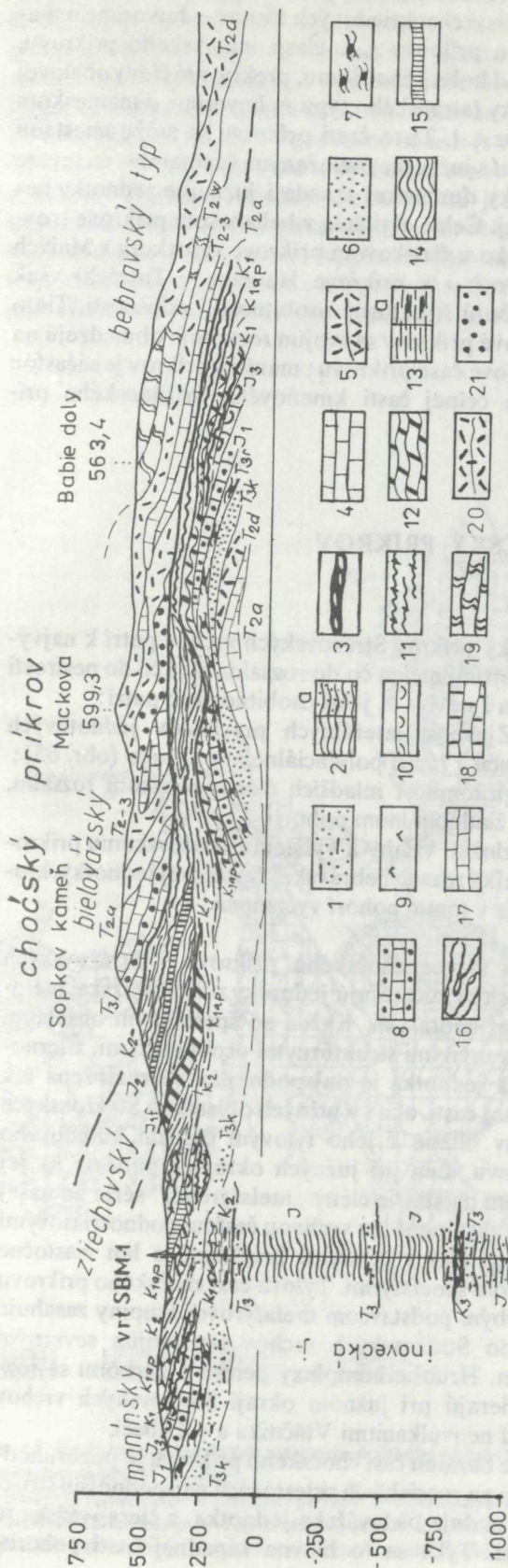
penkami pri Mníchovej Lehote. Dnes však vieme (obr. 55), že styk manínskej sekvencie a kryštallického jadra je tektonický, sprostredkovaný jedným z najdôležitejších priečných zlomov v Karpatoch, jastrabským zlomom (M. MAHEL 1967).

c) Navrátna poloha slieňov a bridlíc vrchného albu–spodného cenomanu v dopreve barému potvrdzuje kondenzovaný vývoj vrchného albu až spodného cenomanu a predchádzajúci hiát rovnaký ako v butkovskej štruktúre.

d) Potvrdzuje sa značný rozsah pokoňackých pohybov, a to tým, že sa v hĺbke 1317–1346 m zastihlo súvrstvie koňaku analogické vývinom i vekom súvrstviem vystupujúcim uprostred kryštallinika v neďalekom Inovci (A. KULLMANOVÁ 1980, V. GAŠPARIKOVÁ 1980b).



Obr. 63 Profily znázorňujúce mladší prešmyk manínskeho príkrovu (M. MAHEL).
 1–4 – manínsky čiastkový príkrov: 1 – (T_{3k}) karpatský keuper, 2 – (T_{3r}) réť, karpatský typ, 3 – (K_{1m}) spodný neokóm, vápence s rohovcami, 4 – (K_{2ap}) barém–apt, organodetritické vápence s rohovcami, 5 – (K₂) alb–cenoman, flyš, 6–8 – zliechovský čiastkový príkrov: 6 – (J^{1f}) vrchný lias, fleken.mergel, 7 – (J₂₋₁) doger–malm, rádiolarity a rádiolárieové vápence, 8 – (K₁) neokóm, sliene a slienité vápence, 9–12 – chočský príkrov: 9 – (T_{2a}) anis, gutensteinské vápence, 10 – (T_{2r}) anis–ladin, reiflinské vápence, 11 – (T_{2-3d}) ladin–vrchný trias, dolomity, 12 – (T_{3l}) karn, lunzské vrstvy.



Príkrovový charakter manínskej jednotky bol preukázaný i vrtom P-1 pri Peťovke. I tu, v hĺbke 233 m v podloží dolomitov až do konečnej hĺbky 551,00 m, bolo zasiahnuté flyšovitú súvrstvie tmavosivých slienitých bridlíc s tenkými polohami sivých strednozrnných vápnitých pieskocov. Prítomnosť globigerínovitých foraminifer (bližšie neurčiteľných) poukazuje na strednokriedovú, prípadne až vrchnokriedovú príslušnosť súvrstvia.

Vrt P-1 prevrtal:
 od 1,00 do 39,00 m keuper,
 od 39,00 do 61,00 m šedé dolomity s vložkami bunkovitých dolomitov a pestrých bridlíc,
 od 61,00 do 233,20 m dolomity s polohami dolomitových vápencov a vápencov, od 233,00 do 551,50 m slienité bridlice s vložkami vápnitých pieskocov – stredná – vrchná – vrchná krieda.

Osobitne treba vyzdvihnúť, že vápnité pieskocce popri kremenných zrnách obsahujú sericitizované živce (ortoklasy i lamelované plagioklasy, úlomky vápencov rôznych štruktúr, ale i úlomky dolomitov a bazických hornín).

Z uvedeného rozboru stavby manínskeho príkrovu vyplýva obsahová i štruktúrna jednotnosť jeho časti včlenenej tektonicky do bradlového pásma i časti rozloženej v podloží krížňanskeho príkrovu v centrálno-karpatskej oblasti. Prvá predstavuje čelnú časť príkrovu, druhá plocho ležiacu na čelo bezprostredne nadväzujúcu časť príkrovu. Profil Trenčianska Teplá – Trenčianske Teplice vystihuje nadväznosť týchto dvoch častí (obr. 57). Obidve časti sú postihnuté pokoňackými násunmi. Lenže len čelná časť príkrovu bola včlenená do bradlového pásma. Obidve časti štruktúrami s prechodným vývinom butkovským

Obr. 64 Geologický profil v oblasti vrta SBM-1 Soblahov, západná časť Strážovskej hornatiny (M. MAHEL).

1–3 – inovecká obalová séria: 1 – karpatský keuper a rét (T_3), 2 – jura, vápence, slienité vápence (J), a) so zvýšeným detritom (Ka), 3 – koňak, pestré súvrstvie (K_3), 4–13 – manínsky čiastkový príkrov: 4 – (T_{2a}) tmavé vápence, 5 – (T_{2d}) dolomity, 6 – (T_{3k}) karpatský keuper, 7 – (T_{3r}) rét, 8 – (J_1) lias, piesčité krinooidové vápence, 9 – (J_2) doger, silicity, bridlice, 10 – (J_3) malm, ružové väčšinou hľuznaté vápence, 11 – (K_{1m}) neokóm, doskovité vápence s rohovcami, 12 – (Kap barém – apt, organodetrítické vápence, 13 – (K_2) alb – cenoman hraničné flyšové súvrstvie, a) ílovcový vrchný alb až cenoman, flyš, 14–16 – zliechovský čiastkový príkrov: 14 – (J_1) vrchný lias, flekenmerglóvá fácia, 15 – (J_{2-3}) dogersko-malmské rádioláριοvé vápence a rádiolarity, 16 – (K^1) slienité vápence a slieňovce neokómu, 17–21 – chočský príkrov: 17 – (T_{2a}) stredný trias, tmavé vápence, 18 – (T_{2r}) stredný trias, vápence s rohovcami (reiflinské), 19 – (T_{2v}) stredný trias, svetlé vápence (wettersteinské), 20 – (T_{2-3}) stredný – vrchný trias, dolomity, 21 – (T_{3i}) vrchný trias, lunzské vrstvy.

a nozdrovickým ukazujú na zviazanosť s krížňanským príkrovom do jednotného príkrovového systému vyššieho radu. Intenzívnejšie prevrásnenie manínskeho príkrovu s jeho tektonickým podložím v bradlovom pásme je pochopiteľné, keďže ide o zónu so silnejšími prejavmi mezoalpínskeho i s prejavmi neoalpínskeho (sávského) vrásnenia. Dôsledkom toho je vystupovanie kostoleckých bradiel i vrchnokriedových členov bradlového obalu v tektonickom styku so štruktúrami manínskeho príkrovu i tektonická členitosť vlastnej manínskej jednotky, hlavne jej rigidnejších jursko-spodnokriedových členov.

Rozdiely v intenzite tektonických deformácií medzi bradlovou časťou manínskeho príkrovu a príkrovu centrálnokarpatského sú i odrazom typu podložia a rozsahu čelnej časti príkrovu.

V bradlovom pásme podložie manínskeho príkrovu predstavuje jednak klapská jednotka, ale i členy pie-ninských jednotiek. Na povrch vystupuje manínsky príkrov so svojimi tromi šupinami: šupinou Manína, šošovkovým pásmom Skalice a šupinou (vrásou) Butkova. V centrálnokarpatskej časti podložie predstavujú šupiny tatrických jednotiek (podľa vrtu Soblahov). Z čelnej časti príkrovu vystupuje na povrch len zadná šupina – pokračovanie vrásy Butkova. Podstatnú časť manínskeho príkrovu tu predstavujú jeho príčné a zadné časti.

Zmena charakteru podložia sa prejavuje zmenou smeru štruktúr manínskej jednotky i smeru čelných štruktúr zliechovskej jednotky z pôvodného smeru SSV–JJZ až SV–JZ do smeru Z–V (najvýraznejšie pri Butkove). Tento ohyb spájame s hlbšie zakotveným priečnym zlomovým systémom smeru ZSZ–VJV – košeckým (M. MAHEĽ 1979). Je to posun rozčleňujúci morfoštruktúrne i stavbou odlišné segmenty bradlového pásma – široký púchovský od trencianskeho. Južne od tohto zlomu možno predpokladať násun centrálnych Karpát na bradlové pásmo, azda i s vrchnými šupinami kryštalinika.

Z vyššie uvedeného teda vyplýva, že medzi čelnou časťou manínskeho príkrovu, rozloženou pri okraji bradlového pásma, a jeho časťou v centrálnych Karpatoch niet zásadnejších rozdielov ani v obsahu, ani v štruktúre. Pokiaľ sú rozdiely v štruktúre, sú bežné medzi čelnou a ostatnou časťou príkrovu, pravda, násobené vyššou dynamikou bradlového pásma, iným charakterom podložia, s rozdielmi v intenzite mezoalpínskeho vrásnenia. Obsahová zviazanosť s krížňanským príkrovom, vyjadrená sekvenciami s paleotektonicky zmiešanými členmi sekvencií, i štruktúrna zviazanosť poukazujú na to, že manínsky príkrov úzko štruktúrne nadväzuje na čelné časti krížňanského príkrovu. Jeho značná časť, severne od košeckého zlomu, je presunutá priamo na jednotky bradlového

pásma, s ktorými je príkrov previazaný vývojom mladších vrchnokriedových členov – hovoríme o manínskom príkrove s. s. Časti manínskeho príkrovu, južne od košeckého zlomu, prekrývajú členy obalovej jednotky fatranského typu – hovoríme o manínskom príkrove s. l. Tieto časti príkrovu sa môžu miestami prepájať s južnejšie rozloženými šupinami – na severe jednotky Ďurčinskej a azda i južnejšie jednotky belianskej. Čelné digitácie v belianskom príkrove (rovnako ako v čiastkovom príkrove vysockom v Malých Karpatoch i v príkrove Havrana v Tatrách) však zvyrazňujú štruktúrne osobitosti i odlišnosti. Tieto čiastkové príkrovy sa svojím rozsahom obmedzujú na základové časti príkrovu; manínsky príkrov je súčasťou hlavne čelnej časti kmeňového krížňanského príkrovu.

CHOČSKÝ PRÍKROV

Chočský príkrov Strážovských vrchov patrí k najvýznamnejším, nielen čo do rozsahu, ale i čo do pestrosti obsahu i stavby. K jeho osobitnostiam patrí:

- a) Zjavnosť laterálnych prechodov jednotlivých sekvencií v rámci polyfáciálneho príkrovu (obr. 65);
- b) prítomnosť mladších členov v takom rozsahu, ako v žiadnom inom pohorí;
- c) zložité vzťahy k vyššiemu strážovskému príkrovu; veľký rozsah bebravskej čiastkovej jednotky, ktorá bola v tomto pohorí vyčlenená.

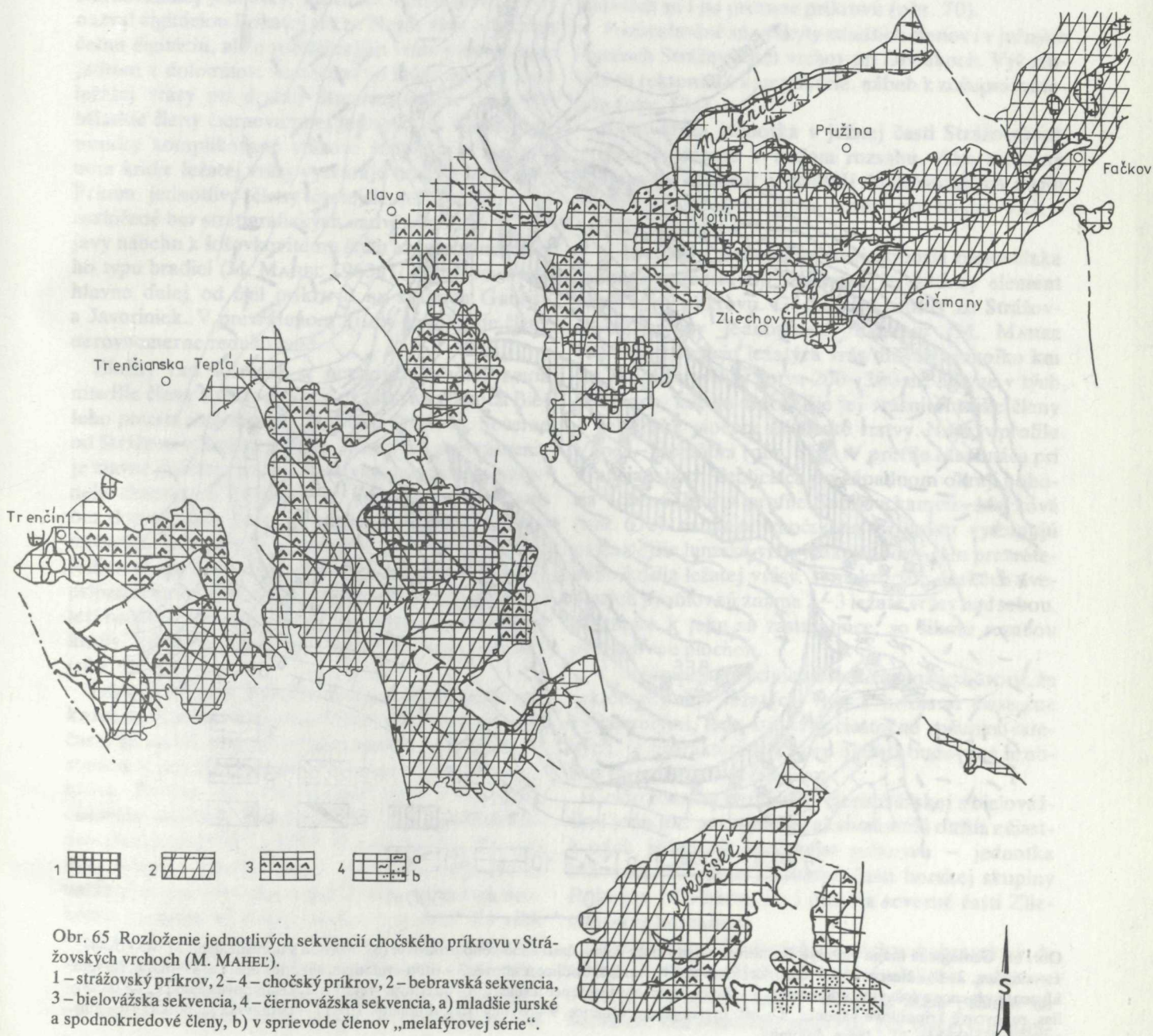
a) Na stavbe chočského príkrovu v Strážovských vrchoch sa zúčastňujú jednotky: čiernovážska, bielovážska, bebravská. Každá so špecifickým obsahom, ale i s určitými štruktúrnymi osobitnosťami. Čiernovážska jednotka je najspodnejšia. Je rozložená tak v čelnej časti, ako i v južných oblastiach Strážovských vrchov bližšie k jeho tylovým častiam kmeňového príkrovu. Len pri južných okrajoch pohoria na jej báze sú najstaršie členy „melafýrovej“ série na našej mape zastúpené len vrchnou časťou spodnotriasovými kremencami a pestrými bridlicami a len čiastočne permom s melafýrmi. Tylová časť chočského príkrovu s hrubým podstavcom melafýrovej skupiny zasahuje tak do Strážovských vrchov len svojím severným cípom. Hrubšie komplexy permu a karbónu sa rozprestierajú pri južnom okraji Strážovských vrchov a pod neovulkanitmi Vtáčnika a v Tríbeči.

Pre bazálnu časť chočského príkrovu je pozoruhodné, že na rozsiahlych priestoroch najspodnejšiu štruktúru buduje bielovážska jednotka, a čiernovážska tu chýba. Týka sa to hlavne západnej časti pohoria.

Pritom málokde je tak výrazné laterálne zastupovanie čiernovážskej a bielovážskej jednotky v štruktúrnom pláne chočského príkrovu ako práve v Strážovských vrchoch. Názorné je to najmä v priestore chotárov obcí Košecké Podhradie – Košecké Rovné – Kopec – Horná Poruba (obr. 66, 67). Tu severné oblasti (s vrchom Norovica – Pancier, severné a východné svahy Malej a Hrubej Zliezajne) buduje čiernovážska jednotka s hrubými dolomitovými masami, južnejšie oblasti (na východ svahu Suchej hory, Vápca na Starom Háji) v spodnej časti dolomitov a v ich podloží majú reiflinské vápence a lunzské vrstvy. Laterálny je prechod

dvoch jednotiek od severu na juh i od východu na západ. Navyše v severozápadnej časti pohoria na svahoch Rajčanky bazálnu časť chočského príkrovu vytvára síce jednotka s mohutnými dolomitmi, lenže typu wettersteinského s vložkami wettersteinských vápencov, čiže jednotka bebravská.

Okrem vzájomného zastupovania jednotlivých jednotiek chočského príkrovu, príp. čiastkových elementov, je pozoruhodné i laterálne zastupovanie strážovským príkrovom. Obzvlášť zjavné je pri porovnávaní profilu severne od Tepličky na svahoch vrchov Baba a Stránie s hrubým chočským príkrovom. Južne od

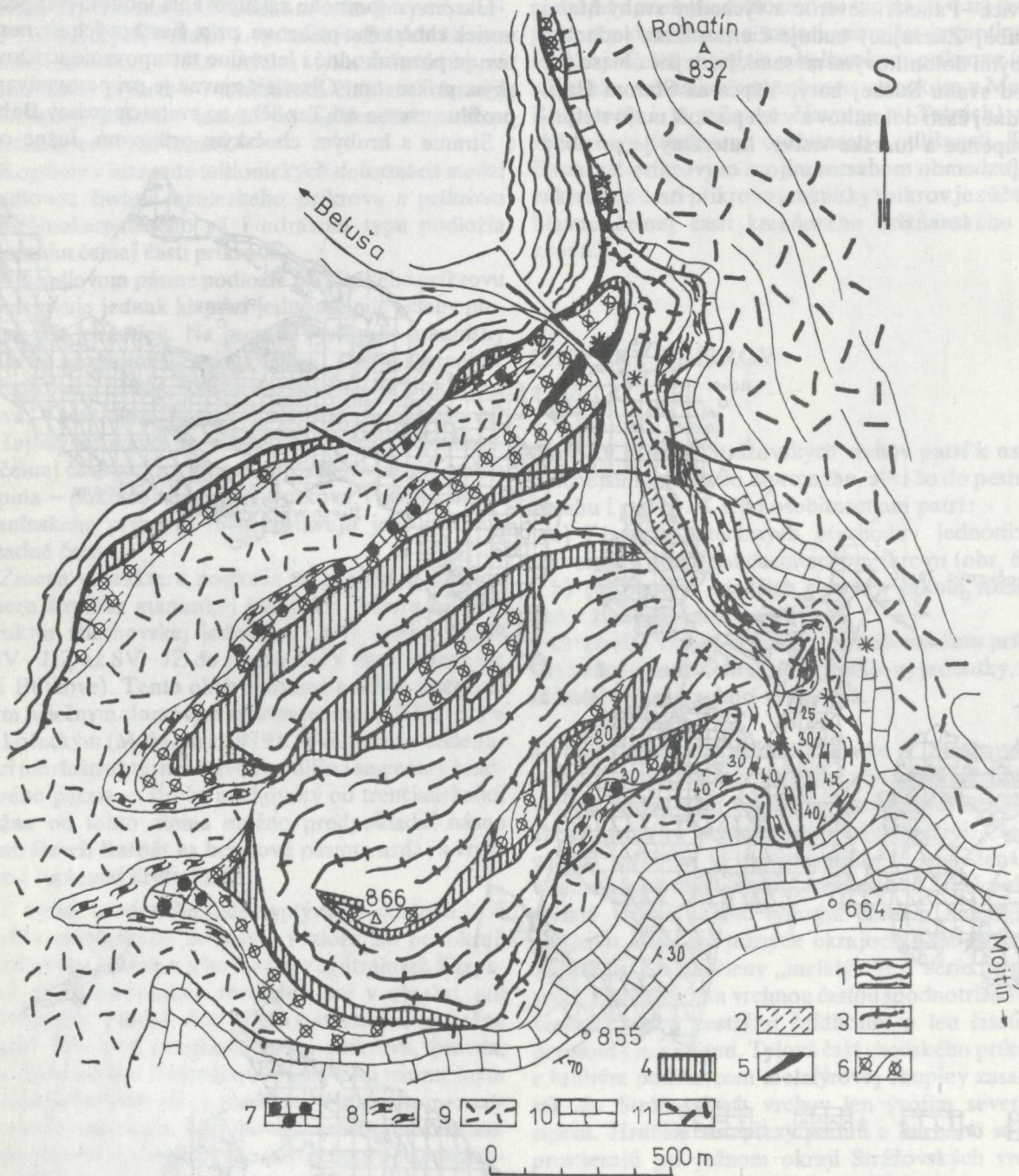


Obr. 65 Rozloženie jednotlivých sekvencií chočského príkrovu v Strážovských vrchoch (M. MAHEL).

1 – strážovský príkrov, 2 – 4 – chočský príkrov, 2 – bebravská sekvencia, 3 – bielovážska sekvencia, 4 – čiernovážska sekvencia, a) mladšie jurské a spodnokriedové členy, b) v sprievode členov „melafyrovej série“.

tohto potoka severné svahy plošiny Baske buduje mohutný komplex strážovského príkrovu. V podloží má len tenké šupiny chočského príkrovu, a to bielo-vážskej jednotky; čiernovážsku zastupujú len zvyšky členov jury a rétu.

Čiernovážska jednotka buduje bazálne šupiny chočského príkrovu, ako už bolo povedané, hlavne v južnej a severnej časti pohoria. V južnej vystupuje v podobe jednej, miestami dvoch šupín nevelkých hrúbok. V severnej časti pohoria jej základný člen



Obr. 68 Geologická mapa v oblasti Rohatína, zdigitovanie čelnej časti chočského príkrovu, (M. MAHEL s upresneniami M. RAKÚSA).
 1 – alúvium, 2–9 – čiernovážska jednotka: 2 – hoteriv–barém, bridlice a siltové, 3 – titón–valangin, slienité vápence, 4 – malm, červené hľuznaté vápence a šošovky rádiolaritov, 5 – doger, rohovcové vápence a silicity, 6 – stredný a vrchný lias, krinoidové vápence, 7 – spodný lias, rohovcové krinoidové vápence, 8 – réť, organogénne vápence, 9 – vrchný trias, dolomity, 10–11 – bebravská jednotka: 10 – anis, tmavošedé vápence, 11 – ladin, dolomity.

– dolomitové komplexy sú mocné, tektonicky zdvojené existenciou rozsiahlej ležatej vrásy doprevádzanej na krídlach rétom až spodnou kriedou.

b) Mladšie členy, réť až spodný neokóm, sú vo svojej podstatnej mase sústredené na čelnú časť. Nečudo, že v minulosti boli vyčlenené ako osobitná jednotka tzv. Rohatej skaly neistého tektonického postavenia. Toho času však niet sporu o príslušnosti týchto členov k chočskému príkrovu, a to vždy len k čiernovážskej jednotke. V čelnej časti príkrovu sa tieto mladšie členy zúčastňujú na prevrášení. Vystupujú v prevrátenom i v normálnom krídle ležatej vrásy čiernovážskej jednotky, ktorú D. ANDRUSOV (1968) nazval digitáciou Rohatej skaly. Nejde však o lokálnu čelnú digitáciu, ale o rozsiahlejšiu vrásu s mohutným jadrom z dolomitov. Jedinečný je čelný uzáver tejto ležatej vrásy pri druhej Štúrovej bráne (obr. 68). Mladšie členy čiernovážskej jednotky sú vlastne tektonicky komplikované vrásové štruktúry v normálnom krídle ležatej vrásy vytvárajú lokálne štruktúry. Pritom jednotlivé členy častejšie ležia vedľa seba rozložené bez stratigrafických nadväzností. Sú to prejavu nábehu k šošovkovitému štýlu až tvorbe nezrelého typu bradiel (M. MAHEL 1963a). Také pomery sú hlavne ďalej od čiel príkrovu na svahoch Gabriša a Javoriniek. V prevrátenom krídle sú mladšie členy nerovnomerne redukované.

Zložitý rad šošoviek a nezrelých bradiel tvoria mladšie členy v tektonických oknách na svahoch Bieleného potoka i na západnom svahu Strážova. Severne od Strážova v Bielom potoku intenzívne prevrášenie je zjavné dokonca i v liasových vápencoch skôr masívneho charakteru. Tu členy jury a spodnej kriedy, často bez dopreodnej kostry triasových vápencovo-dolomitových komplexov, zastupujú celú čiernovážsku jednotku, ba dokonca i celý chočský príkrov. V rade prípadov priamo na neokóme krížňanského príkrovu leží neokóm prevráteného sledu, zvyšok prevráteného krídla vrásovej štruktúry čiernovážskej jednotky (obr. 69, 70).

Tektonická nadväznosť neokómu krížňanského príkrovu na mladšie členy chočského príkrovu, a to veľmi často na malm, príp. neokóm, zapríčiňuje ťažkosti pri stanovení priebehu presunovej plochy chočského príkrovu. Príčina tejto nadväznosti tkvie v osobitnej, čiastočne bradlovitej voľnej tektonike mladších členov chočského príkrovu (M. MAHEL 1963a). Pri voľnom pohybe mladšie členy chočského príkrovu sa nzhromažďia v susedstve plastického súvrstvia neokómu podložného krížňanského príkrovu. To však svedčí o tom, že tieto dva príkrovy boli pri dotváraní svojich štruktúrnych foriem postihnuté vrásnením, boli teda spolu prevrášnené. Znázorňuje to geologická mapa v úseku Biely potok, sedlo severne od

Strážova a západný svah Strážova (obr. 69). Mladšie členy chočského príkrovu sú zavinuté do neokómu, čiastočne albu krížňanského príkrovu. Z mapy zreteľne vysvitá, že i tzv. okno neokómu v Bielom potoku nadväzuje cez úzke sedlo severne od Strážova na typický krížňanský neokóm. Samotný neokóm v tzv. okne má už charakter čelného vývinu krížňanského, s hojne zastúpenými škvritými vápencami.

I zaklínenie krížňanského neokómu a šupín jury chočského príkrovu medzi strážovský a chočský príkrov na južnom svahu Hrubej Kečky potvrdzuje zložitost procesov dotvárajúcich štruktúrny plán, odohrávajú sa i po presune príkrovu (obr. 70).

Pozoruhodné sú výskyt mladších členov i v južných častiach Strážovských vrchov pri Diviakoch. Vykazujú i tu tektonické komplikácie, nábeh k zošupinovateniu (obr. 53a).

Bielovážska jednotka v južnej časti Strážovských vrchov vystupuje v malom rozsahu. Ako samotný tektonický element v nadloží čiernovážskych šupín ju možno sledovať v hrebeňovej časti Dedov vrch – Čihoc vrch (obr. 71).

V strednej i v západnej časti pohoria bielovážska jednotka predstavuje základný štruktúrny element chočského príkrovu. Geologické profily zo Strážovských vrchov jednoznačne ukazujú (M. MAHEL 1980a) existenciu ležatých vrás dlhých niekoľko km pri hrúbke (výške) sotva 200–300 m, hlavne v tých územiach, kde sú mocnejšie jej vrásnitejšie členy – reiflinské vápence a lunzské vrstvy. Napr. v profile Vápeč–Homôľka (obr. 67a). V profile Machnáča pri Trenčianskych Tepliciach pri západnom okraji pohoria (obr. 67b) i v profile Sopkov kameň–Macková (obr. 67c) na bázu chočského príkrovu vystupujú najčastejšie lunzské vrstvy, ako spodný člen prevráteného krídla ležatej vrásy. V niektorých úsekoch uvedených profilov sú známe 2–3 ležaté vrásy nad sebou, postupne k juhu sa zastupujúce, so šikmo rezanou presunovou plochou.

V Strážovských vrchoch dokonca možno hovoriť, že tektonický štýl ležatých vrás s krídlami čiastočne vytiahnutými, teda štýl vrás čiastočne zošupinovatých, je charakteristický pre oblasti budované hrubšou bielovážskou jednotkou.

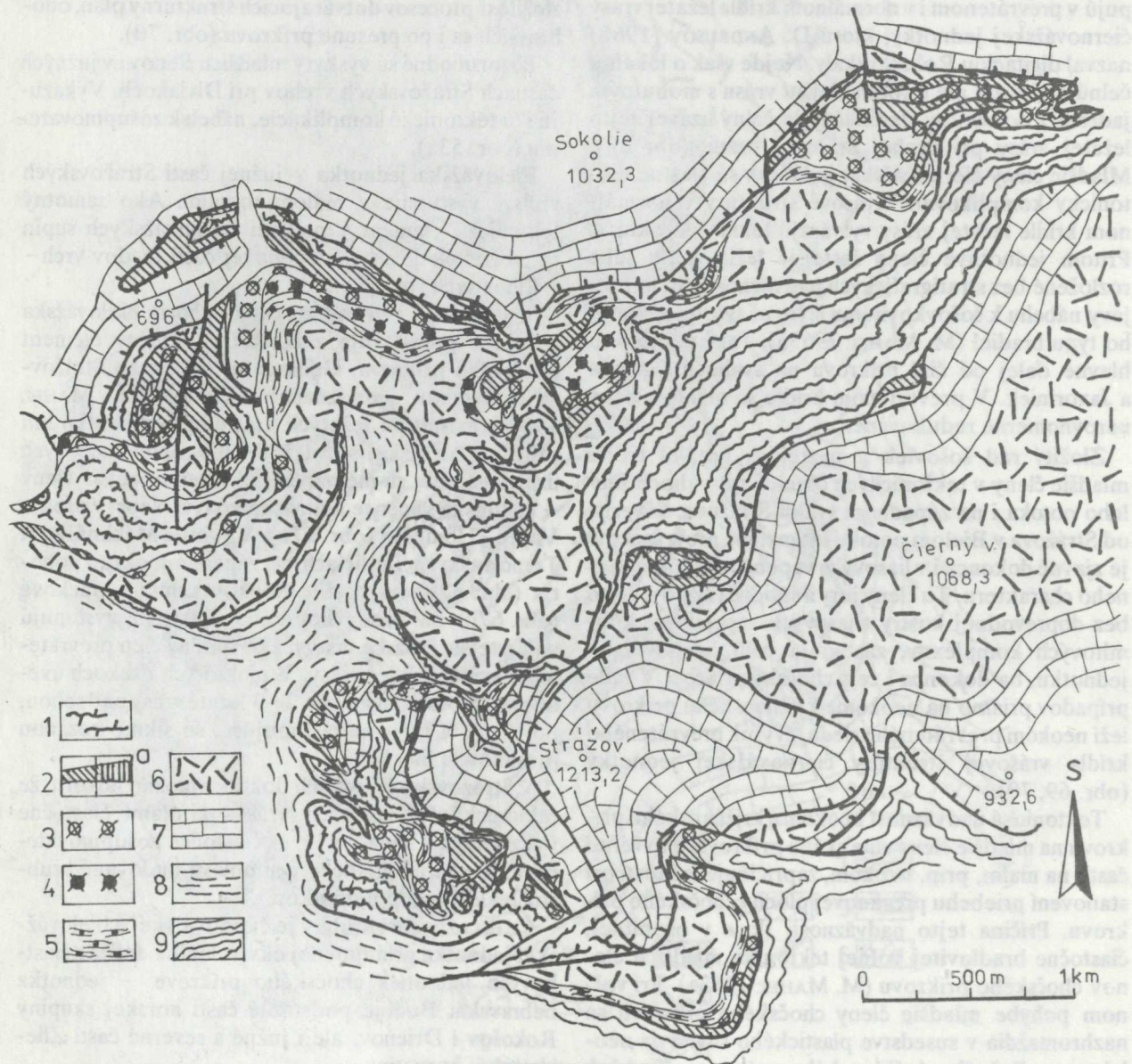
Čo do rozsahu i hrúbky je čiernovážskej a bielovážskej jednotke prinajmenej ekvivalentná ďalšia z čiastkových jednotiek chočského príkrovu – jednotka bebravská. Buduje podstatné časti horskej skupiny Rokošov i Drieňov, ale i južné a severné časti Zliechovskej hornatiny.

V južnej časti Strážovských vrchov bebravská jednotka vytvára podstatnú časť chočského príkrovu a neraz jej spodnoaniské vápence ležia priamo na neokóme krížňanského príkrovu. Na viacerých mies-

tach sú v jej podloží len tenké šupiny bielovážskej (pri Krásnej Vsi), prípadne čiernovážskej jednotky (obr. 72). Súvislejšia hrubšia šupina čiernovážskej jednotky vystupuje v podloží jednotky bebravskej na Rokoši i v horskej skupine Drieňova, teda v tylovej časti chočského príkrovu. Tu je zrejmé, že bebravská jednotka je tektonicky vyššia než jednotky budované jednotkou čiernovážskou a bielovážskou.

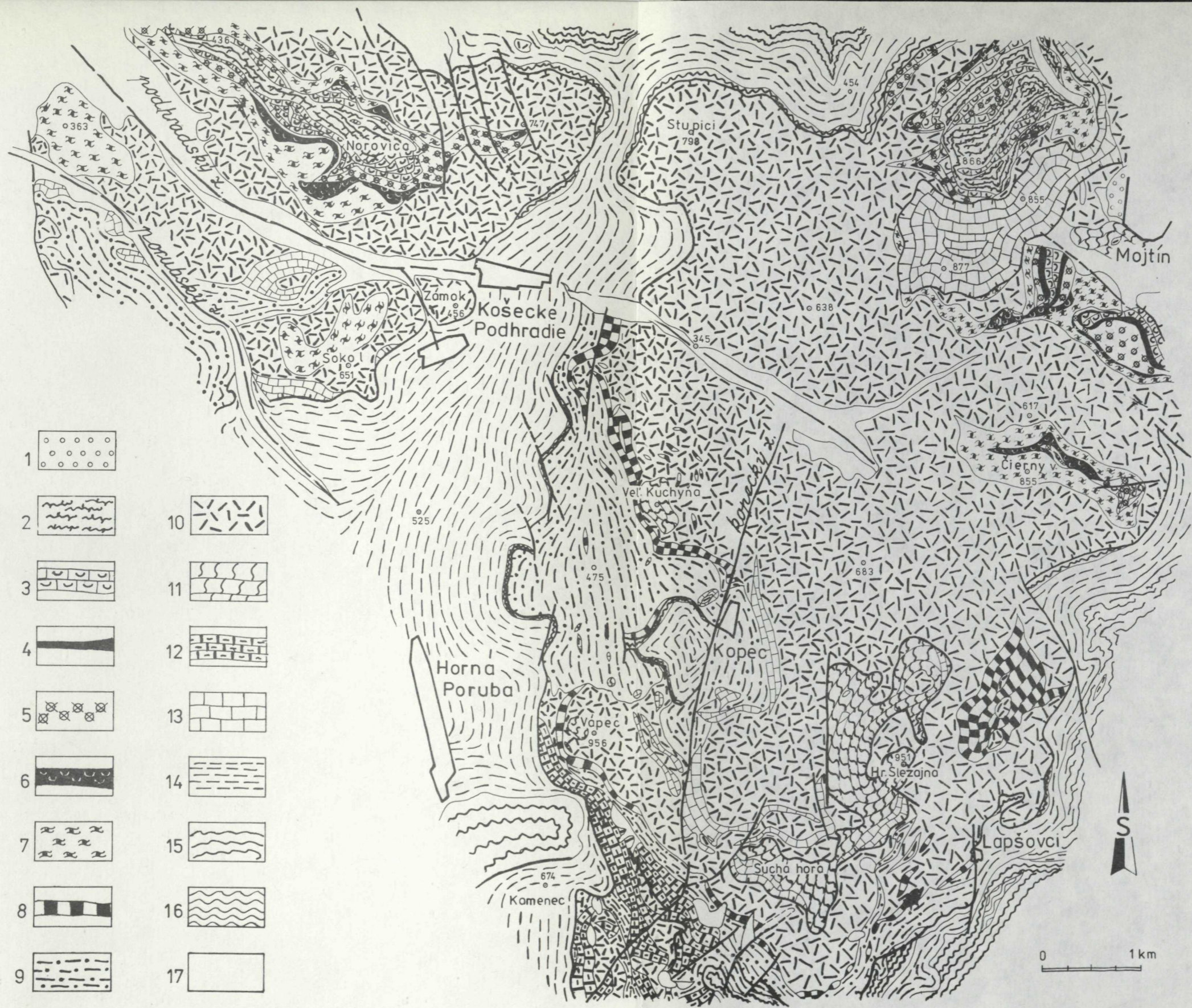
Postavenie bebravskej jednotky, miestami v nadloží šupín jednotky bielovážskej, inde čiernovážskej, vy-

jadruje profil vedený naprieč v smere Z-V (z doliny Bebravy od Krásnej Vsi až Malého Uderinu cez Kňaží stôl k paleogénu Uhrovskej kotliny; geologická mapa, obr. 72). Bielovážska jednotka vystupuje pozdĺž timoradzského zlomu v Krásnej Vsi. Charakterizujú ju reiflinské vápence a lunzské vrstvy i oponické (karditové) vápence pri Timoradzi. Nad oknom bielovážskej jednotky začína bebravská jednotka verfénskymi bridlicami, ktoré su výraznejšie zastúpené. V ich nadloží sú miestami hrubšie tmavé aniské vápence



Obr. 69 Geologická mapa v okolí Strážova (M. MAHEL).

1-7 - chočský a strážovský príkrov: 1 - titón-valangin, slienité vápence, 2 - doger-malm, silicity a červené hľuznaté vápence s rádiolaritmi, 3 - stredný a vrchný lias, krinoidové vápence, 4 - spodný lias, rohovcovo-krinoidové vápence, 5 - rét, organogénne vápence, 6 - stredný-vrchný trias, dolomity, 7 - stredný trias, tmavošedé a šedé vápence, 8-9 - krížňanský príkrov: 8 - alb, slieňovce, pieskovce, 9 - titón-apt, slienité vápence.

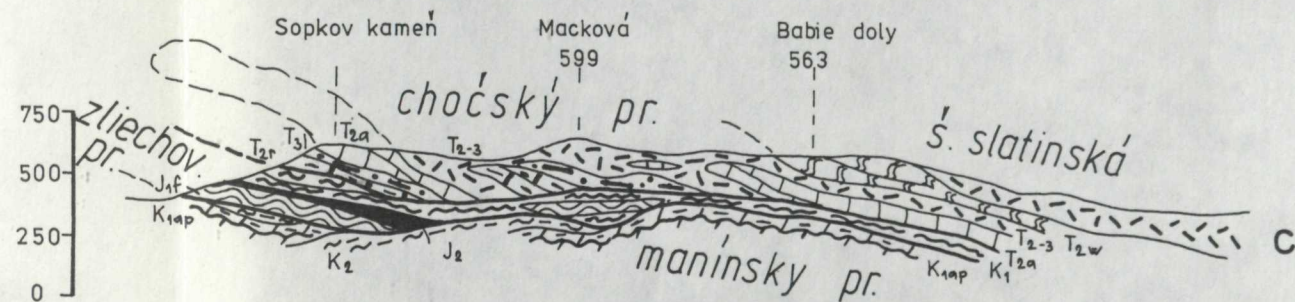
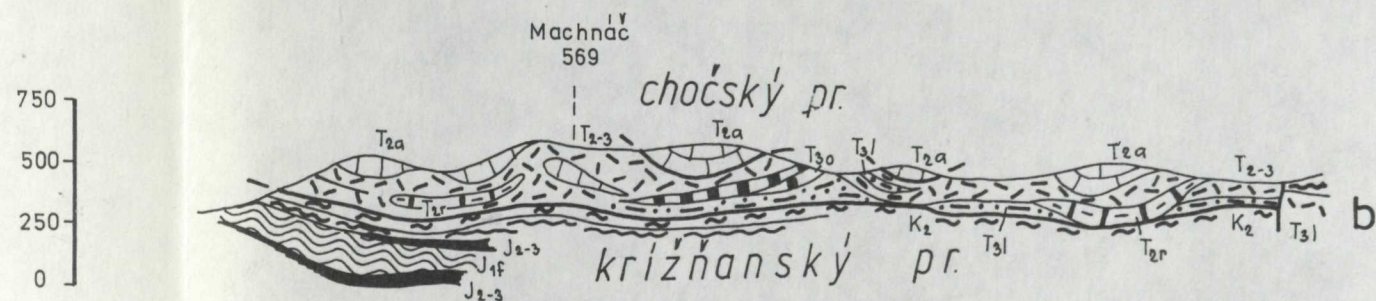


Obr. 66 Geologická mapa oblasti Košecké Podhradie–Horná Poruba, znázorňujúca laterálny prechod čierno-vážskej série do série bielovážskej (M. MAHEL).
 1 – paleogén, 2–13 – chočský a strážovský príkrov: 2 – titón–spodný neokóm, slienité vápence, 3 – malm, červené hľuznaté vápence, 4 – vrchný doger, rohovcové vápence, 5 – sinemúr až bat, krinoidové vápence,

6 – hetanž, krinoidovo-silicitické vápence, 7 – rét, organogénne vápence, 8 – „karditové“ vrstvy, 9 – karn, lunzské vrstvy, 10 – stredný a vrchný trias, dolomity, 11 – ladin, svetlé vápence, 12 – vrchný anis a ladin, reiflinské vápence, 13 – anis, gutensteinské vápence, 14–16 krížňanský príkrov: 14 – titón–spodný neokóm, slienité vápence, 15 – neokóm, sliene a slienité vápence, 16 – lias, škvritné vápence, 17 – alúvium.



- | | | | | | |
|---|--|----|--|----|--|
| 1 | | 6 | | 11 | |
| 2 | | 7 | | 12 | |
| 3 | | 8 | | 13 | |
| 4 | | 9 | | 14 | |
| 5 | | 10 | | | |



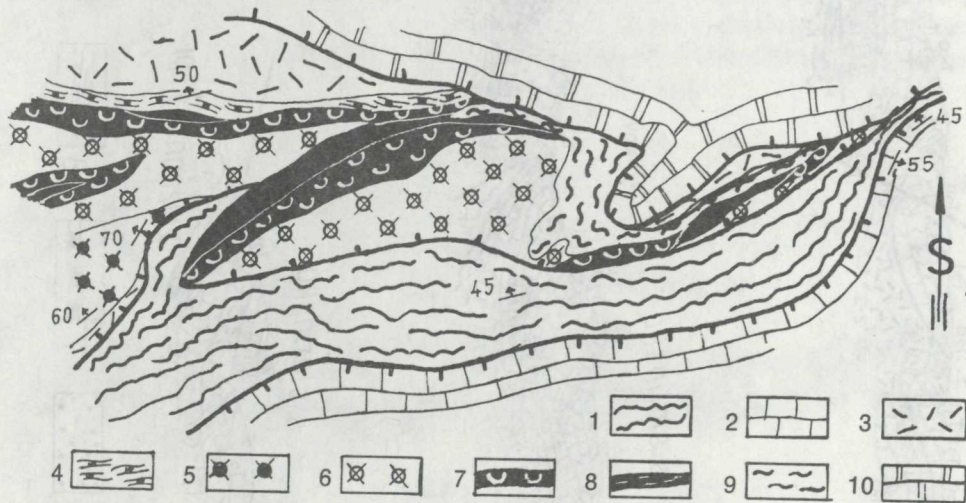
Obr. 67 Geologické profily chočským príkrovom strednej a juhozápadnej časti Strážovských vrchov; vrásový príkrov (M. MAHEL).
 1-8 - chočský príkrov a strážovský príkrov: 1 - anis, gutensteinské vápence, 2 - ilýr-ladin, reiflinské vápence, 3 - ladin, svetlé vápence, 4 - spodný karn, lunzské vrstvy, 5 - vrchný karn, karditové vrstvy, 6 - stredný-vrchný

trias, dolomity, 7 - rét, organogénne vápence, 8 - lias, krinoidové vápence, 9-12 - krížňanský príkrov: 9 - lias, flekenmergel, 10 - doger a malm, rádiolarity, 11 - neokóm, sliene a slienité vápence, 12 - alb a cenoman, sliene a polohy pieskovcov, 13-14 - manínsky príkrov: 13 - cenoman, slienité bridlice a sliene, 14 - barém a apt, organodetrítické vápence.

s polohami dolomitov. Hlavným členom sú wettersteinské dolomity, často práškovité. Miestami sú uprostred nich wettersteinské vápence, ktoré siahajú završ do karnu (na vrchu Chropotínec). Inde sú len tenšie polohy vápencov: na svahu Kňazovho vrchu, pri Uhrovej Závade, na Bradle. Na severnom svahu Kňazovho vrchu pod bázou bebravskej jednotky vy-

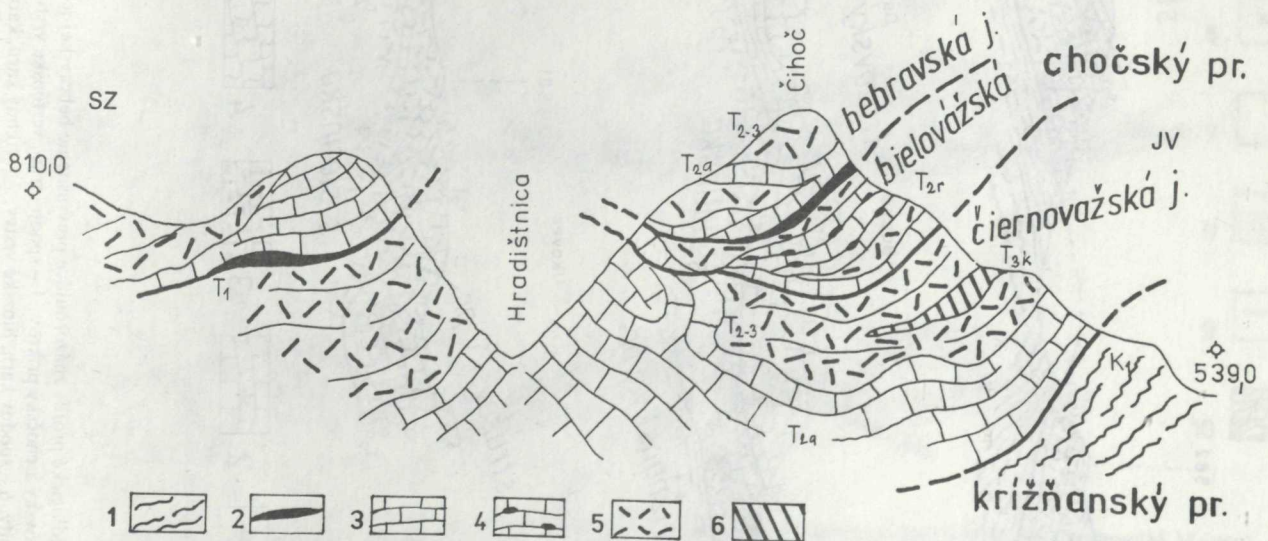
stupujú tenšie polohy jednotky čiernovážskej. Severne od Dubničky uprostred dolomitov vystupuje pruh vápencov anisu (zrejme antiklinálny pruh).

Prevrátené sledy bebravskej jednotky, ako aj opakovanie sledov, zavinovanie jadrového člena aniských vápencov – to všetko poukazuje na rozsiahlejšie ležaté vrásy (obr. 72).



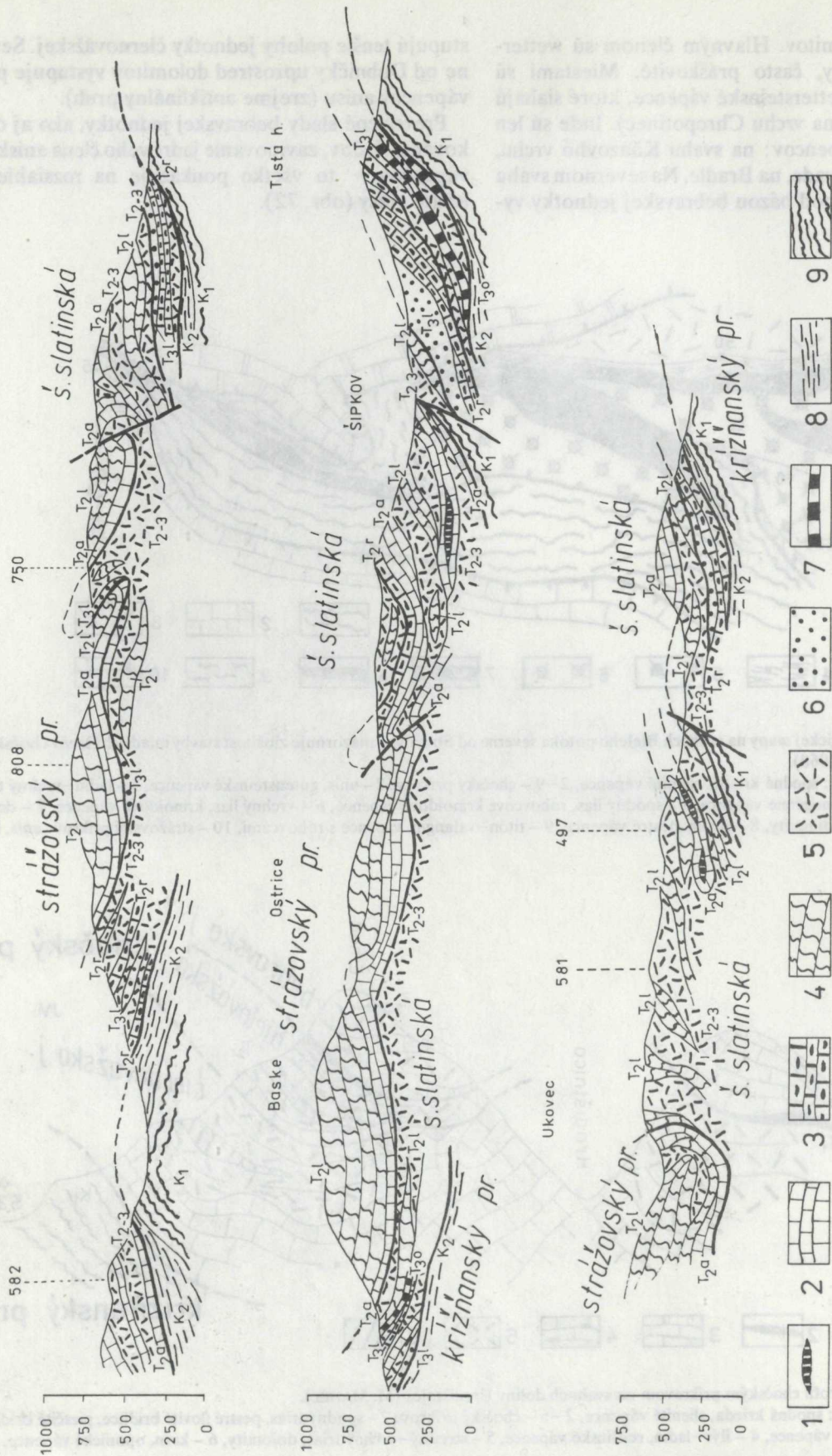
Obr. 70 Detail geologickej mapy na svahoch Bieleho potoka severne od Strážova; znázorňuje zložitú stavbu mladších členov chočského príkrovu (M. MAHEL 1968).

1 – križňanský príkrov: spodná krieda, slienité vápence, 2–9 – chočský príkrov: 2 – anis, gutensteinské vápence, 3 – ladin–vrchný trias, dolomity, 4 – rét, organogénne vápence, 5 – spodný lias, rohovcové krinoidové vápence, 6 – vrchný lias, krinoidové vápence, 7 – doger, rohovcové vápence, rádiolarity, 8 – malm, pestré vápence, 9 – titón–valangin, vápence s rohovcami, 10 – strážovský príkrov: anis, šedé vápence.



Obr. 71 Geologický profil chočským príkrovom na svahoch doliny Hradištnica (M. MAHEL).

1 – križňanský príkrov: spodná krieda, slienité vápence, 2–6 – chočský príkrov: 2 – spodný trias, pestré ílovité bridlice, piesčité bridlice, 3 – anis, gutensteinské vápence, 4 – ilýr–ladin, reiflinské vápence, 5 – stredný–vrchný trias, dolomity, 6 – karn, oponické vápence.

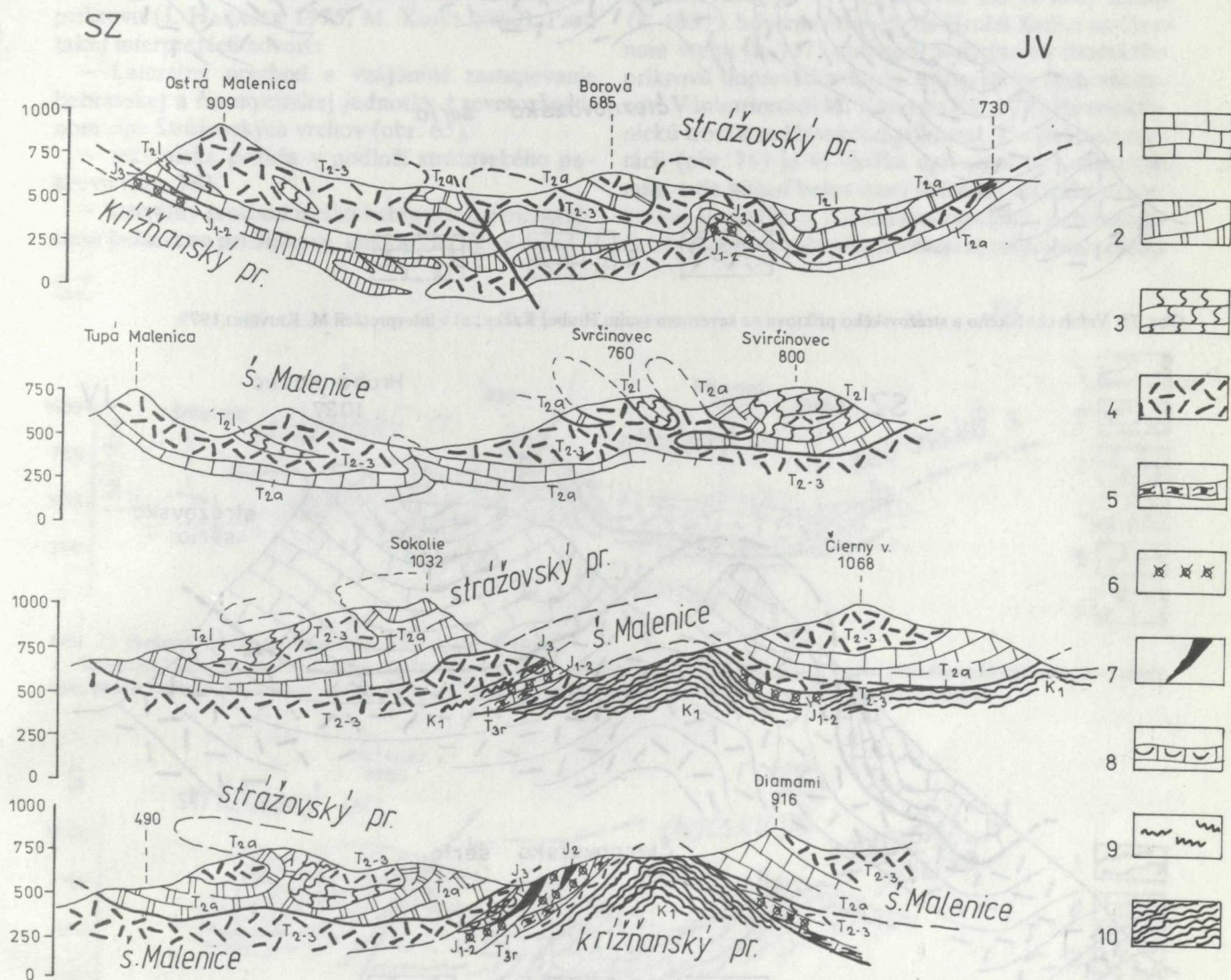


Obr. 73 Geologické profily znázorňujúce prevrášnenie bebravskej jednotky so strážovským príkrovom v strednej časti Strážovských vrchov (M. MAHEJ).
 1-7 - strážovský a chočský príkrov: 1 - spodný trias, verifénske vrstvy, 2 - anis, tmavé vápence, 3 - vrchný anis, vápence s hľuzami rohčov, reifilinské vápence, 5 - stredný - vrchný trias, dolomity, 6 - spodný karn, lunzské vrstvy, 7 - vrchný karn, karditové vrstvy, 8-9 - krížňanský príkrov: 8 - alb, sliene a pieskovce, 9 - neokóm. slienité vápence a sliene.

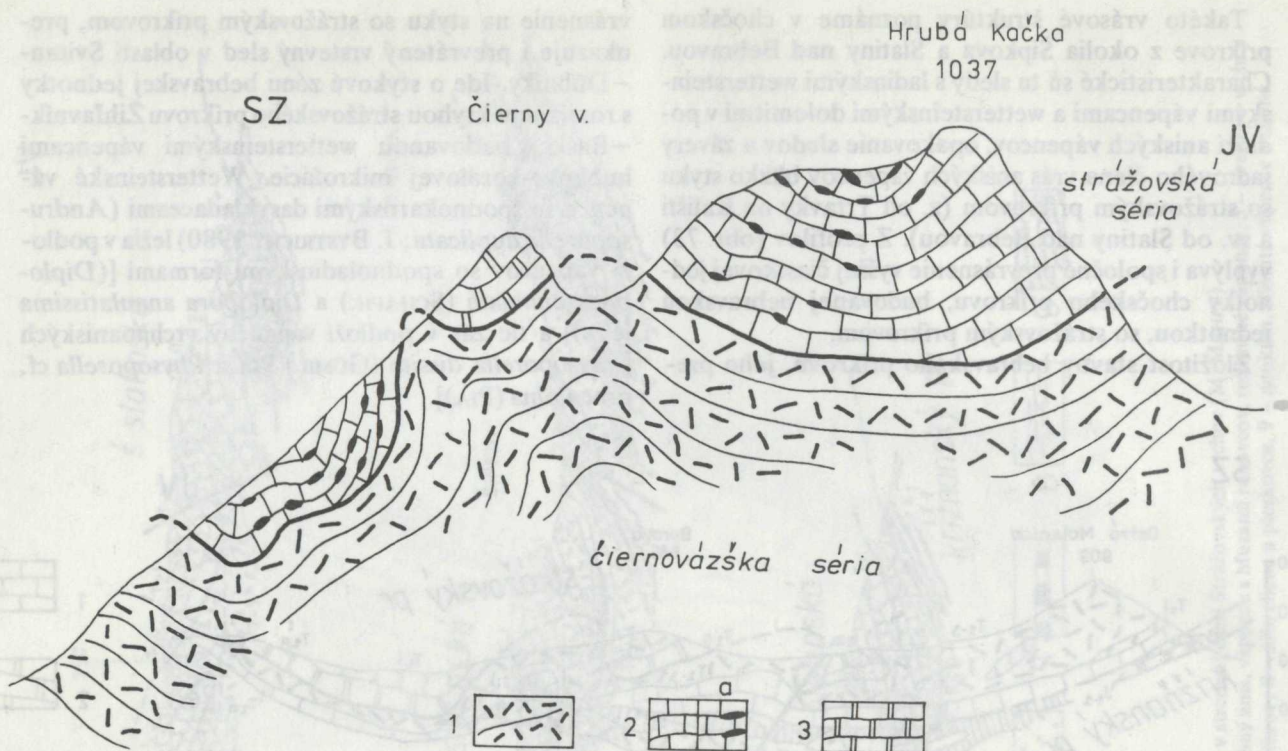
Takéto vrásové štruktúry poznáme v chočskom príkrove z okolia Šipkova a Slatiny nad Bebravou. Charakteristické sú tu sledy s ladinskými wettersteinskými vápencami a wettersteinskými dolomitmi v podloží aniských vápencov, opakovanie sledov a závery jadrového člena vrás aniských vápencov blízko styku so strážovským príkrovom (z. od Trtavky na Kališti a sv. od Slatiny nad Bebravou). Z profilov (obr. 73) vyplýva i spoločné prevrásnenie vyššej čiastkovej jednotky chočského príkrovu, budovanej bebravskou jednotkou, so strážovským príkrovom.

Zložitosť stavby bebravského príkrovu, jeho pre-

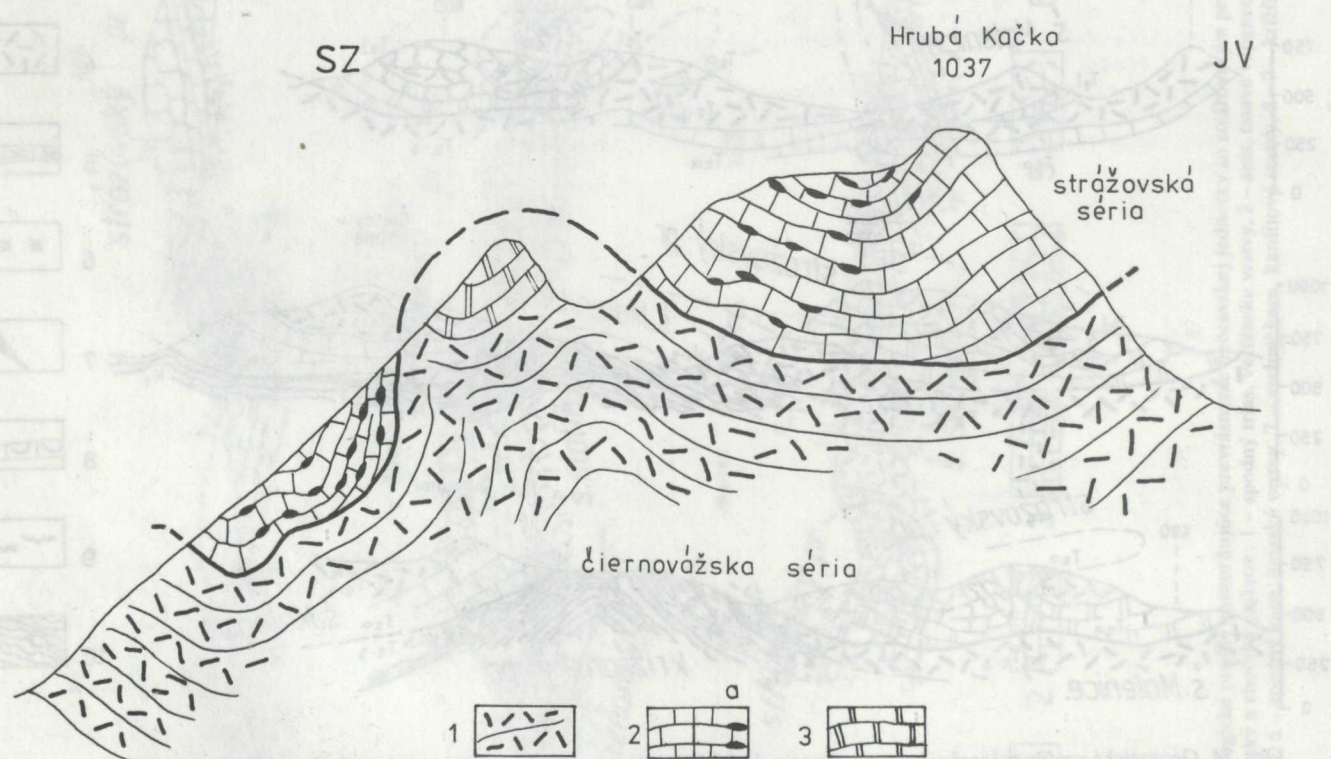
vrásnenie na styku so strážovským príkrovom, preukazuje i prevrátený vrstevný sled v oblasti Svitan-Dubníky. Ide o stykovú zónu bebravskej jednotky s rozsiahlou kryhou strážovského príkrovu Žihľavník-Baske, budovanou wettersteinskými vápencami hubkovo-korálovej mikrofacie. Wettersteinské vápence so spodnokarnskými dasykladaceami (*Andrusoporella duplicata*; J. BYSTRICKÝ 1980) ležia v podloží vápencov so spodnoladinskými formami [(*Diplopora annulata* (SCHAFFH.) a *Diplopora annulatissima* (PIA))] a tie zas v podloží vápencov vrchnoaniských [*Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA a *Physoporella cf. praealpina* (PIA)].



Obr. 74 Geologické profily znázorňujúce prevrásnenie chočského príkrovu so strážovským v sz. časti Strážovských vrchov (M. MAHEL). 1-9 - strážovský a chočský príkrov: 1 - anis, tmavošedé vápence, 2 - šedé vápence vo vrchných polohách schreyeralmské, 3 - ladín, svetlé vápence, prevažne wettersteinské, 4 - stredný a varchný trias, dolomity, 5 - rét, organogénne vápence, 6 - lias - spodný doger, krinoidové vápence, 7 - doger, rohovcové vápence, 8 - malm, ružové, čiastočne hľuznaté vápence, 9 - neokóm, slienité vápence, 10 - križňanský príkrov: sliene a slienité vápence - neokóm.



Obr. 75 Vzťah chočského a strážovského príkrovu na severnom svahu Hrubej Kačky; a) v interpretácii M. KRIVÉHO 1979



Obr. 76 Vzťah chočského a strážovského príkrovu na severnom svahu Hrubej Kačky; b) v interpretácii M. MAHELA
1 – triasové dolomity chočského príkrovu, 2 – stredný trias, svetlé riasové vápence – podľa M. Krivého súčasť strážovského príkrovu, v interpretácii M. Maheľa súčasť chočského príkrovu – bebravskej jednotky, 3 – šedé aniské vápence strážovského príkrovu, a) s hľuzami rohovcov a s polohami hľuznatých vápencov.

V severnej oblasti Strážovských vrchov v horskej skupine Malenice zastupuje bebravská jednotka podstatnú časť chočského príkrovu. Od spodno-strednokriedových čelných členov krížňanského príkrovu ju oddeľujú len tenké mladšie členy čiernovážskej jednotky (severné svahy Malenice). Tu je bebravská jednotka v čelnej časti príkrovu prevrásnená s nadloženým strážovským príkrovom. Severné časti vápencov kryh strážovského príkrovu sú zavinuté do dolomitových más podložnej jednotky Malenice (obr. 74).

Prevrásnenie bebravskej jednotky so strážovským príkrovom a prítomnosť wettersteinských vápencov v oboch – to sú príčiny, pre ktoré geológovia považujú bebravskú jednotku za súčasť strážovského príkrovu (J. HANAČEK 1975, M. KRIVÝ 1980). Proti takej interpretácii hovorí:

- Laterálny prechod a vzájomné zastupovanie bebravskej a čiernovážskej jednotky v severozápadnom cípe Strážovských vrchov (obr. 65),

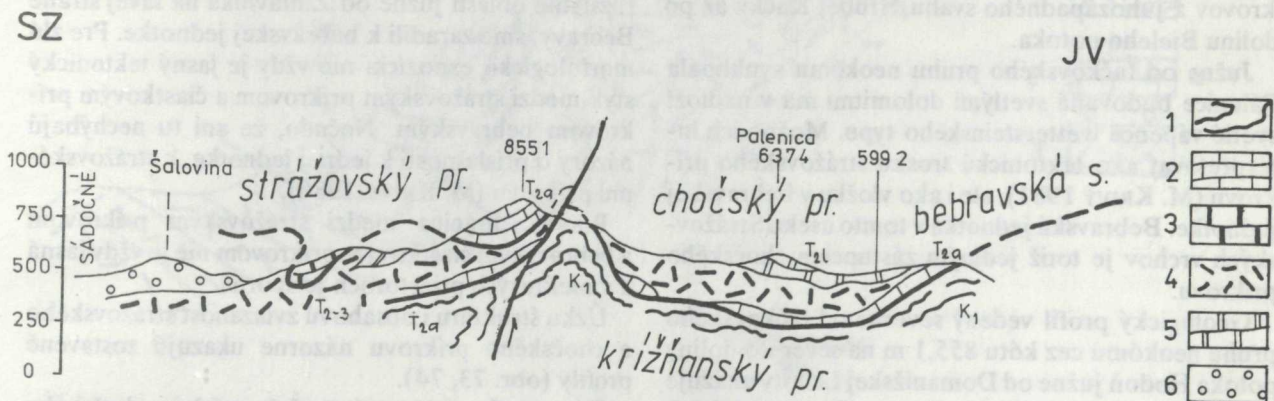
- tektonická pozícia v podloží strážovského príkrovu (obr. 74),

- laterálny prechod medzi bebravskou a bielovážskou jednotkou pri Šipkove, analogicky ako v severo-

západnom cípe Nízkych Tatier a vo východnej časti Veľkej Fatry (ludroviansky vývin; M. MAHEL 1970).

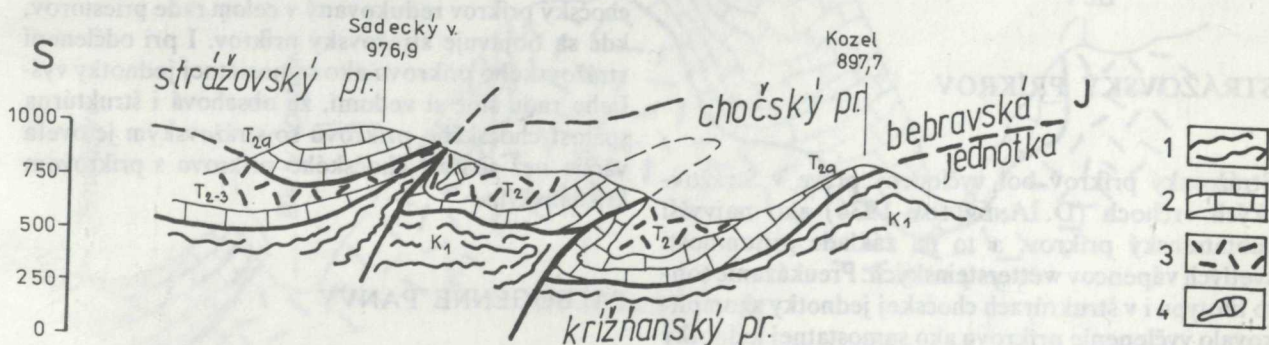
Pre riešenie rozporných pohľadov na zaradenie bebravskej jednotky je poučné porovnanie profilov Hrubá Kačka (k. 1037) a Čierny vrch (k. 937), znázornené v interpretácii M. KRIVÉHO a v interpretácii M. MAHELA.

Základ strážovského príkrovu budujú šedé aniské vápence čiastočne prerastené rohovcami (schreyeralmské). Tvoria mohutnú príkrovovú dosku rozloženú na hlavnom hrebeni: Sádocký vrch – Ostrá Kačka – Hrubá Kačka; členia ju podložné dolomity chočského vrchu (k. 977) i severne od Hrubej Kačky (k. 1037). Severne od hrebeňa Hrubá Kačka na Čiernom vrchu (k. 937) dolomity podložného chočského príkrovu doprevádza kryha wettersteinských vápencov. V interpretácii M. KRIVÉHO (obr. 75) ide o tektonickú trosku strážovského príkrovu. V našej interpretácii (obr. 76) je to vložka uprostred dolomitových más, teda súčasť bebravskej jednotky chočského príkrovu. Rovnaká je pozícia analogických wettersteinských vápencov s dasykladaciami aj pri južnom okraji



Obr. 77 Prešmyk (zdvih) krížňanského príkrovu (M. MAHEL).

1 – krížňanský príkrov: spodná krieda, slienité vápence, 2–3 – chočský a strážovský príkrov: 2 – anis, gutensteinské vápence, 3 – vrchný anis, pestré vápence, 4 – stredný–vrchný trias, dolomity, 5 – svetlé wettersteinské vápence, 6 – paleogén, zlepence.



Obr. 78 Geologický profil v úseku Sadecký vrch – Rajčianka – Kozel (M. MAHEL).

1 – krížňanský príkrov: spodná krieda, slienité vápence, 2–4 – chočský a strážovský príkrov: 2 – anis, gutensteinské vápence, 3 – ladin–vrchný trias, dolomity, 4 – ladin, wettersteinské vápence.

Domanižskej kotliny. Našu interpretáciu opierame o nasledujúce skutočnosti:

– Zistilo sa, že tieto kryhy wettersteinských vápencov sú utopené uprostred dolomitov;

– že nemajú v podloží wettersteinských vápencov aniské vápence, ktoré vytvárajú najvýraznejší, ale i najmocnejší člen strážovského príkrovu v tejto oblasti; ich chýbanie práve tam, kde vystupujú vápence wettersteinské bolo by viac než náhodné;

– wettersteinské vápence predstavujú typ riasových vápencov, obvyklých v bebravskej jednotke.

Komplikovanejšiu stavbu má chočský príkrov i vo východnej časti Strážovskej hornatiny. Tu v doline Rajčanky je uprostred aniských vápencov hlboko zavrásnený pomerne hrubý komplex dolomitov. Ide o strmú synklinálu s vergenciou na JV – možno hovoriť o nábehu k digitácii (obr. 78).

Na severnom svahu doliny Rajčanky pri Fačkove pruh aniských vápencov strážovského príkrovu sa stýka s neokómom príkrovu krížňanského, ktorý vystupuje v tektonickom okne; z juhu ho lemuje chočský príkrov. Zrejme ide o zdvih podložja, sledovateľný uprostred vápencovodolomitových más vyšších príkrovov z juhozápadného svahu Hrubej Kačky až po dolinu Bieleho potoka.

Južne od fačkovského pruhu neokómu synklinála Pálenice budovaná svetlými dolomitmi má v nadloží svetlé vápence wettersteinského typu. Možno ich interpretovať ako tektonickú trosku strážovského príkrovu (M. KRIVÝ 1981), ale i ako vložku v bebravskej jednotke. Bebravská jednotka v tomto úseku Strážovských vrchov je totiž jediným zástupcom chočského príkrovu.

Geologický profil vedený severne od fačkovského pruhu neokómu cez kótu 855,1 m na sever do doliny potoka Hodoň južne od Domanižskej Lehoty ukazuje príkrovové trosky anisu (vrátane schreyeralmských vápencov s rohovcami) zavrásnené do podložných dolomitov chočského príkrovu (M. KRIVÝ 1981; obr. 77).

STRAŽOVSKÝ PRÍKROV

Strážovský príkrov bol vyčlenený práve v Strážovských vrchoch (D. ANDRUSOV 1936) ako najvyšší subtatranský príkrov, a to na základe prítomnosti svetlých vápencov wettersteinských. Preukázanie tohto litotypu i v štruktúrach chočskej jednotky skomplikovalo vyčlenenie príkrovu ako samostatnej jednotky vyššieho rádu a viedlo k úvahe o príslušnosti celých komplexov so svetlými triasovými vápencami k čiastkovým jednotkám polyfaciálneho (polysériového)

chočského príkrovu (M. MAHEL 1961b, M. MAHEL et al. 1967). Po vyčlenení bebravskej jednotky ako čiastkového príkrovu a po jej priradení k príkrovu chočskému sa rozsah strážovského príkrovu zúžil (M. MAHEL 1979a, h). Za jeho charakteristické členy považujeme aniské vápence sprevádzané čiastočne rohovcami, završe poprerastanými hluznatými schreyeralmskými vápencami. Pre ladin a karn sú charakteristické hrubé wettersteinské vápence, najčastejšie koralo-hubkovej mikrofacie.

Štruktúrne predstavuje strážovský príkrov tektonické kryhy spravidla v nadloží bebravskej jednotky. Taká je v strednej časti kryha Baske, v severozápadnej časti pohoria rozsiahla kryha Hrubá Kačka – Sádocký vrch. Práve tieto dve veľké kryhy sú ukázkou pozície strážovského príkrovu nielen nad bebravskou jednotkou, ale i nad jednotkou bielovážskou (sz. svah Baske), ba i nad čiernovážskou (oblasť Strážova, obr. 69).

Strážovský príkrov vykazuje hlavne v čelných častiach prevrásnenie s podložnou bebravskou jednotkou, zjavné severne od Strážova, na Svrčinovci i v čelnej časti Kačiek (obr. 79a, 79b). Hrubé masy wettersteinských vápencov hlavne riasových, ktoré budujú rozsiahle oblasti južne od Žihľavníka na ľavej strane Bebravy, sme zaradili k bebravskej jednotke. Pre zlú morfológickú expozíciu nie vždy je jasný tektonický styk medzi strážovským príkrovom a čiastkovým príkrovom bebravským. Nečudo, že ani tu nechýbajú názory o príslušnosti k jednej jednotke, k strážovskému príkrovu (M. KRIVÝ 1980).

Pravda, hranica medzi strážovským príkrovom a bebravským čiastkovým príkrovom nie je vždy jasná a v niektorých priestoroch je sporná.

Úzku štruktúru i obsahovú zviazanosť strážovského a chočského príkrovu názorne ukazujú zostavené profily (obr. 73, 74).

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 je chočský príkrov redukovaný v celom rade priestorov, kde sa objavuje strážovský príkrov. I pri odčlenení strážovského príkrovu ako samostatnej jednotky vyššieho rádu sme si vedomí, že obsahová i štruktúrna spätosť chočského príkrovu so strážovským je oveľa väčšia než spätosť chočského príkrovu s príkrovom krížňanským.

PALEOGÉNNE PANVY

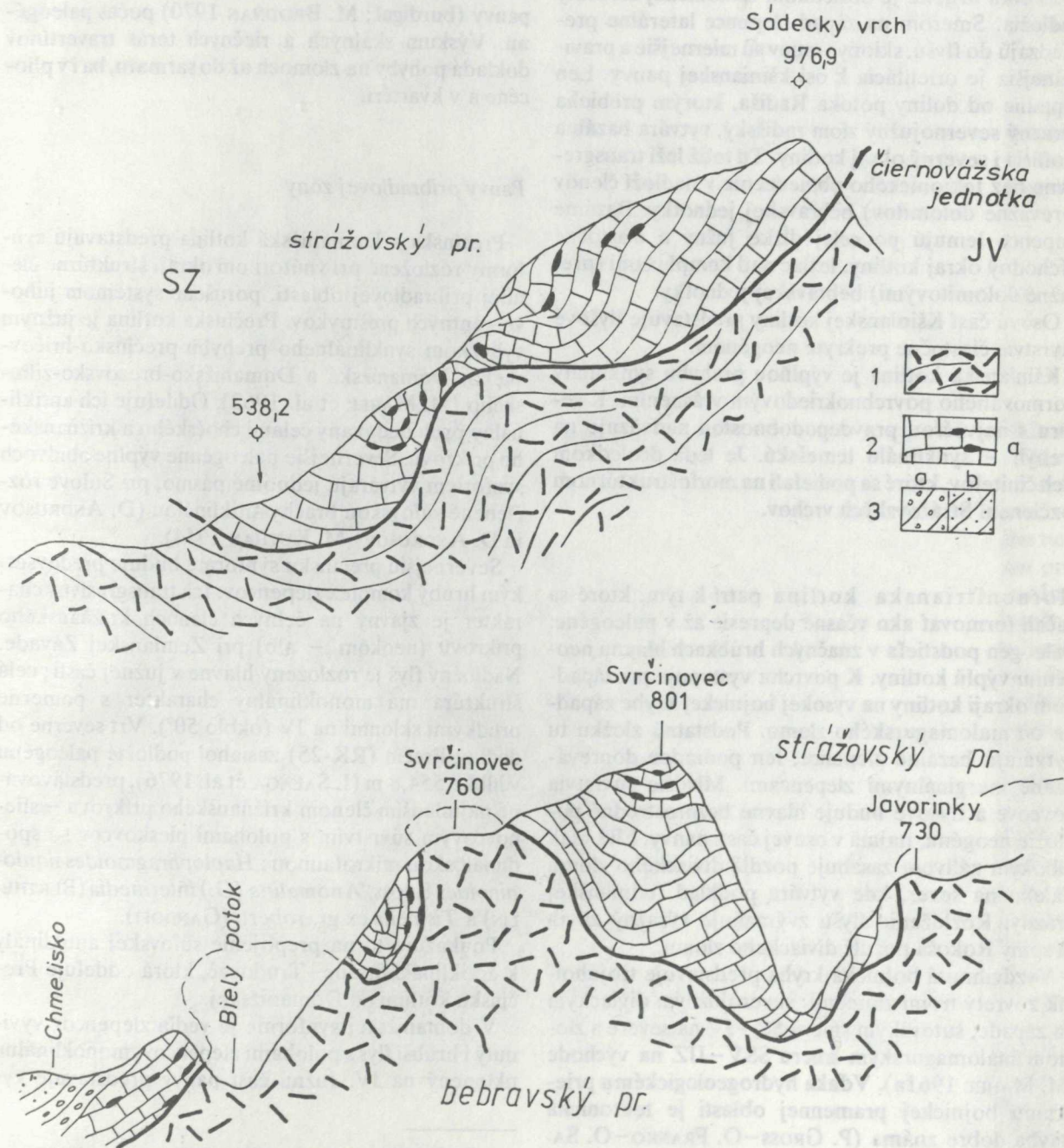
K osobitnostiam Strážovských vrchov patrí i prítomnosť dvoch typov paleogénnych panví: južných s flyšom pozdnotektonickým a panví pribradlovej zóny.

Južné paleogénne panvy

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

Kšinianska kotlina, v geologickej literatúre známa ako uhrovská (M. MAHEL 1948b, 1962), je pre-

tiahnutá v smere SV–JZ s postupným poklesom – ponomom osi na JZ k bebravskej nive. S Bánovskou pahorkatinou sa stýka pozdĺž severojužného zlomu timoradzského (M. MAHEL 1963a, b). Západne od tohto zlomu v Bánovskej pahorkatine nebol paleogén zastihnutý vrtní v podloží neogénu a ani nie sú známe výskyt na jej okrajoch. Výskyt zlepcov, ktoré sme prvšie považovali za paleogénne (M. MAHEL 1953) sa



Obr. 79a, b Prevrásnenie presunovej plochy strážovského príkrovu v sz. cípe Strážovských vrchov, (M. KRIVÝ 1979).
1 – dolomity chočského príkrovu, 2 – šedé anické vápence strážovského príkrovu : a) s hľuzami rohovcov, 3 – paleogén, a) bazálne zlepenec, b) flyš.

ukázali ako spodnomiocénne (E. BRESTENSKÁ 1980). K zaujímavostiam Kšinianskej kotliny patrí nadväznosť na rozsiahly komplex paleogénnych zlepenčov, ktoré budujú severné časti horskej skupiny Rokošov so skalným reliéfom. Sú to prevažne zlepence marginálnej fácie, silne tektonicky porušené, s nepravidelnými väčšími sklonmi súvrstvia. Ich styk s krížňanským príkrovom i kryštalinikom je spravidla tektonický. Veľká hrúbka je dôsledkom tektonickej mobility podložia. Smerom na západ zlepenca laterálne prechádzajú do flyšu, sklony vrstiev sú miernejšie a pravidelnejšia je orientácia k osi kšinianskej panvy. Len západne od doliny potoka Radiša, ktorým prebieha výrazný severojužný zlom radišský, vytvára bazálna litofácia i severný okraj kotliny. Tu totiž leží transgresívne bez tektonického obmedzenia v nadloží členov (prevažne dolomitov) bebravskej jednotky. Bazálne zlepence lemujú po celej dĺžke južný a čiastočne východný okraj kotliny, ležiace nad komplexami (prevažne dolomitovými) bebravskej jednotky.

Osovú časť Kšinianskej kotliny predstavuje flyšové súvrstvie čiastočne prekryté neogénom.

Kšinianska kotlina je výplňou prehybu synklinálny sformovaného povrchnokriedovým vrásnením. K severu s najväčšou pravdepodobnosťou nadväzuje na prehyb – synklinálu temešskú. Je teda dôsledkom tých činiteľov, ktoré sa podieľali na morfoštruktúrnym rozčlenení Strážovských vrchov.

Hornonitrianska kotlina patrí k tým, ktoré sa začali formovať ako včasné depresie až v paleogéne. Paleogén podstieľa v značných hrúbkach hlavnú neogénnu výplň kotliny. K povrchu vystupuje pri západnom okraji kotliny na vysokej bojnickej kryhe západne od malomagurského zlomu. Podstatnú zložku tu vytvárajú bazálne zlepence, len podradne doprevádzané marginálnymi zlepencami. Mladšie súvrstvia ílovcové a flyšové buduje hlavne bezprostredné podložie neogénu, najmä v osovej časti panvy. Flyš však hlbokým zálivom zasahuje pozdĺž diviackeho zlomu ďaleko na sever, kde vytvára podklad rudnianskej brázdy. Rozloženie flyšu zvyrazňuje výrazný zdvih skupiny Rokoša pozdĺž diviackeho zlomu.

Vy zdvihnutá bojnická kryha predstavuje trojuholník zovretý tromi zlomami: severojužným diviackym na západe, šutovským smeru SZ–JV na severe a zlomom malomagurským smeru SSV–JJZ na východe (M. MAHEL 1961a). Vďaka hydrogeologickému prieskumu bojnickej pramennej oblasti je tektonická stavba dobre známa (P. GROSS–O. FRANKO–O. SAMUEL 1970). Rozlámánie kryhy systémami zlomov smeru SV–JZ je doložené. Preukázané je, že sklon paleogénnych členov pri zlomoch i pri okrajovej časti

panvy sú strmšie; smerom do panvy prevládajú mierne sklony vrstiev 10–15°. Doložená je nerovnomerná hrúbka jednotlivých členov hlavne ílovцovej fácie (slienité ílovce, slieňovce vrchného lutétu až priabónu) – vo vysokej kryhe 30 m, v kotline až 635 m i nerovnomerná hrúbka flyšu (priabón, spodný oligocén) vo vysokej kryhe 337 m, v kotline až 0 m*). To svedčí o funkcii niektorých zlomov, hlavne systému malomagurského zlomu už pri založení neogénnej panvy (burdigal; M. BRODŇAN 1970) počas paleogénu. Výskum skalných a riečnych terás travertínov dokladá pohyby na zlomoch až do sarmatu, ba i v pliocéne a v kvartéri.

Panvy pribradlovej zóny

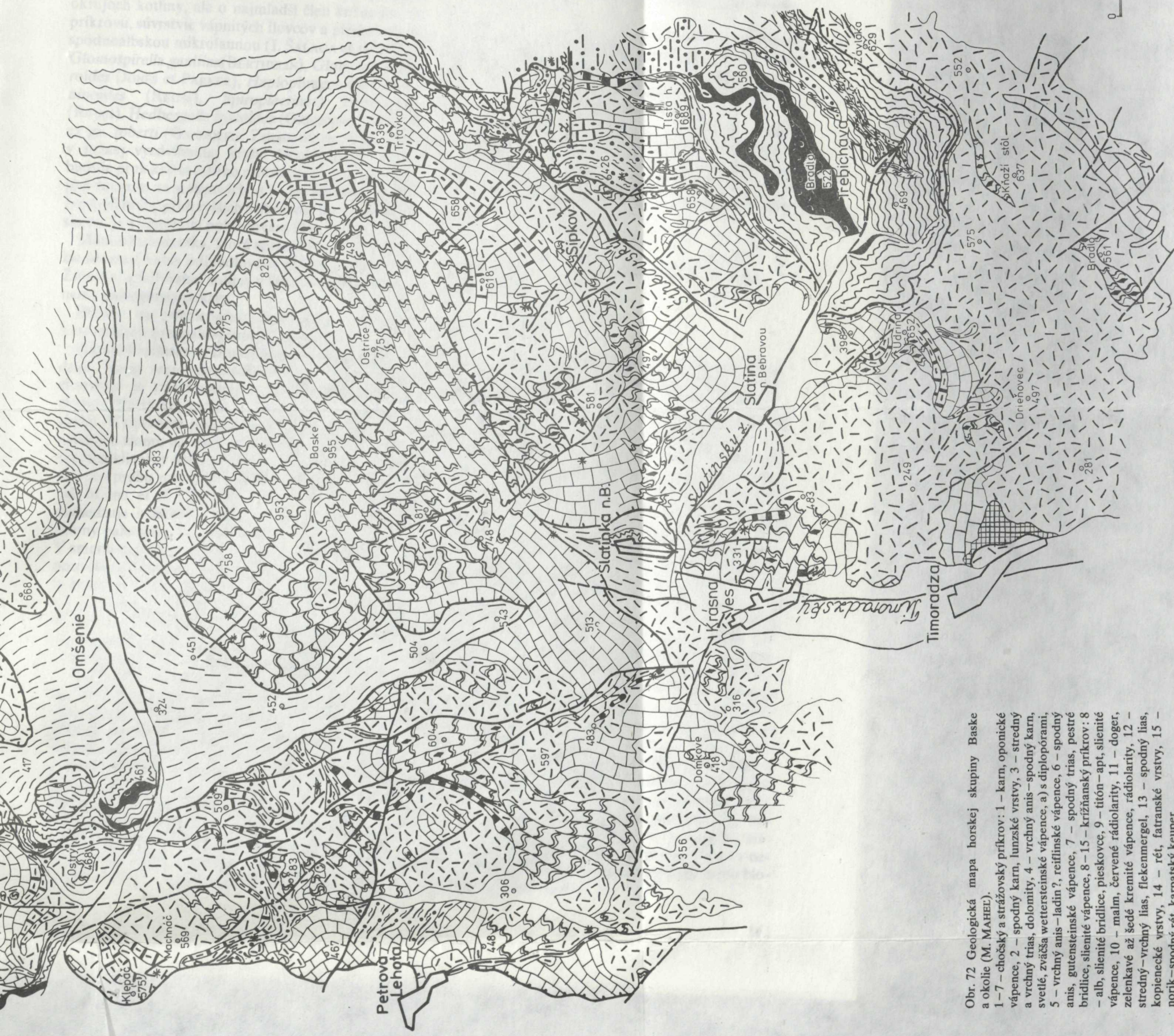
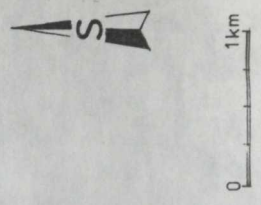
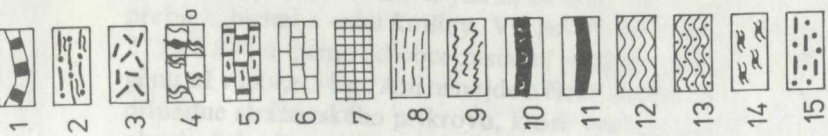
Prečínska a Domanižská kotlina predstavujú synformy rozložené pri vnútornom okraji štruktúrne členej pribradlovej oblasti, porušené systémom juhovergentných prešmykov. Prečínska kotlina je južným výbežkom synklinálneho prehybu prečínsko-hričovského, Domanižská a Domanižsko-brezovsko-žilinského (M. MAHEL et al. 1962). Oddeľuje ich antiklinálny pruh budovaný čelami chočského a krížňanského príkrovu. Severnejšie paleogénne výplne obidvoch synforiem vytvárajú jednotné pásmo, pri Súľove rozčlenené súľovskou brachyantiklinálou (D. ANDRUSOV in D. ANDRUSOV–M. KUTHAN 1944).

Severnejšiu prečínsku synformu buduje predovšetkým hrubý komplex zlepenčov. Ich transgresívny charakter je zjavný na čelných členoch krížňanského príkrovu (neokóm – alb) pri Zemianskej Závade. Nadložný flyš je rozložený hlavne v južnej časti; celá štruktúra má monoklinálny charakter s pomerne prudkými sklonmi na JV (okolo 50°). Vrt severne od dediny Prečín (RK-25) zasiahol podložie paleogénu v hĺbke 554,8 m (I. ŠALAGA et al. 1976), predstavované najmladším členom krížňanského príkrovu – slieňovcovým súvrstvom s polohami pieskovcov so spodnoalbskou mikrofaunou: *Haplophragmoides nonioninoides* REUSS, *Anomalina (G.) intermedia* (BERTHELIN) a *Ticinella ex gr. roberti* (GANDOFI).

Poukazuje to na prepojenie súľovskej antiklinály k antiklinále Stráne–Trudovač, ktorá oddeľuje Prečínsku kotlinu od Domanižskej.

V domanižskej synforme je vedľa zlepenčov vyvinutý i hrubší flyš s polohami zlepenčov, monoklinálne uklonený na JV. Južnú časť panvy predstavuje vy-

* Predneogénna inverzia reliéfu. Flyš v dnešnej kotline bol zerodovaný, a tak neogén leží čiastočne priamo na ílovцovej litofácii. Kotlina musela byť pred súčasným zaklesnutím asi po spodnom oligocéne vy zdvihnutá.



Obr. 72 Geologická mapa horskej skupiny Baske a okolie (M. MAHEL).
 1 – 7 – chočský a strážovský príkrov: 1 – karn, opionické vápence, 2 – spodný karn, lunszké vrstvy, 3 – stredný a vrchný trias, dolomity, 4 – vrchný anis – spodný karn, svetlé, zväčša wettersteinské vápence, a) s diplopórami, 5 – vrchný anis – ladin ?, reiflinské vápence, 6 – spodný anis, gutensteinské vápence, 7 – spodný trias, pestré bridlice, slienité vápence, 8 – 15 – krížňanský príkrov: 8 – alb, slienité bridlice, pieskovce, 9 – titón – apt, slienité vápence, 10 – malm, červené rádiolarity, 11 – doger, zelenkavé až šedé kremité vápence, rádiolarity, 12 – stredný – vrchný lias, flekenmergel, 13 – spodný lias, kopiencke vrstvy, 14 – rét, fatranské vrstvy, 15 – norik – spodný rét, karpatský keuper.

zdvihnutá, plocho ležiaca kryha so zlomami paralelne prebiehajúcimi s osou kotliny. Vrt pri Pružine (RK-27) asi 800 m južne od obce 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 vápnných ílovcov a pieskovcov so spodnoalbskou mikrofaunou (I. ŠALAGA et al. 1978): *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Glomospira charoides* (JONES et PARKER), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Spiroplectinata complanata* (REUSS), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Ticinella* ex gr. *roberti* (GANDOLFI). Znamená to, že podložie v južnej vyzdvihnutej kryhe Domanižskej kotliny buduje pruh krížňanského príkrovu, zrejme nadväzujúci smerom na severovýchod na antiklinálu Skaliek. Južnejší hrubý pruh vyšších príkrovov, hlavne strážovského, je v smernom pokračovaní Rajeckej kotliny.

Manínska jednotka, ktorá spravidla vytvára podložie severnej vetvy pribradlového paleogénneho trógu Žilinskej a Súfavskej kotliny v Strážovských vrchoch, nemá paleogénny pokryv.

Zrejme osi popaleogénnych štruktúr narezávajú koso priebeh predpaleogénnych jednotiek.

Okraje Prečínskej a Domanižskej kotliny doprevádzajú zlomy regionálnejšieho rozsahu. Prešmykový charakter je zvlášť zjavný u obidvoch okrajových zlomov Prečínskej kotliny – trstianskeho a počarovského. V smernom pokračovaní na východ od počarovského zlomu na sever pri západnom okraji súfavskej antiklinály v oblasti Praznova sú v kriede nozdrovického pruhu rozložené bradlá kosteleckej sukcesie (M. MAHEĽ et al. 1967). Prešmyk východovergentný obmedzuje i západný okraj Domanižskej kotliny; sklony paleogénu blízko prešmyku dosahujú až 70°. V smernom pokračovaní tohto prešmyku pri východnom okraji súfavskej antiklinály sú z hĺbky vyzdvihnuté bradlá považované niektorými autormi za kostelecké (J. SALAJ–O. SAMUEL 1966, M. RAKÚS 1975), inými za manínske (K. BORZA 1980b). Na prešmykoch sú ale i bradlá nozdrovického vývinu čelnej časti krížňanského príkrovu, napr. Zlatý dielec.

Prečínska a Domanižská kotlina predstavujú vnútorné okrajové časti pribradlovej zóny s prehybmi usmernenými zlomami západokarpatského smeru JZ–SV, založenými v spodnom eocéne až v spodnom luténe. Znamená to, že paleogénna výplň týchto panví je vnútorným okrajom paleogénu hričovsko-žilinského typu (D. ANDRUSOV 1968) s prítomnosťou paleocénnych a spodnoeocénnych súvrství intenzívnejšie postihnutých tektonicky; sú okrajovými zvyškami pribradlového trógu rozloženého v čele mobilného bloku centrálnych Karpát a zaplňovaného materiálom z čiel príkrovov ((R. MARSCHALCO 1978). Paleoprúdový

system zlepcov skúmaný v oblastiach severnejších, ale i pri Prečíne, naznačuje prínos materiálu v smeroch V–Z, častejšie od SV na JZ až JJZ, s paleosklonom od V na SZ, príp. Z (JZ). Týmto smerom sa bazén prehlboval, smerom na JZ bol otvorený (R. MARSCHALCO 1978).

Príznačným pre paleogénnu výplň Domanižskej kotliny, rovnako ako kotliny Súfavskej, je nedostatok nielen oligocénu, ale zväčša aj vrchného eocénu. S najväčšou pravdepodobnosťou táto oblasť zaznamenala v tomto období zdvihové tendencie.

Koncom spodného eocénu a v strednom eocéne s postupným rozširovaním prehybov do vnútra Karpát (do Rajeckej kotliny a hornonitriansko-bánovskej oblasti) v pribradlovej zóne došlo k vynáraníu niektorých chrbtov, k väčšej členitosti i k zániku niektorých panví, vrátane domanižskej.

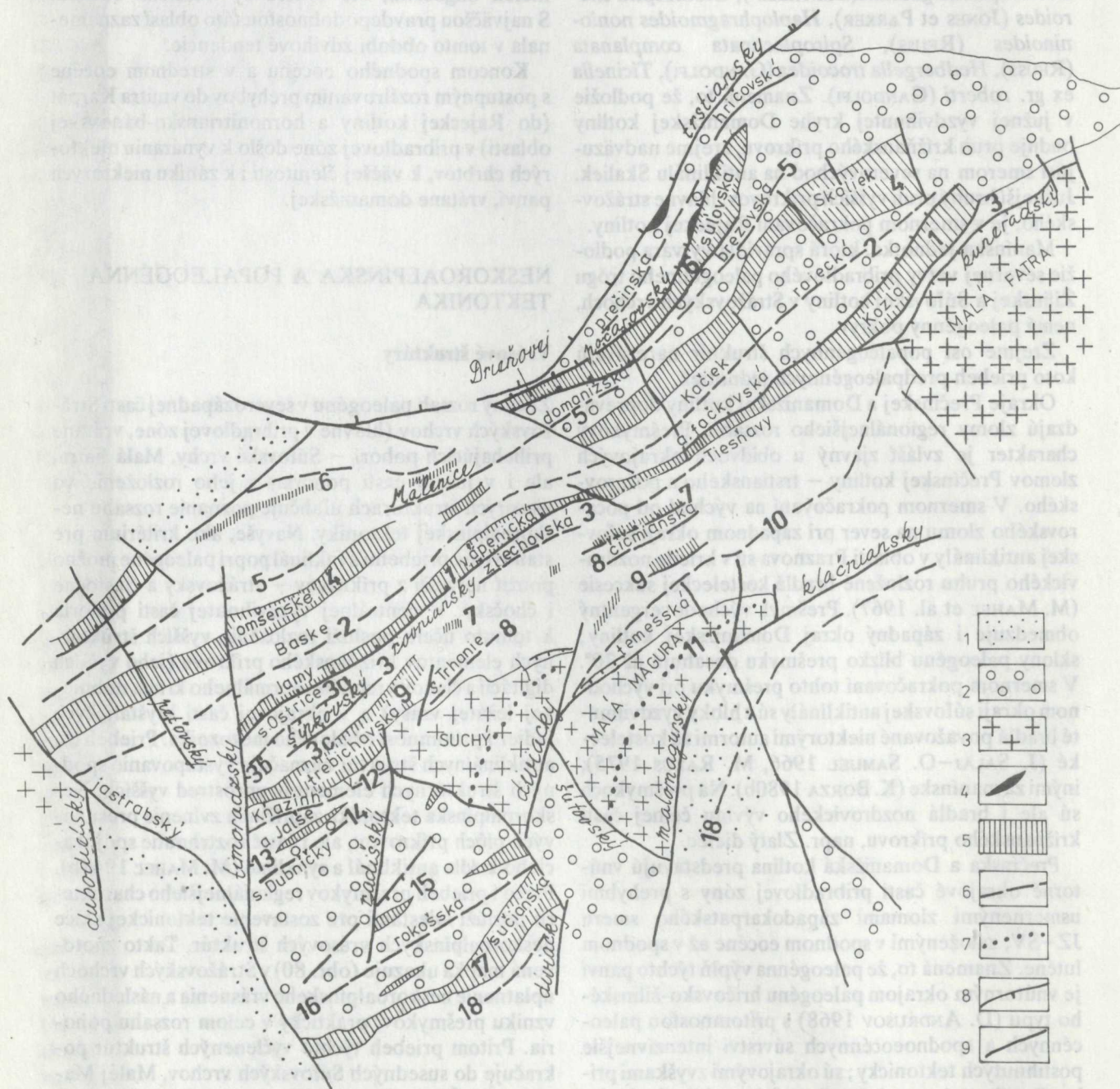
NESKOROALPÍNSKA A POPALEOGÉNNÁ TEKTONIKA

Vrásové štruktúry

Značný rozsah paleogénu v severozápadnej časti Strážovských vrchov (hlavne v pribradlovej zóne, vrátane priliehajúcich pohorí – Súfavske vrchy, Malá Fatra, ale i v južnej časti pohoria) a jeho rozloženie vo viacerých štruktúrach uľahčuje poznanie rozsahu neskoroalpínskej tektoniky. Navyše, ako kritérium pre stanovenie priebehu synklinál popri paleogéne možno použiť najvyšší z príkrovov – strážovský a čiastočne i chočský. V centrálnej vyzdvihnutej časti pohoria k tomuto účelu poslúži rozloženie vyšších štruktúrnych elementov krížňanského príkrovu (jeho vyšších digitácií a členov vrchného normálneho krídla dubnickej ležatej vrásy) a v okrajovej časti kryštálických jadier i prítomnosť obalového mezozoika. Priebeh osi antiklinálnych štruktúr naznačuje vystupovanie spodných štruktúrnych elementov uprostred vyšších. Neskoroalpínska tektonika zapríčinila zvlnenie presunových plôch príkrovov, ale i časté roztrhnutie spojovacieho krídla antiklinál a synklinál (M. MAHEĽ 1948b). Preto i priebeh prešmykov regionálnejšieho charakteru poslúži miestami pre zostavenie tektonickej skice neskoroalpínskych vrásových štruktúr. Takto zhotovená mapka ukazuje (obr. 80) v Strážovských vrchoch uplatnenie neskoroalpínskeho vrásnenia a následného vzniku prešmykov, prakticky v celom rozsahu pohoria. Pritom priebeh týchto vyčlenených štruktúr pokračuje do susedných Súfavsých vrchov, Malej Magury i do Žiaru. Považský Inovec predstavuje i v neskoroalpínskom štruktúrnom pláne súčasť iného bloku než Strážovské vrchy.

Ústredné postavenie v rozložení nesokoroalpínskych štruktúr v Strážovských vrchoch zaberá antiklinála Vápenice (M. MAHEL 1961) už i preto, že predstavuje rozvodie medzi povodím Váhu a Nitry. Z rozloženia mladších členov krížňanského príkrovu uprostred más vyšších príkrovov, dokonca z ich styku priamo zo strážovským príkrovom v centrálnej časti pohoria, možno vyvodíť záver o priebehu výrazného zdvihu

– antiklinály prebiehajúcej v smernom pokračovaní antiklinály Vápenice cez tektonické okná Biely potok – podhrebeňová časť Hrubej Kačky – dolina Rajčanky (západne od Fačkova) – tektonické okno Ďurčinskej jednotky – antiklinálna hrať Kozla v Malej Fatre. Smerom na JZ má antiklinála Vápenice pokračovanie v antiklinálnom pásme jám (pruh aniských vápencov na plošine Žihľavníka) až k tektonickému



Obr. 80 Tektonická skica nesokoroalpínskych štruktúrnych elementov (M. MAHEL).
1 – neogén, 2 – centrálnokarpatský a pribradlový paleogén, 3 – kryštálické jadrá, 4 – bradá pieninskej zóny, 5 – priebeh nesokoroalpínskych antiklinál, 6 – osi nesokoroalpínskych synklinál, 7 – osi kryštálických jadier, 8 – zdvihy – prešmyky, 9 – význačnejšie zlomy

oknu Slatinky, s výstupom najmladších členov krížňanského príkrovu uprostred vápencovodolomitových más chočského a strážovského príkrovu.

Zo severu súbežne s opísaným antiklinálnym pruhom prebieha výrazná, miestami široká synklinála (obr. 80-2) ktorú reprezentuje od S na JZ: Rajecká kotlina – synklinála Sádockého vrchu a Hrubej Kečky s hrubými komplexmi strážovského príkrovu – široká, ale i zložitá synklinála so zachovanými zvyškami paleogénu pri Mojčíne. Odtiaľ sa os synklinály stáča cez Čierny vrch a Zliezajne (s kryhami strážovského príkrovu na JV) a napája sa na synklinálne pásmo Baske s kryhou strážovského príkrovu.

I z južnej strany ústredného antiklinálneho pásma sa tiahne pásmo synklinálne (obr. 80-3). Jeho najsevernejší úsek predstavuje úzka priekopová prepadlina s výplňou mezozoika obalovej jednotky a krížňanského príkrovu, pretiahnutá z vnútornej strany antiklinálnej hraste Kozla; z východnej strany oproti kryštaliniku masívu Veľkej lúky je obmedzená kunerádkym zlomom. V jej smernom pokračovaní je synklinálne pásmo chočského príkrovu najvýraznejšie v priestore Tiesňav v doline Rajčianky. Os tejto synklinály prechádza cez Čierny vrch a Strážov (s kryhou strážovského príkrovu) cez zliechovskú depresiu budovanú albom – cenomanom. V oblasti Žihľavníka predstaviteľom opisovaného synklinálneho pásma sú masy strážovského príkrovu Ostrice.

Najvýraznejší je priebeh neskoropalpínskych, tu až neskoropaleogénnych vrásových štruktúr správaných smernými zlomami, hlavne prešmykmi v príbradlovej zóne v severozápadnej časti Strážovských vrchov a v Súľovských vrchoch. Štruktúry vyčlenené v Súľovských vrchoch D. ANDRUSOVOM (D. ANDRUSOV – M. KUTHAN 1942) ukazujú sa nám nielen ako priebežné synklinály, ale i antiklinály. Zvlášť dôležité je preukázanie regionálnejšieho rozsahu antiklinál Skaliek a súľovskej antiklinály.

V smernom pokračovaní antiklinály Skaliek, budovanej prevažne najmladšími členmi krížňanského príkrovu, boli vrtmi zastihnuté tieto členy pod tenkou paleogénnou prikrývkou vo východnej časti Domanízskej kotliny pri Pružine, a to už v hĺbke 34 m (I. ŠALAGA et al. 1976). Znamená to, že antiklinála Skaliek (obr. 80-4) prebieha pri západnom okraji synklinály Kečiek. V smernom pokračovaní osi tejto antiklinály na JZ je tektonické okno druhej Štúrovej brány so zdigitovanými mladšími členmi čiernovážskej jednotky uprostred tektonicky vyšších elementov. V tom istom smere je tektonické okno kopecké severne od Zliezajni s výstupom najmladších členov krížňanského príkrovu uprostred príkrovu chočského a ďalej juhozápadným smerom – antiklinálne pásmo Štefanca južne od Hornej Poruby s mohutnou antikli-

nálou neokómu uprostred albu – cenomanu tohto príkrovu. Antiklinála pokračuje smerom k Omšeniu, kde sa táto omšenská antiklinála výrazne prejavuje zdvihom prevráteného krídla dubnickej vrásky. V jej smernom pokračovaní v juhozápadnom cípe pohoria je pásmo tektonických okien krížňanského a manínskeho príkrovu v úseku Soblahov – Mníchova Lehota.

Pásmo brezovskej a domanižskej synklinály s hrou výplňou príbradloveho paleogénu sa napája smerom na JV na *synklinálne pásmo Malenice* (obr. 80-5), budované chočským príkrovom so zvrásnenými kryhami strážovského príkrovu. V jeho smernom pokračovaní sú kryhy chočského príkrovu Hofazní západne od Hornej Poruby, Markovice a Machnáča pri Trenčianskych Tepliciach a Jánovho vrchu pri Kubrici.

I západnejšiu súľovskú antiklinálu možno sledovať prakticky po celej dĺžke Strážovských vrchov. Jej priebežnosť v podloží paleogénu a nadväznosť na antiklinálny pruh Stráne – Trudovač preukazuje zastihnutie albu krížňanského príkrovu v podloží paleogénu pri Prečíne v hĺbke 553 m (I. ŠALAGA et al. 1976). Táto neskoropaleogénna antiklinála (obr. 80-6) najvýraznejšie dokumentuje kosý priebeh neskoropalpínskych štruktúr k štruktúram starším. V súľovskom tektonickom okne ju predstavujú strednokriedové členy čelnej časti krížňanského príkrovu; okraje antiklinály doprevádzajú bradlá severnejších jednotiek, hlavne kostelecké. V antiklinále Stráne – Trudovač vystupuje na povrch čelo chočského príkrovu a zadná časť čelnej časti krížňanského príkrovu. Smerom na západ v okolí Dubnice antiklinálny pruh predstavujú tektonické okná členov prevráteného krídla dubnickej vrásky (v Lieskovskej a v Dubnickej doline) a antiklinálny pruh manínskeho príkrovu pri Trenčianskych Tepliciach. I v najzápadnejšom cípe pohoria pri Kubre priebeh antiklinály naznačujú členy prevráteného krídla dubnickej vrásky.

Najsevernejšia so synklinálnych štruktúr Strážovských vrchov, prečínska, je vlastne južným úsekom synklinály hričovskej, s výraznejšími znakmi príbradloveho paleogénu. Jej pokračovanie na juhozápad naznačujú väčšie kryhy chočského príkrovu Norovice pri Ilave a malé kryhy tohto príkrovu pri Kubre a na trenčianskom hradnom vršku.

V južnej polovici Strážovských vrchov, tam, kde dominantné postavenie zaberajú kryštalické jadrá so sprievodom malomagurskou jednotkou a s podstavcovou časťou krížňanského príkrovu, je sledovanie priebehu neskoropalpínskych vrásových štruktúr obťažnejšie. Ani tu však nechýbajú štruktúry regionálnejšieho rozsahu. Také je antiklinálne pásmo rozložené z vnútornej strany synklinálnej zóny Tiesňavy – Čierny vrch – zliechovská depresia – Ostrica. Predstavuje ho

pruh (obr. 80-7) neokómu *antiklinály Vyhnanu* severne od čičmianskej depresie. V smernom pokračovaní na JZ sú tektonické okná albu prevráteného krídla čičermanskej digitácie v dolinách Hanušovej západne od Čičmian a okno Cigánik v Škripovej doline, severne od Valaskej Belej. Výrazný pruh bazálnej štruktúry krížňanského príkrovu medzi Valaskou Belou a Čiernou Lehotou, budovaný čiastkovým príkrovom belianskym, predstavuje západný úsek opisovaného antiklinálneho pásma. Ten smerne nadväzuje na výraznú antiklinálu v krížňanskom príkrove s osou sledujúcou horný tok Trebichovského potoka. Súčasťou, príp. prídavnou štruktúrou tejto antiklinály je pruh belianskej jednotky Kamenných vrát. Priebeh osi *antiklinály Trebichavskej doliny* možno sledovať podľa rozloženia spodnejších členov bielovážskej jednotky v podloží jednotky bebravskej až k timoradzskému zlomu, k Timoradzi, teda k juhozápadnému okraju pohoria.

Južnejšie, paralelne s opísaným antiklinálnym pruhom, prebieha synklinála (obr. 80-8) naznačovaná rozsiahlou depresiou čičmianskou, budovanou albom krížňanského príkrovu. Azda jej smerným pokračovaním je *synklinála Trhania* juhozápadne od Valaskej Belej, so zavrásneným obalovým mezozoikom v severozápadnej časti kryštalinika Suchého.

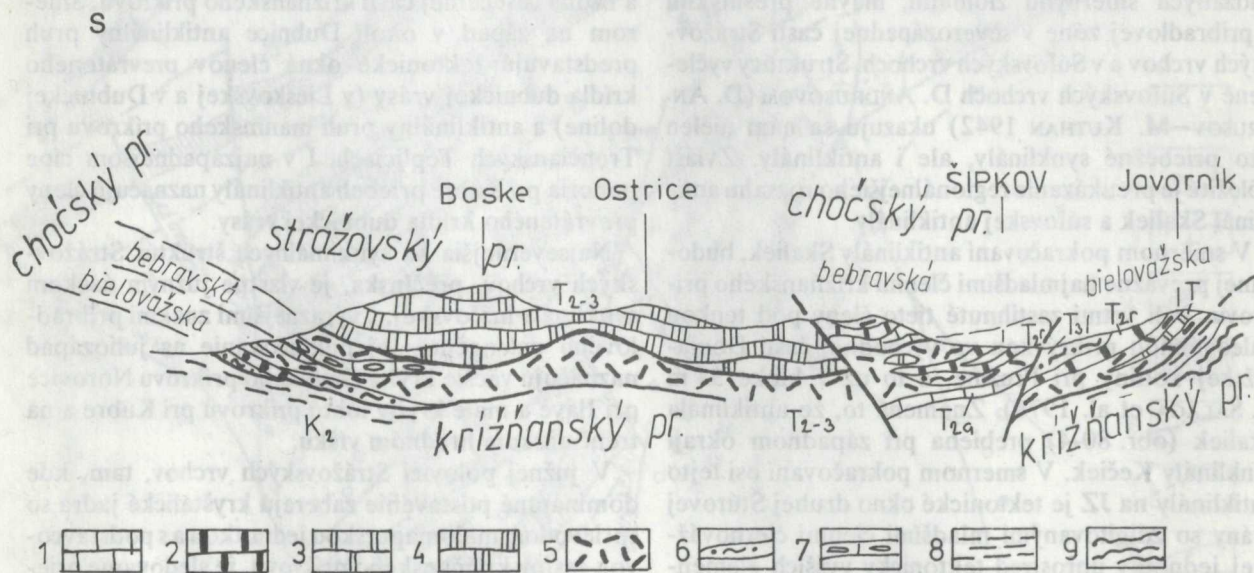
Ďalšou vnútornejšou synklinálou analogického typu je *temešská synklinála* (M. MAHEL 1948, 1961) so zavrásnenou malomagurskou jednotkou na rozhraní

kryštalických jadier Suchého a Malej Magury (obr. 80-10). V jej smernom pokračovaní k severovýchodu prebieha os čičermanskej digitácie. I kryha chočského príkrovu na vrchu Klaku leží v smernom pokračovaní tejto štruktúry.

Medzi obidvoma práve opísanými synklinálami je široké antiklinálne pásmo reprezentované ústrednou osovou časťou kryštalinika Suchého, ale i „falošná“ antiklinála Kohútovej doliny (obr. 80-89), sv. od Gápľa a spätná vrása Rakytníka s výzdvihom dolomitov jadrového člena čičmianskej digitácie.

Antiklinálne pásmo Malej Magury je najvnútornejšou (obr. 80-11) štruktúrou. Jeho prepojenie na megaantiklinálu Malej Fatry–Veľkej lúky naznačujú okná spodnejších členov krížňanského príkrovu v hornej časti Frývaldskej doliny a Porubskej doliny.

Viacere z opísaných synklinál sú smernými prešmykmi rozčlenené na čiastkové lokálne štruktúry. Také sme vyčlenili v masách chočského a strážovského príkrovu, rozložených medzi antiklinálnym pásmom Jamy–Slatinka a *antiklinálnym pásmom Trebichavského potoka* (obr. 81). Smerné prešmyky, a to severovergentný prešmyk Ukovca a juhovergentný prešmyk šipkovský rozčleňujú vápencovodolomitový komplex na paralelne prebiehajúce tri čiastkové synklinálne štruktúry. Každá vykazuje niektoré odlišnosti stavby a samostatný hydrogeologický režim. Severne od prešmyku Ukovca je už prvšie spomínaná *synklinála Ostrice* (obr. 80-3a), budovaná masami wetter-



Obr. 81 Geologický profil vyššími príkrovmi v strednej časti Strážovských vrchov (M. MAHEL).

1–7 – chočský a strážovský príkrov: 1 – anis, šedé vápence, 2 – vrchný anis, reiflinské vápence, 3 – ilýr–ladin, wettersteinské vápence riasové, 4 – ladin–karn, wettersteinské vápence hubkovo-koralovej fácie, 5 – stredný–vrchný trias, dolomity, 6 – karn, lunszké vrstvy, 7 – vrchný karn, organogénne vápence, kardinové vrstvy, 8–9 – krížňanský príkrov: 8 – alb, slieňovce, pieskovce, 9 – titón–apt, slienité vápence.

steinských vápencov strážovského príkrovu. Južnejšie od prešmyku rozložená čiastková štruktúra má azda najtypickejšie vyvinutú bebravskú jednotku s viacerými polohami riasových vápencov (obr. 80-3b). V najjužnejšej zo štruktúr má dominantné postavenie jednotka bielovážska s hrubými lunzskými vrstvami (obr. 80-3c). Tektonické okno albu pri Slatine i výstup verfenských vrstiev pri Šipkove ukazujú na výrazný zdvih pozdĺž šipkovského prešmyku.

Neskoroalpínske vrásové štruktúry sú výrazné i v južnej časti Strážovských vrchov, v oblastiach mimo kryštalickej jadry, ktoré predstavujú bloky hlbšej základovej časti pohoria, vyzdvihnuté pozdĺž viacerých systémov okrajových zlomov. Zvyšky vrchnejšej stavby i s prejavmi neskoroalpínskej tektoniky sa zachovali len v menej vyzdvihnutej severnej okrajovej časti jadry v podobe už spomínanej synklinály Trhanie a temešskej synklinály.

Stavba horskej skupiny Rokošov, juhozápadne od Suchého, ktorá predstavuje najvnútornejší cíp pohoria (spolu s Drieňovým vrchom) ukazuje, že neskoroalpínska kompresia výrazne poznačila tieto časti pohoria i na juhu. Vystupuje tu celý rad pomerne úzkych antiklinál a synklinál, zhruba smeru SZ-JV.

Južne od opísanej priebežnej antiklinály Trebičavskej doliny rozložený mohutný komplex vápencov a dolomitov, predovšetkým bebravskej jednotky, predstavuje výplň synklinály, ktorú podľa najvyššieho vrchu nazývame *synklinálou Kňazovho vrchu* (obr. 80-12).

Blízko hranice dolomitových komplexov so severozápadným okrajom paleogénnej kšinianskej kotliny sa vynorujú aniské vápence bebravskej jednotky, ktoré predstavujú priebeh lokálnej antiklinály – *antiklinály Jalše* (obr. 80-13).

Nápadné je, že i pri južnej (juhovýchodnej) hranici Kšinianskej kotliny spod dolomitových más bebravskej jednotky (obr. 80-14) sa vynorujú jej spodnejšie členy, a to pri Uhrovskom Podhradí, ba i pri Rudnianskej Lehote, i členy štruktúrnej nižšej jednotky bielovážskej (členy melafýrovej série, reiflinské vápence). I tu rozsiahlejšia synklinála vyplnená paleogénom a južnejšia rokošská (obr. 80-16) budovaná jednotkami chočského príkrovu sú oddelené úzkym antiklinálnym pásmom (obr. 80-15). Samotná paleogénna Kšinianska kotlina je rozčlenená centrálnou antiklinálou s výstupmi mezozoika na Skalke a Homôľke (dokonca s prítomnosťou spodných členov krížňanského príkrovu) na dve čiastkové synformy. V osovej časti obidvoch, severnejšej *synformy Dubničky* a južnejšej *žitnianskej*, je rozložené mladšie flyšové súvrstvie.

I južnejší, prevažne dolomitový komplex Rokošov rozčleňuje neskoroalpínska tektonika lokálnou *antiklinálou Hradištнице*.

Zvlášť výraznou neskoroalpínskou štruktúrou je *sučianska antiklinála* (obr. 80-17) – tektonické okno krížňanského príkrovu s výrazným zdvihom, hlavne pri južnom okraji. V smernom pokračovaní sučianskej antiklinály na JZ sú výstupy najspodnejších elementov chočského príkrovu (členy „melafýrovej“ série pri Horných Vestenciach a Hradišti). Smerom na V os antiklinály sa stáča do smeru SSZ-JJV a pravdepodobne cez centrálnu časť vyzdvihnutej paleogénnej bojnickej kryhy nadväzuje na osovú časť kryhy Malej Magury.

Juhovýchodne od sučianskej antiklinály je výraznejšia synklinála budovaná chočským príkrovom (obr. 80-18). V jej smernom pokračovaní na SV je azda synklinála medzi kryštalickej jadrom Malej Magury a Žiaru, ktorej os z juhu zhruba sleduje priebeh kľačianskeho zlomu.

Neskoroalpínska kompresia postihla zrejme celé pohorie Strážovských vrchov a výrazne sa odrazila v jeho stavbe. Väčšina z antiklinál a synklinál, miestami pomerne úzkych, má priebežný charakter. Viaceré antiklinály sú sprevádzané prešmykmi, ktoré postihujú najčastejšie vnútorné (južné, príp. juhovýchodné) krídlo. Priebeh osi neskoroalpínskych vrásových štruktúr i prešmykov je čiastočne kosý k paleoalpínskym elementom.

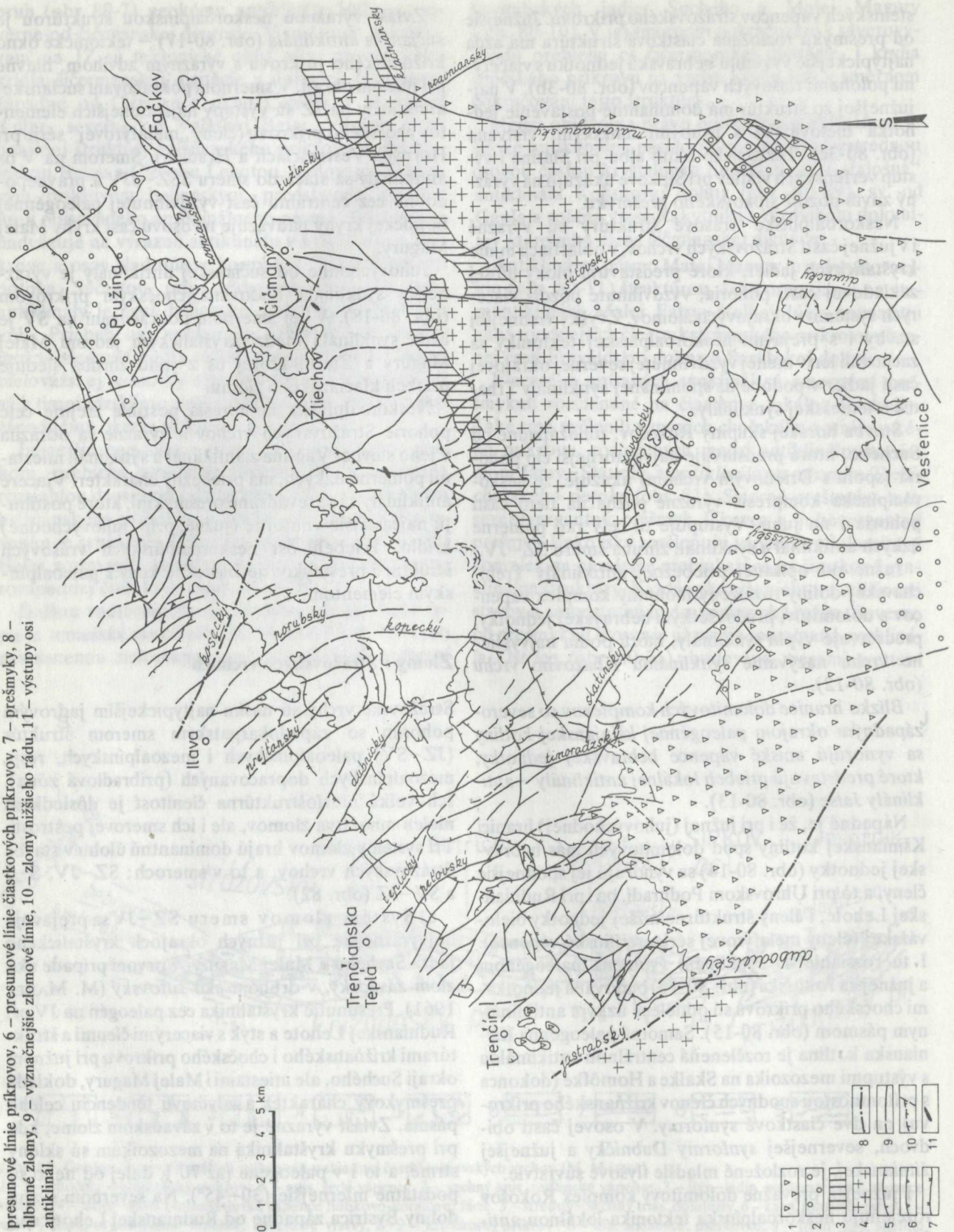
Zlomy v Strážovských vrchoch

Strážovské vrchy sú našim najtypickejším jadrovým pohorím so západokarpatským smerom štruktúr (JZ-SV) paleoalpínskych i mezoalpínskych, resp. mezoalpínskych dopracovaných (pribradlová zóna). Ich veľká morfoštruktúrna členitosť je dôsledkom nielen množstva zlomov, ale i ich smerovej pestrosti. Tri systémy zlomov hrajú dominantnú úlohu v stavbe Strážovských vrchov, a to v smeroch: SZ-JV, S-J a SV-JZ (obr. 82).

a) Systém zlomov smeru SZ-JV sa prejavuje najvýraznejšie pri južných okrajoch kryštalickej jadry Suchého a Malej Magury, v prvom prípade ako *zlom závadský*, v druhom ako *šutovský* (M. MAHEĽ 1961). Presunutie kryštalínika cez paleogén na JV pri Rudnianskej Lehote a styk s viacerými členmi a štruktúrami krížňanského i chočského príkrovu pri južnom okraji Suchého, ale miestami i Malej Magury, dokladá prešmykový charakter a zdvihovú tendenciu celého pásma. Zvlášť výrazné je to v závadskom zlome, kde pri prešmyku kryštalínika na mezozoikum sú sklony strmé, a to i v paleogéne (až 70°), ďalej od neho sú podstatne miernejšie (30–45°). Na severnom svahu doliny Bystrica západne od Rudnianskej Lehoty nad rétom krížňanského príkrovu ležia paleogénne vápen-

Obr. 82 Tektonická skica zlomov Strážovských vrchov (M. MAHEL).

1 – neogén, 2 – paleogén, 3 – obalová malomagurská jednotka, 4 – kryštalickej jadrá, 5 – presunové línie príkrovov, 6 – presunové línie čiasťkových príkrovov, 7 – prešmyky, 8 – hlbinné zlomy, 9 – význačnejšie zlomové línie, 10 – zlomy nižšieho rádu, 11 – výstupy osi antiklinál.



ce sklonené 30–35° na S, ufaté k juhu nasunutým kryštalinikom (M. MAHEL 1961). Inde v nadloží rétu sú i mladšie členy až po neokóm. I výraznejšie zbridličnatenie mezozoika, miestami jeho vztýčenie a zóny drvenia sú výsledkami stlačenia pri okraji kryštalinika.

K skupine zlomov smeru SZ–JV patrí i *jastrabský zlom* (M. MAHEL 1969). Morfoštruktúrne je zjavný na rozhraní Považského Inovca a Strážovských vrchov. Severná kryha Strážovských vrchov zaznamenáva niekoľkotisícmetrový pokles mezozoika oproti vyzdvihnutému bloku kryštalinika Považského Inovca.

Najvýraznejšie sa jastrabský zlom prejavuje v úseku Mníchova Lehota–Jastrabské sedlo. V severovýchodnej kryhe vystupujú v tektonickom okne najspodnejšie členy manínskeho príkrovu a nad tým chočský príkrov. Na JZ od jastrabského zlomu vystupuje kryštalinikum Považského Inovca, rozčleneného pruhmi permu a obalového mezozoika na tri čiastkové jednotky. Ide o zlom hlbinný; je to rozhranie gravimetricky odlišných oblastí – severnej, málo diferencovanej s výraznými zápornými anomáliami a južnej, charakterizovanej prevažne kladnými anomáliami (T. BUDAY–A. DUDEK–J. IBRMAJER 1967).

Jastrabský zlom je zlomom regionálneho významu, predstavuje severný okraj dunajského bloku, jeho styk s fatransko-tatranským blokom; vytvára rozmedzie blokov vyššieho radu v rámci Západných Karpát. Smerom na Z sa napája na systém zlomov Hornomoravského úvalu, na V vytvára rozhranie medzi jadrovým pohorím Trábeča a neovulkanickým pohorím Vtáčnika.

Priebeh jastrabského zlomu z Jastrabského sedla (sedlo na rozhraní Považského Inovca a Strážovských vrchov) cez neogén Bánovskej kotliny dosvedčuje i jeho osobitný význam pri formovaní neogénnej kotliny. Jastrabský zlom overený vrtní v neogéne je totiž výrazným rozhraním krýh. V úseku Trenčianske Jastrabie–Bánovce nad Bebravou vytvára hranicu medzi severnou kryhou budovanou spodným miocénom a južnou kryhou so sladkovodným stredným až vrchným miocénom. Výška skoku na tomto úseku dosahuje až 1000 m a svedčí o zmene zmyslu zlomu v priebehu času (E. BRESTENSKÁ 1980). Výraznejšie ho aktivizovali i pohyby začiatkom pliocénu. Vo svojom priebehu jastrabský zlom zaznamenáva sigmoidálne ohyby s vychýlením na SZ pri Horňanoch, na JZ pri Ostraticiach.

Jastrabský zlom v Bánovskej kotline sprevádzajú lokálne zlomy, ktoré majú menšie skoky so sklonmi k osi panvy (E. BRESTENSKÁ 1980).

Celý rad zlomov súbežných s jastrabským v juhozápadnej časti Strážovských vrchov až k Butkovu dokladá tektonickú zložitosť, rozlámanosť juhozápadnej časti Strážovských vrchov. Zvlášť v juhozápadnom

cípe Strážovských vrchov je hustá sústava zlomov smeru SZ–JV, z ktorých najvýraznejšie sú *zlomy Sopkovho kameňa*, ktoré medzi Mníchovou Lehotou a Zemianskymi Miticami presekávajú štruktúry chočského príkrovu. Zvlášť zjavný je zlom východne od kóty 344 a pri kóte 570,5. Zoradenie jednotlivých členov z južnej kryhy s vrchom Macková je odlišné ako v severnej kryhe s vrchom Sopkov kameň.

Výraznejší je čiastočne rozštiepený zlom severne od Sopkovho kameňa. I ten oddeľuje kryhy chočského príkrovu odlišnej stavby.

Severnejšie prebieha sústava *soblahovských zlomov*, ktoré rozsekávajú manínsky príkrov, ležatú dubnickú vrásu zliechovského príkrovu a členy chočského príkrovu. Najjužnejším z nich je zlom *Černachova*; prebieha zo Soblahovskej doliny pozdĺž vrchnej časti doliny Mitickej – východne od kóty 500,05, severne od Zemianskych Mitíc. Oddeľuje kryhy s odlišným usporiadaním členov jednotlivých jednotiek prakticky po celej dĺžke. Paralelne od neho prebieha k severu zlom cez kóty 324,5–586,9. Na križovatke s týmto zlomom je zjavný smerný výzdvih manínskeho príkrovu cez vyššie príkrovy.

V hornej časti Soblahovskej doliny po južných svahoch *Starého hája* prebieha rovnomenný zlom, ktorý rozsekáva hlavne ležatú vrásu dubnickú a jednotky chočského príkrovu. Prebieha východne od Ostrého vrchu po Neporadzskej doline, oddeľuje kryhu Ostrého vrchu od kryhy Starý háj–Zadná hora–Oráčka. Zvlášť zreteľne sa prejavuje v Neporadzskej doline usekávaním krýh riasových vápencov bebravskej jednotky.

Peťovský zlom možno sledovať z doliny Machnáča smerom k Peťovke, do Opatovskej doliny. Zvlášť výrazný je južne od Peťovky, kde utína naprieč priebehy štruktúr krížňanského príkrovu – ležatej vrásy dubnickej; pri Peťovke štruktúry manínskeho príkrovu a pri Opatovej na viacerých miestach chočského príkrovu. Peťovský zlom predstavuje výrazný výzdvih východnej kryhy. Základ tejto kryhy tvorí chočský príkrov. Postupne smerom k zlomu sa spod neho vynára dubnická ležatá vrása krížňanského príkrovu so svojimi oboma krídlami a v značnom rozsahu i štruktúrne pestrý manínsky príkrov. V ľavej kryhe sú poklesnuté masy chočského príkrovu. Prejavy laterálne členeného posunu i kompresie dokumentujú zvyšky vrchného krídla dubnickej ležatej vrásy pozdĺž západného okraja tohto priečneho zlomu. Zrejme ide o zlom vyššieho radu, hlbinnějšího dosahu. Viacmenej paralelne s peťovským zlomom prebieha celý rad lokálnych zlomov. V severozápadnom pokračovaní nadväzujú na peťovský zlom zlomy kubrianske a opatovské.

V sústave *kubrianskych zlomov* je najvýraznejší

zlom pozdĺž Kubrianskej doliny s poklesnutou južnou kryhou budovanou prevažne chočským príkrovom. Na križovatke tohto zlomu so smerným zlomom smeru SZ–JV vyvierá minerálny prameň Kyselka.

Zo severnejších opatovských zlomov je zvlášť výrazný zlom v Opatovskej doline. V jeho severnom krídle väčším podielom sa vynára manínsky príkrov.

Pozdĺž zlomov smeru SZ–JV sú orientované paralelne prebiehajúce kotliny v západnej časti Strážovských vrchov: Teplická, Dubnická, Lieskovská, Prejtianska, Klubišická, Porubská i Slatinská.

Teplický zlom sleduje dolinu Tepličky a presekáva čelnú časť príkrovov – manínskeho, križňanského i chočského. Je výrazný po celej dĺžke, hlavne však v oblasti Trenčianskej Teplej, kde je vyzdvihnutá južná kryha Kňazovho vrchu; na povrch vystupujú i členy ležatej krídla mohutnej čelnej vrásy manínskeho príkrovu. V severnej kryhe Dubovca sú zachované vyššie tektonické jednotky – členy dubnickej ležatej vrásy zliechovského príkrovu i nadložného príkrovu chočského. V pramennej oblasti Trenčianskych Teplíc teplický zlom smeru SZ–JV presekáva zlom severojužného smeru jeden zo sústavy zlomu timoradzského. Teplický zlom popri porušení priebehu jednotlivých pruhov sa prejavuje i kalcitom vyhojeným puklinovým systémom, a to v stene krinoidových vápencov liasu manínskej jednotky na lokalite Skalka v Trenčianskych Tepliciach i v rozdrvení toho istého typu vápencov v lome v Trenčianskej Teplej. Smerom na J teplický zlom s najväčšou pravdepodobnosťou nadväzuje na:

– *zlom Svitan*, ktorý usekáva tmavé aniské vápence bázy mohutnej vápencovej kryhy Baske. Odsekáva jej západný okraj oddeľujúc riasové vápence bebravskej jednotky Svitan a Dubiniek od svetlých vápencov koralovej litofácie strážovského príkrovu. Ide o sústavu lokálnych zlomov viac-menej paralelných, hojných severovýchodne od Slatiny. Paralelne so zlomovým pásmom Svitan prebieha zlom (členený) na línii Omšenie–Špikov, ktorý sa zvlášť zreteľne prejavuje na severnom svahu kryhy Baske útätím jednotiek chočského príkrovu vo východnej kryhe a poklesom wettersteinských vápencov strážovského príkrovu v západnej kryhe. Nazývam ho:

– *zlomom Ukovca*; západne od Špikova utína viaceré šošovky vápencov a východnejšie od dediny široký pruh lunzských vrstiev. I východne od Špikova sú členy chočského príkrovu popresekávané sústavou zlomov smeru SZ–JV.

Skupina priečných zlomov v dubnickej oblasti je výrazná tým, že v jednotlivých kryhách vystupujú k povrchu rozličné výškové horizonty dubnickej ležatej vrásy (obr. 44a). Najjužnejší z nich –

– *zlom Ostrého vrchu* obstaráva styk kryhy vrch-

ného krídla ležatej vrásy s jej mohutnejším jadrovým členom, flekenmerglom. Prebieha pri západnom okraji Ostrého vrchu a Oparovca. Jeho juhovýchodné pokračovanie je ťažko sledovateľné v monotónnych masách albu, prípadne neokómu.

Zlom Dubnickej doliny je menej výrazný, s menším výzdvihom severnej kryhy. Výraznejší je:

– *zlom lieskovský*, pozdĺž Lieskovej doliny. Utína z juhozápadu alb a dopreводné staršie členy prevráteného krídla ležatej dubnickej vrásy a obstaráva ich styk so severnou poklesnutou kryhou budovanou prevažne členmi normálneho krídla tejto vrásy. Poklesový charakter tejto kryhy Pliešky–Lipová hora sa prejavuje i na juhovýchod výstupom hrubších skalných komplexov chočského príkrovu masívu Beňovej skaly a Slopského vrchu.

Prejtiansky zlom sledujúci Prejtiansku dolinu utína opísanú úzku kryhu od severnejšej kryhy Bočky–Sokolka s väčším podielom hrubších lunzských vrstiev chočského príkrovu a so zastúpením najvrchnejších členov príkrovu zliechovského, neokómu a albu.

Menší *klobušický zlom* v Klobušickej doline obstaráva tektonický styk albu križňanského príkrovu so stredotriasovými členmi chočského príkrovu. Východnejšie je:

– *zlom ilavský*, ktorý sa výraznejšie prejavuje tektonickým stykom albu križňanského príkrovu s rôznymi členmi chočského príkrovu hlavne s lunzskými vrstvami. Jeho smer je SSZ–JJV. Výraznejšie sa prejavuje i v rozsiahlej kryhe chočského príkrovu nepravidelným stykom jeho rôznych členov až po severozápadný svah vrchu Hoľazne (901,0).

Kryhy odlišného obsahu chočského príkrovu rozťínajú zlomy sledujúce priebeh rovnomenných dolín:

– *porubský zlom* oddeľuje kryhu chočského príkrovu s prevahou lunzských vrstiev od kryhy s hrubšími vrchnotriasovými dolomitmi a s rétskymi vápencami;

– *podhradský zlom* oddeľuje práve menovanú kryhu od kryhy Norovice, so zastúpením kompletného sledu mladších členov chočského príkrovu v nadloží hrubých más triasových dolomitov.

Osobitný význam v tejto skupine zlomov pripadá sústave tzv. *košeckého hlbinného zlomu*, čiastočne smeru SSZ–JJV. Na ňom dochádza k rotácii štruktúr zo smeru SV–JZ do smeru viac-menej Z–V. Štruktúrna zmena do smeru Z–V je zvlášť výrazná v rozložení osi bradla Butkov (M. MAHEL 1978c).

Kryha Butkova je popresekávaná hustou sústavou zlomov smeru SSZ–JJV. Snáď je to dôsledok čiastočnej rotácie tohto bloku. Východný cíp Butkova rozseková *zlom* v doline *Slatinky*.

Opísané zlomy smeru SZ–JV predstavujú zlomy lokálne. Ich sieť je veľmi hustá, odráža sa to na hustej morfologetickej členitosti. Prejavuje sa to i v geologic-

kej členitosti kryhami priečne orientovanými k priebehu tektonických jednotiek. V poklesnutých kryhách má väčší rozsah chočský príkrov, vo vyzdvihnutých k povrchu vystupujú nižšie tektonické jednotky, hlavne krížňanský príkrov, a to i spodným krídlom ležatej dubnickej vrásky. Najvýraznejšie priečne zdvihy predstavujú:

a) kryhy medzi zlomom Ostrého vrchu a zlomom lieskovským v dubnickej oblasti,

b) kryha obmedzená zo západu prejtianskym zlomom,

c) zdvih pri jastrabskom zlome.

Severozápadná časť Strážovských vrchov zaznamenáva od podhradského zlomu zjavný pokles, ktorý sa zväčšuje hlavne v severozápadnom cípe pohoria v oblasti výstupov hrubých paleogénnych komplexov. Od dubnickej oblasti na SV možno teda hovoriť v Strážovských vrchoch o postupnom poklese pozdĺž priečných zlomov od JZ na SV.

Zdanlivo menšie tektonické porušenie priečnymi zlomami v niektorých priestoroch, hlavne v rozsiahlejších kryhách chočského a strážovského príkrovu, Malenica – Hrubá Kečka – Sádocký vrch, je dôsledok sťažených možností vysledovania zlomov. Výraznejšie sú zlomy v priestoroch s hrubším paleogénom.

Pri západnom obmedzení Domanjškej kotliny je zlomové pásmo radotínske, ktoré sleduje čiastočne priebeh doliny Radotinky i doliny Pružinky. Dolomitový pruh Trudovač – Končiny – Stráne utína západný zlom z dvojice prečinských zlomov.

V strednej časti Strážovských vrchov viaceré z priečných zlomov sa stáčajú do smeru SSZ – JJV. V tomto smere sú orientované i doliny Škripová, Sláviková, Zliechovská. Zlomy, ktoré pomenovávame podľa týchto dolín, porušujú súvislý sled členov (pruhov) malomagurskej jednotky a hlavne krížňanského príkrovu. Vykazujú prevažne smer SSZ – JJV, v niektorých úsekoch dokonca až S – J. Ich odnože majú smer SZ – JV. Takýto smer má zlom Maslakov severne od Valaskej Belej západne od kóty 607,6 smerom na osadu Petelusi. Výrazný je na ňom zdvih západnej kryhy i utátie hrubého pruhu dolomitov, jadrového člena gápeľskej digitácie a verfénu i gutensteinských vápencov belianskej jednotky.

V juhozápadnom cípe Strážovských vrchov k významnejším zlomom smeru SZ – JV patrí tužinský zlom v doline Tužinky, ktorý k juhu nadväzuje na okrajový zlom pri západnom okraji Žiaru – zlom pravniansky (J. GAŠPARIK 1973). Zlom podľa horného toku Nitry sleduje geografickú hranicu Strážovských vrchov a Malej Fatry, nazývám ho zlomom gajdelským (starý názov obce Kľačno).

V južnej časti Strážovských vrchov zlomy smeru SZ – JV hrajú vedľajšiu úlohu, s výnimkou zlomov

okrajových pri kryštalických jadrách. To platí i pre priliehajúcu Hornonitriansku kotlinu, kde zlomy toho smeru s výškou skoku do 50 m porušujú systém hlavných zlomov smeru SV – JZ (M. BRODŇAN 1970). V skupine Rokošov hrubé monotónne masy dolomitov znemožňujú sledovať priebežnosť zlomov. I tak sú však pri východnom okraji zjavné hlavne zlomy smeru ZSZ – VJV, teda s určitým odklonom od základného smeru.

Hlavnú úlohu hlavného priečného štruktúrneho elementu v južnej časti Strážovských vrchov preberajú zlomy severojužné.

b) Zlomy smeru severojužného sú morfoštruktúrne zvlášť výrazné, hlavne tam, kde obstarávajú styk mezozoika, prípadne kryštalinika s kenozoickými útvarmi. Osobitný význam má zlom timoradzský, radišský, diviacky a malomagurský.

Timoradzský zlom ohraničuje Strážovské vrchy voči Bánovskej kotline. Výrazne sa timoradzský zlom prejavuje i severnejšie uprostred mezozoika. Sleduje zo západu tektonické okno albu – neokómu krížňanského príkrovu pri Slatinke a polokno albu na Veľkých lúkach. Sústavou sprievodných zlomov tektonicky komplikuje západné okraje vápencovodolomitových komplexov kryhy Bukovina. V tej časti timoradzský zlom usekáva výrazný zdvih východnej kryhy. Pozdĺž zlomu sa alb krížňanského príkrovu, doprevádzaný k východu bázou chočsko – strážovského komplexu, stýka s rôznymi členmi chočského príkrovu. Zlom utína naprieč štruktúry budované bebravskou i bielovážskou jednotkou. Na severnom svahu Tepličky je zdvih ešte výraznejší. Vo vyzdvihnutom východnom krídle sa vynoruje jadrový člen dubnickej antiklinály, flekenmergel, ktorý sa pozdĺž zlomu stýka s členmi chočského príkrovu. Zlom má v tejto časti smer SSZ – JJV. Od doliny Tepličky na sever sa opäť stáča do smeru S – J. Severojužný smer zachováva sústavu menších zlomov pozdĺž doliny Machnáča.

Najvýraznejšie sa však timoradzský zlom prejavuje v južnej časti Strážovských vrchov, kde zhruba sleduje dolinu Bebravy. I tu predstavuje výrazný zdvih východnej kryhy. Spod bebravskej jednotky sa pri zlome vynárajú nielen jej najspodnejšie členy, ale i členy spodnejšej bielovážskej jednotky. Južne od Timoradze sa pozdĺž zlomu stýka centrálnokarpatský paleogén s neogénom Bánovskej kotliny. Vrtmi je preverebný skok pri južnom cípe Strážovských vrchov, 500 – 600 m, i sprievodné lokálne paralelné zlomy stupňovite rozložené medzi okrajom paleogénu a hlbšou časťou neogénnej výplne Bánovskej kotliny (E. BRESTENSKÁ 1980). Takým je pruský zlom v údolí na sever od dediny Prusy. Západne od timoradzského zlomu nebol centrálnokarpatský paleogén vo vrte zastihnutý. Vo vrte pri Horňanoch priamo na vrchnom

triasi leží egenburg. Poukazuje na to staré založení timoradzského zlomu. Je to dôležitý poznatok, keďže väčšina severojužných zlomov sa výraznejšie uplatnila až v pliocéne.

Paralelne s timoradzským zlomom prebieha západne od neho pri južnom okraji Strážovských vrchov celý rad lokálnych severojužných zlomov, ktoré sa morfológicky prejavujú ako okraje zubovitých výbežkov do neogénu Bánovskej kotliny. Taký je:

- *bobotský zlom* východne od Mošteníc, prebiehajúci na juh k Bobotu,
- *neporadzský zlom* východne od Bošáckej Neporadze,
- *mitické zlomy* – jeden východne od Kostolných Mitíc, druhý západnejšie pri Rožňových Miticiach.

Radišský zlom sleduje tok potoka Radiša. Výraznejší je v oblasti Uhrovca, kde utína západný okraj vápencovodolomitových komplexov vyšších príkrovov a obstaráva ich styk s flyšovým súvrstvom paleogénu. Sú náznaky južného pokračovania radišského zlomu až k Hradištu a jeho nadväznosť na zlom v doline Nitrice až k Partizánskemu do doliny Nitry. K severu radišský zlom smerne nadväzuje na zlomové pásmo, ktoré tektonicky utína západný okraj kryštalickeho masívu Suchého. Prejavuje sa sústavou mylonitových zón v juhozápadnom cípe kryštalinika Suchého a zostrmením sklonov členov krížňanského príkrovu i utínaním jeho štruktúr (obr. 82). Zrejme ide o fenomén hlbšieho založenia. Viac-menej paralelne s radišským zlomom východnejšie od neho lokálny zlom spôsobuje morfológicky výrazný odskok severozápadného okraja kryštalinika Suchého; zo západu usekáva synklinálu Trhanie vyplnenú mezozoikom malomagurskej jednotky.

V smernom pokračovaní sústavy radišského zlomu na sever je výrazná sygmoida Čierneho vrchu v bazálnej časti krížňanského príkrovu, hlavne v odnožnom príkrove belianskom. Ďalej na sever je nápadný severojužný *zlom kopecký* s výrazným uťatím tektonického okna neokómu krížňanského príkrovu pri obci Kopec.

Viac-menej paralelne s kopeckým zlomom prebieha zlom pri západnom svahu vápencových komplexov Zliezajní. Spôsobuje ich menší pokles v pomere k podloženým vrchnotriasovým dolomitom.

Diviacky zlom (M. MAHEL 1961a) sleduje zhruba tok Nitrice na úseku Klin–Vrbany. Obmedzuje z východu rudniansky výbežok Hornonitrianskej kotliny, zo západu usekáva viaceré štruktúry i členy chočského a krížňanského príkrovu. Je príkladom lomeného zlomu s výraznými odstupmi spôsobenými zlomami smeru SZ–JV. Pri Nitrianskom Rudne je diviacky zlom pretatý okrajovým zlomom závadským, ktorý spôsobuje jeho odskok asi 2 km na V; pri Nitrian-

skych Sučanoch priečny zlom lokálneho charakteru zapríčiňuje rovnaký odskok asi 1–2 km.

V severnom úseku diviacky zlom presekáva kryštalinikum, vytvára rozhranie medzi kryštalinikom Suchého a Malej Magury doprevádza ho pásmo mylonitov. Severnejšie na spojnici dedín Temeš–Čavojsada Biela Voda–Gápel diviacky zlom obstaráva styk kryštalinika jednotlivých členov kryštalinika postupne s celou sériou členov malomagurskej jednotky; pri Bielej Vode utína dolomity krížňanského príkrovu, severnejšie alb a spodotriasové kremence obalovej jednotky; pri Gápli opäť dolomity na báze krížňanského príkrovu a podložený alb malomagurskej jednotky. Pozoruhodné je, že na tomto zlome dochádza k useknutiu východného úseku malomagurskej jednotky. Jej pokračovanie na Z od Gápla k Čiernej Lehote zaznamenáva odskok asi 4,5 km na S – vysunutie západnej kryhy; ide zrejme o laterálny posun (obr. 83).

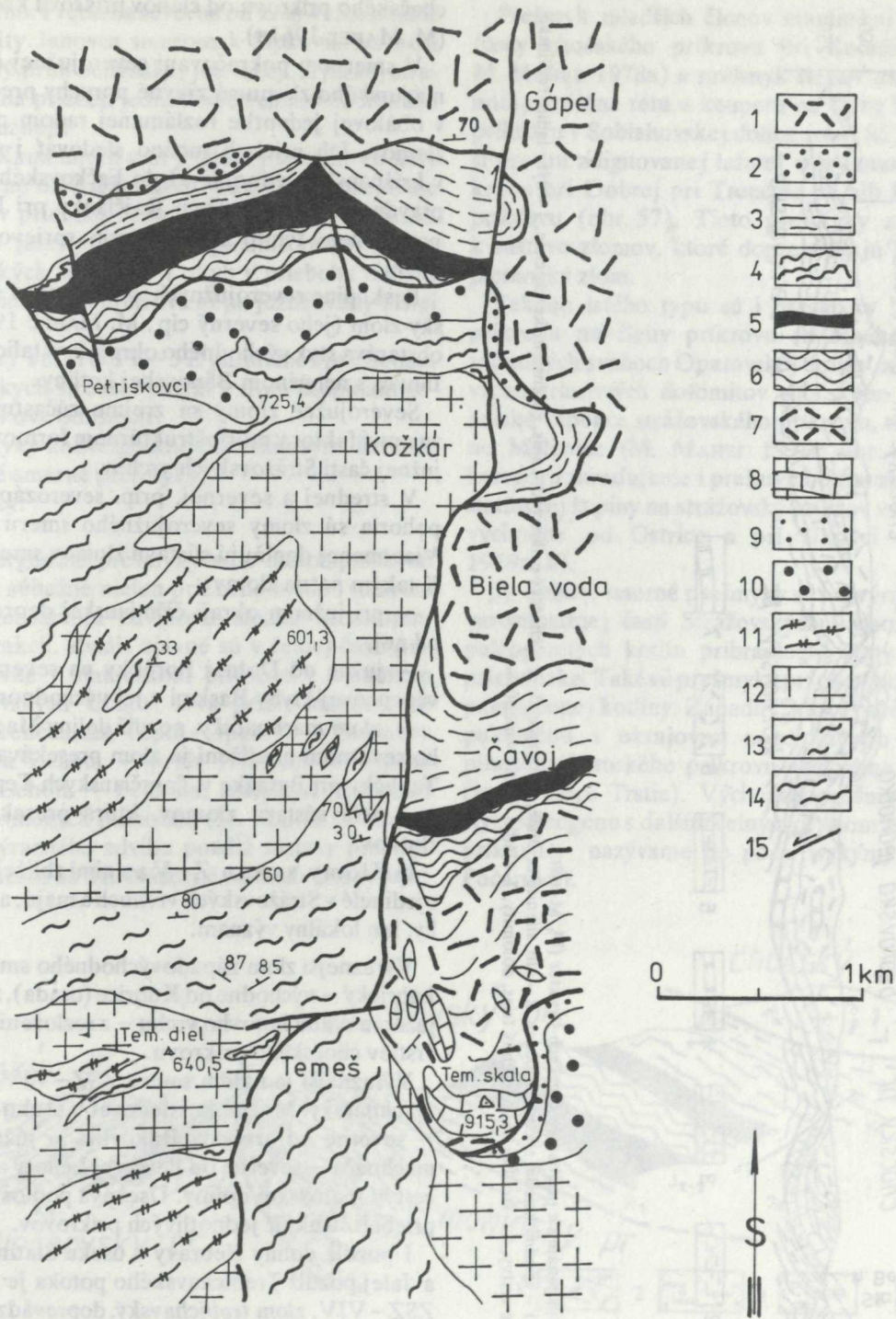
Je pozoruhodné napájanie severojužného systému zlomov na zlomy smeru SSZ–JJV, čiže nábeh k prechodu diviackeho zlomu k severu do poloblúka. Pravda, v pokračovaní diviackeho zlomu na S možno zaznamenať i celý rad zlomov severojužného smeru, najmä v oblasti Čičmian.

V smernom pokračovaní diviackeho zlomu severojužné zlomy sa prejavujú napríklad:

- v doline severne od Gápla na severnom svahu Okrúhlej pri tektonickom uťatí okna albu krížňanského príkrovu,
- v Hanušovej doline západne od Čičmian,
- i v tektonických komplikáciách chočského príkrovu, západne od Čierneho vrchu zlom pozdĺž Bieleho potoka.

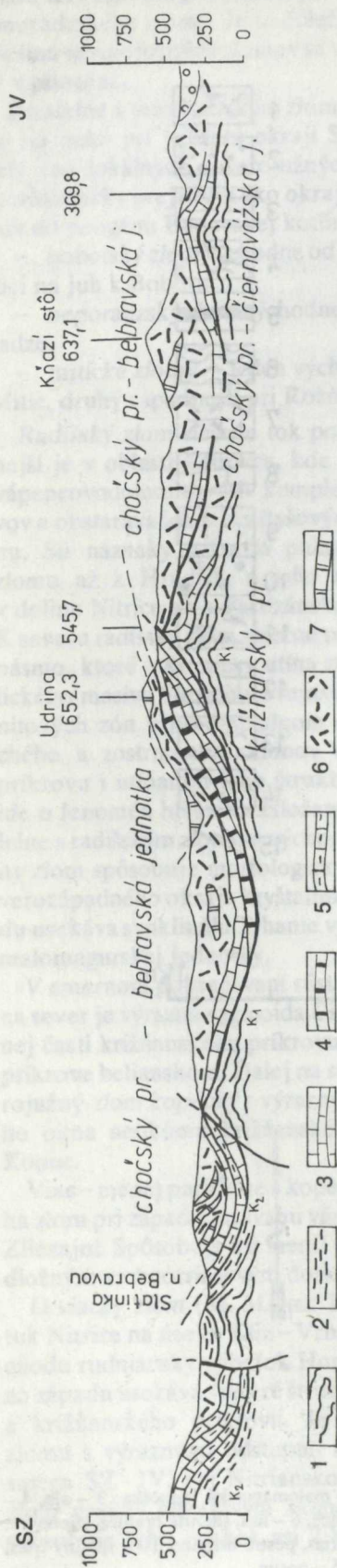
Ku kategórii severojužných zlomov patrí i mohutný *zlom malomagurský* (M. MAHEL 1961a). V jeho južnom úseku sú výrazné odskoky, čiastočné ohnutie do severu, SSZ–JJV, spôsobené východným (opatovským) úsekom *šutovského zlomu*; k juhu malomagurský zlom sleduje západný okraj doliny Nitry. Funkcia malomagurského zlomu je preukázateľná pri formovaní Hornonitrianskej kotliny, a to už v burdigale (M. BRODŇAN 1960). V severnom úseku má malomagurský zlom charakter okrajového zlomu, utína z východu kryštalinikum Malej Magury a obstaráva jeho styk so severným výbežkom Hornonitrianskej kotliny.

Ako zlom okrajový sa malomagurský zlom pri Tužine stáča zo smeru severojužného do smeru severovýchodného. V tom úseku pri východnom cípe kryštalickeho jadra zlom sleduje hranicu medzi kryštalinikom a mezozoikom. Ukončením kryštalickeho jadra Malej Magury však zlom nezaniká, ale pokračuje ako *kľačňiansky zlom* uprostred mezozoických más a oddeľuje od seba južnejšie komplexy



Obr. 83 Geologická mapa znázorňujúca posun na diviackom zlome (M. MAHEL).

1 – krížňanský príkrov: 1–2 – stredný trias, dolomity, 2 – spodnotriasové kremence, 3–10 – malomagurská jednotka: 3 – alb, 4 – titón–hoteriv, slienité vápence s rohovcami, 5 – doger–malm, silicity, krinoidové vápence, bridlice, 6 – lias, slienité bridlice, slieňovce, krinoidové vápence, 7 – stredný trias–karn, dolomity, 8 – stredný trias, vápence, 9 – stredný trias, pestré bridlice, 10 – spodný trias, kremence, 11 – leukokrátne granity, 12 – granodiority, 13 – migmatity, 14 – kremeť pararuly, 15 – posun.



Obr. 84 Geologický profil diagonálne k priebehu alpínskych štruktúr (M. MAHEL).
 1-2 - križňanský príkrov: 1 - spodná krieda, slienité vápence, 2 - alb, slienité bridlice, pieskovec, 3-7 - chočský príkrov: 3 - anis, gutensteinské vápence, 4 - ilýr-ladin, reiflinské vápence, 5 - karn, kardinové vrstvy, 6 - stredný trias - vrchný trias, dolomity, 7 - ladin, svetlé vápence.

chočského príkrovu od členov príkrovu križňanského (M. MAHEL 1961a).

V smernom pokračovaní severojužnej časti malo-magurského zlomu sú zjavné poruchy predovšetkým v obalovej jednotke rozlámanej radom paralelných zlomov. Ich priebeh možno sledovať i severnejšie v križňanskej jednotke až do Fačkovského sedla. Je pravdepodobné, že ohyb Rajčianky pri Fačkove je podmienený týmto zlomom, príp. sprievodnými zlomami.

K skupine severojužných zlomov patrí i dubodiel-sky zlom (jeho severný cíp; M. MAHEL 1969), ktorý obstaráva styk východného okraja kryštallického jadra Inovca s neogénom Bánovskej kotliny.

Severojužné zlomy sa zrejme zúčastnili ako významný faktor v morfoštruktúrnom formovaní hlavne južnej časti Strážovských vrchov.

V strednej a severnej, príp. severozápadnej časti pohoria sú zlomy severojužného smeru zriedkavé. Viac-menej dopĺňujú sústavu zlomov smeru SZ-JV. K takým patria zlomy:

- pri južnom okraji čičmianskej depresie i južne od nej,
- južne od Dolnej Porúbky na severnom okraji vápencovej kryhy Baske i v jej východnom úseku,
- zlom machnáčsky, pozdĺž doliny Machnáč; v jeho severnom predĺžení je zlom presekávajúci dolinu Tepličky pri Baračke v Trenčianskych Tepliciach,
- celá sústava zlomov, ktorá presekáva bradlo Butkov.

c) Zlomy smeru Z-V a s nimi zblížené zlomy sú ojedinelé v Strážovských vrchoch a majú, až na výnimky, len lokálny význam.

Výraznejší zlom západovýchodného smeru je zlom kubrický - východne od Kubrice (osada), zjavnejší na južnom svahu Janovho vrchu - z rozloženia lunzských vrstiev chočského príkrovu.

Výraznejší je i zlom smeru ZSZ-VJV, zlom pod-machnáčsky. Možno ho sledovať v úseku Veľké lúky - severne od hrebeňa Bukovina - južne od Podmachnáča - severne od Petrovej Lehoty až do hornej cesty Opatovskej doliny. Usekáva pod ostrým uhlom priebeh štruktúr jednotlivých príkrovov.

I pozdĺž doliny Bebravy v úseku Slatinka-Slatina a ďalej pozdĺž Trebichavského potoka je zlom smeru ZSZ-VJV, zlom trebichavský, doprevádzaný výstupmi tektonických okien neokómu a albu pri Slatine a Slatinke (obr. 84).

Kosý charakter, a to i k priebehu paleoalpínskych i neskoropaleogénnych plikatívnych štruktúr, majú zlomy smeru ZJZ-VSV (v niektorých úsekoch Z-V). Južne od Čiernej Lehoty severnejší z nich

- zlom Janovca, je viac-menej v smernom pokračovaní severného okraja ukončeného kryštallického

jadra Suchého. Prebieha severne od kóty 415,6 pozdĺž severnej päty Janovca smerom k Šipkovu. Na ňom končí súvislý pruh belianskej jednotky. Z južnej strany ostro utína priebeh jednotlivých členov chočského príkrovu. Južnejší

– *zlom Kamenných vrát* je zjavný severne od kóty 738,0 severne od Kamenných vrát, kde sa prejavuje odskokom v priebehu západného okraja kryštalínika Suchého. S jeho priebehom spájame ponor pruhu gutensteinských vápencov i ohyb v priebehu ďalších členov krížňanského príkrovu až po južné svahy Tlstej hory.

d) Zlom y smeru SV – JZ paralelné s priebehom paleoalpínskych štruktúr patria k trom skupinám geneticky i vekove odlišným:

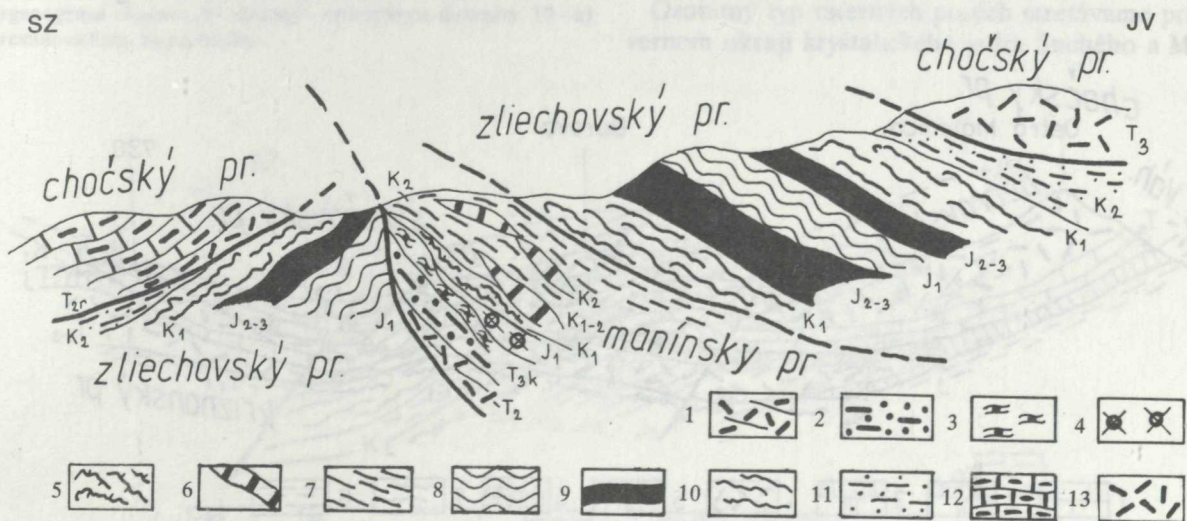
- α) prešmyky konvergentné s presunovými líniami,
- β) spätné smerné prešmyky,
- γ) poklesy.

α) Konvergentné prešmyky sú s mezoalpínskymi štruktúrami súbežné nielen priebehom, ale i smerom pohybu. Predstavujú zdvihovú zložku mezoalpínskych kontrakcií. Zvlášť zjavné sú v čelnej časti príkrovov, hlavne v manínskom príkrove v západnom cípe Strážovských vrchov. Dva pruhy manínskeho príkrovu, Trenčianska Teplá – Opatová – Soblahov – Mníchova Lehota – pruh Trenčianske Teplice – Petrova Lehota – Peťovka, rozložené uprostred vyšších tektonických jednotiek (M. MAHEL 1946a) sú prejavom výrazného zdvihu pozdĺž sústavy prešmykov s vergenciou na SZ. Názorné príklady poskytujú:

Prešmyk mladších členov manínskej jednotky na členy chočského príkrovu pri Kolačine (obr. 63; M. MAHEL 1978a) a prešmyk členov manínskej jednotky vrátane rétu a keuperu na členy krížňanského príkrovu v Soblahovskej doline (obr. 85). Rozsiahlejší presun zdigitovanej ležatej vrásky manínskeho príkrovu pri Dobrej pri Trenčíne na alb krížňanského príkrovu (obr. 57). Tieto prešmyky zrejme patria k sústave zlomov, ktoré doprevádzajú hlbinný peripieninský zlom.

Takého istého typu sú i prešmyky krížňanského príkrovu na členy príkrovu chočského, zjavné na západných svahoch Opatovskej doliny, ale i prešmyky vrchnotriasových dolomitov chočského príkrovu na aniské vápence strážovského príkrovu, napr. v skupine Malenice (M. MAHEL 1979; obr. 86). K tejto kategórii zaraďujeme i prešmyk bebravskej jednotky, slatinskej šupiny na strážovský príkrov v kryhe Baske, východne od Ostrice a pri Ukovci (M. MAHEL 1979a, h).

β) Spätné smerné prešmyky sú najvýraznejšie v severozápadnej časti Strážovských vrchov, na okraji paleogénnych kotlín pribradlovej zóny. Sú zrejme priabónske. Také sú prešmyky pri okrajoch prečinskej paleogénnej kotliny. Západný, ktorý predstavuje styk paleogénu s okrajovou nozdrovickou čelnou šupinou krížňanského príkrovu nazývame *trstianskym* (podľa obce Trstie). Východný prešmyk obstaráva styk paleogénu s ďalším čelným pruhom krížňanského príkrovu – nazývame ho *počarovským* (podľa obce Počarová).



Obr. 85 Geologický profil pri Soblahove znázorňujúci neskoroalpínsky prešmyk (M. MAHEL).

1–7 – manínsky príkrov: 1 – stredný – vrchný trias, dolomity, 2 – norik – karpatský keuper, 3 – réť, 4 – lias, piesčité krinoidové vápence, 5 – titón – hoteriv, slaboslienité vápence s rohovcami, 6 – šošovky vápencov hoterivu až vrchného albu, čiastočne rohovcové, čiastočne organodetritické, 7 – alb, slieňovcové súvrstvie, 8–11 – krížňanský príkrov: 8 – lias, škvornité vápence a sliene, 9 – doger – malm, rádioláriové vápence, rádiolarity, 10 – titón – barém, slaboslienité vápence, 11 – alb, sliene, slienité bridlice, vložky pieskocov, 12–13 – chočský príkrov: 12 – ilýr – ladín, reiflinské vápence, 13 – vrchný trias, dolomity.

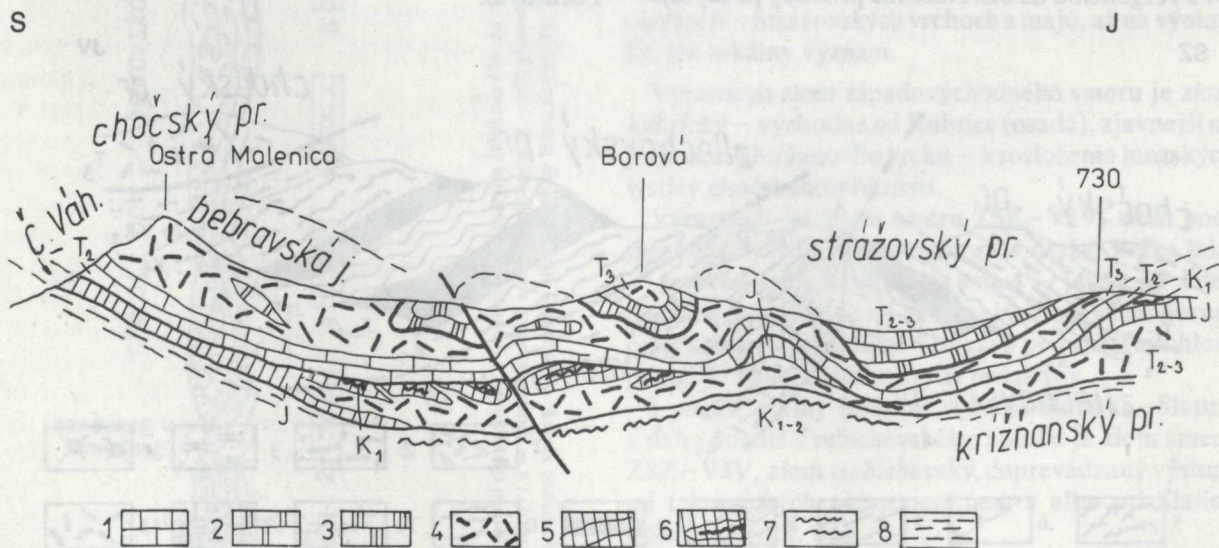
Pri západnom okraji Domanižskej kotliny na styku dolomitových komplexov chočského príkrovu s paleogénom je prešmyk Drieňovej. Pre všetky tri uvedené prešmyky je príznačný ich regionálnejší rozsah. Prebiehajú k severu a posledné dva vytvárajú okraje súľovskej antiklinály. Trstiansky prešmyk sleduje západný okraj hričovskej časti kotliny. Všetky tri prešmyky doprevádzajú bradlá zo spodnejších štruktúrnych jednotiek – majú zrejme hlbinnější dosah. Na trstianskom prešmyku vystupujú bradlá kosteleckej jednotky (M. MAHEL 1967, M. RAKÚS 1975a); na počarovskom prešmyku bradlá kosteleckej a manínskej jednotky, na prešmyku Drieňovej bradlá z členov čelnej časti krížňanského príkrovu.

Popri prešmykoch regionálnych je v príbradlovej zóne celý rad lokálnych juhovergentných prešmykov. V tomto smere je pruh Trudovač–Stráne, budovaný čelnou časťou chočského príkrovu severne od Domanižskej kotliny, pozoruhodný tým, že naznačuje areálový charakter kompresných pohybov. Normálne krídlo ležatej vrásky je porušené sústavou drobných juhovergentných prešmykov paralelných s hlavným juhovergentným prešmykom, ktorý prebieha na rozhraní dolomitov a paleogénneho komplexu (bazálnych zlepcov) Domanižskej kotliny. Na hrubej mase dolomitov – jadrového člena čelnej digitácie – je viacnásobné tektonické zaklesnutie rétu a liasu, čle-

nov normálneho krídla tejto vrásky (obr. 87). I v tejto oblasti je zjavné, že priečny zlom smeru SZ–JV je mladší, utína priebeh prešmyku.

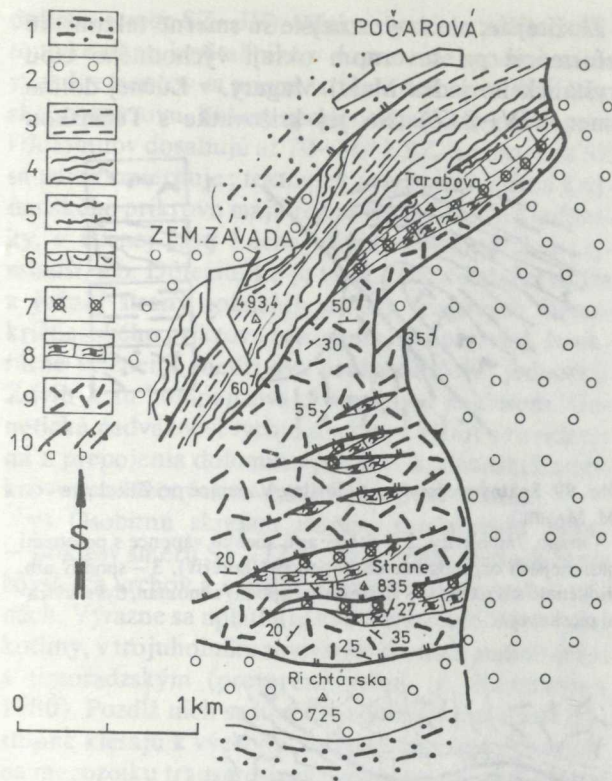
Spätňý prešmyk zjavný i pri južnom okraji butkovského bradla (obr. 46), vápence aptu a spodného albu a najmladšie členy normálneho krídla prevrátenej antiklinály sú k juhu prešmyknuté na súvrstvie albu. Priamočiarosť juhovergentného prešmyku je porušená radom menších zlomov smeru zväčša JZ–JV i S–J. S najväčšou pravdepodobnosťou je strmý prešmyk k juhu spojený so zdvihom manínskej jednotky, i pri južnej (príp. juhovýchodnej) hranici hrubého pruhu liasu manínskeho príkrovu Kňazovho vrchu pri Trenčianskej Teplej; tento pruh sa stýka s viacerými členmi krížňanského príkrovu (alb, neokóm; obr. 88).

I uprostred Strážovských vrchov sú výrazné juhovergentné prešmyky paralelné s priebehom štruktúr smeru SV–JZ, rozložené v normálnom krídle zdigitovanej ležatej dubnickej vrásky krížňanského príkrovu. Nie je jasné, či ide o zavŕšenie vrásovo–príkrovového štýlu krížňanského príkrovu a či za prejav neskoropaleogénnej kompresie. Najvýraznejší je prešmyk rovniansky pri Košeckom Rovnom a Zliechove, na ktorom sa spodný neokóm prevráteneho krídla juhovergentnej prevrátenej vrásky Vápenice stýka s vrchným albom až spodným cenomanom (M. MAHEL 1979e;



Obr. 86 Geologický profil vyššími príkrovmi v sz. cípe Strážovských vrchov (M. MAHEL).

1–6 chočský a strážovský príkrov: 1 – anis, tmavošedá a šedá vápence, 2 – ladin (čiastočne ilýr) – wettersteinské vápence riasové, 3 – ladin–karn, wettersteinské vápence prevažne hubkovokoralovej fácie, 4 – stredný–vrchný trias, dolomity, 5 – rét–liás, organogénne vápence, 6 – doger–neokóm, silicity, pestré vápence, doskovité vápence, 7–8 – krížňanský príkrov: 7 – titón–apt, slienité vápence, 8 – alb–cenoman, bridlice, slieňovce, pieskovce.



Obr. 87 Geologická mapa, znázorňujúca spätné prešmyky v oblasti Zemianskej Závady (M. MAHEL).
 1 – lutét – flyš, 2 – paleocén – spodný lutét, zlepenec, 3–4 – čelné časti krížňanského príkrovu: 3 – alb – cenoman, slieňovce, pieskovce, 4 – neokóm, slieňité vápence, 5–9 – chočský príkrov: 5 – titón – valangin, doskovité vápence s rohovcami, 6 – doger – malm, pestré vápence so silicitmi, 7 – lias, krinoidové vápence, 8 – rét, organogénne vápence, 9 – stredný – vrchný trias, dolomity, 10 – a) presunová línia, b) prešmyky.

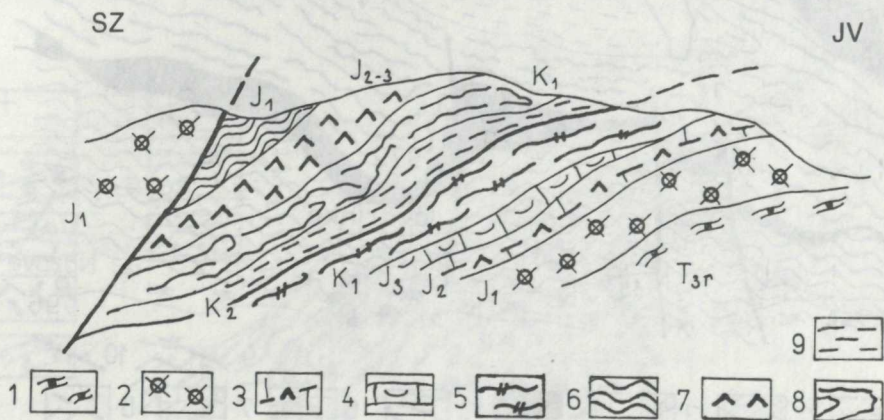
obr. 89). Analogické spätné prešmyky sú v dubnickej oblasti podobné, i prešmyk v južnom okraji Rakytovca v Tužinskej doline, ale i pri severnom okraji čičmianskej depresie (obr. 90).

Styk neokómu krížňanského príkrovu priamo s aniskými vápencami príkrovu strážovského je v doline Bieleho potoka, na južnom svahu Hrubej Kačky a Sádovského vrchu i v doline Rajčianky pri Fačkove dôsledkom zdvihu pozdĺž prešmyku, azda juhovergentného. Zdvih má regionálny rozsah. Na severovýchod nadväzuje na „antiklinálu“ – hrastovitú kryhu Kozla, budovanú predovšetkým permom. Pozoruhodný je tým, že starší prešmyk je prekrytý poklesom, i tým, že pri juhozápadnom cípe kryhy Kozla je nakopená bazálna štruktúra krížňanského príkrovu – ďurčinská čiastková jednotka.

Smerné prešmyky lokálneho významu vystupujú i v rade iných miest. Taký je i šipkovský prešmyk pozdĺž doliny Bebravy pri Šipkove, ktorý rozsekáva štruktúry chočského príkrovu. Častejší styk bazálnych častí chočského príkrovu s vrchnými členmi príkrovu krížňanského je strmý, presunová plocha je porušená zdvihom členov krížňanskej jednotky (napr. v Kubrianskej doline, ale i na s. svahu Žihľavníka) južne od Omšenia, pri Košeckom Rovnom a pod.

S analogickým zostrmením stykovej plochy neskoropaleogénou kompresiou sprevádzanou menšími prešmykmi so zdvihmi, ale i sprievodnými poklesmi, sa stretávame i uprostred krížňanského príkrovu, napr. medzi keuperom a dolomitmi v prevrátenom krídle čičmianskej digitácie západne od Tužinskej doliny.

Osobitný typ smerných porúch stretávame pri severnom okraji kryštallického jadra Suchého a Malej



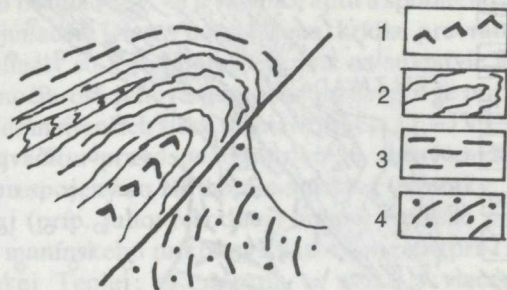
Obr. 88 Spätný prešmyk manínskeho príkrovu na členy dubnickej ležatej vrásky na severnom svahu Opatovskej doliny (M. MAHEL 1980).
 1–4 – manínsky príkrov: 1 – rét, lumachelové vápence, bridlice, 2 – lias, piesčito-krinoidové vápence, 3 – doger, silicity, 4 – malm, ružové vápence, 5 – titón – barém, rohovcové vápence, 6–9 – krížňanský príkrov (zliechovský typ): 6 – lias, škvornité vápence, 7 – doger – malm, rádiolarity, 8 – titón – apt, slieňité vápence, 9 – alb, flyšové súvrstvie.

Magury. Prejavujú sa predovšetkým anomalitami stavby sprievodného obalového mezozoika, a to viacerých typov.

Zdanlivo častá je redukcia jednotlivých členov, a to i hrubších komplexov, ako sú triasové vápence a dolomity. Styk spodnotriasových kremencov priamo s členmi jury, zvlášť častý v Malej Magure, je dôsledkom severovergentného prešmyku kryštallického jadra s obalom spodnotriasových kremencov cez mladšie členy malomagurskej jednotky (obr. 91), ktoré zakrývajú vápencovodolomitové komplexy triasu.

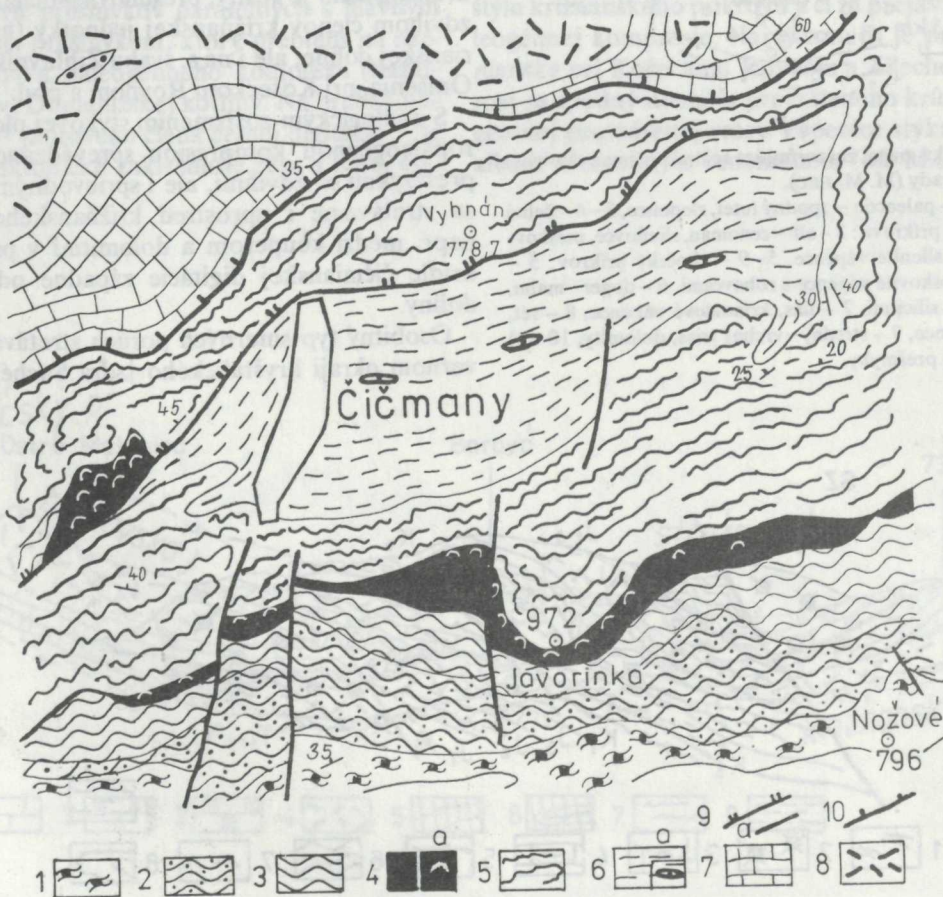
Na existenciu severovergentného prešmyku poukazujú i sklony jury na JV pod spodnotriasové kremence (j. od Gápľa), prípadne pod masu triasových dolomitov a vápencov (v. od Čavoja); sklony triasu a jury (pod kryštalinikum pri z. cípe Suchého). Klenbovitá stavba mladších členov malomagurskej jednotky pri Čavoji, a tým i ich značný priestorový rozsah, je dôsledkom kompresnej tektoniky spojenej so zdvihom kryštalinického jadra.

Zložitejšie, ale i výraznejšie sú smerné tektonické deformácie pri severnom okraji východného cípu kryštallického jadra Malej Magury, v Lúčnej doline (smer VJV-ZJZ). Na jej križovatke s Tužinskou



Obr. 89 Spätňý prešmyk antiklinálny Vápenice pri Zliechove (M. MAHEL).

1 – malm, rádiolarity, 2 – titón-apt, slienité vápence s polohami masívnejších organogénnych vápencov (hoteriv), 3 – spodný alb, bridličnaté súvrstvie, 4 – vrchný alb – spodný cenoman, flyš s lavicami pieskovcov.



Obr. 90 Geologická mapa okolia Čičmian (M. MAHEL).

1–6 – križňanský príkrov: 1 – rét, 2 – spodný lias, kopienkové vrstvy, 3 – stredný – vrchný lias, flekenmergel, 4 – doger – malm, rádiolariové vápence, rádiolarity, a) malm, 5 – titón – neokóm, slienité vápence, 6 – alb, slienité bridlice, pieskovce, a) vápencové brekcie na báze, 7–8 – chočský príkrov: 7 – anis, gutensteinské vápence, 8 – dolomity, 9 – prešmyk a zlomy, 10 – presunová línia.

dolinou (smer SZ–JV), vďaka strmému zdvihu, tektonické okno kryštalinika v doprevide spodnotriasových kremencov sa priamo stýka s dolomitmi krížňanského príkrovu. Sklony spodnotriasových kremencov i dolomitov dosahujú až 70–80° k SZ. Smerom na SZ sa zdvih zmiernuje; tektonický styk s dolomitmi krížňanského príkrovu majú rôzne členy obalovej jednotky, v hornej časti Lúčnej doliny dokonca člen najmladší, alb. Dôležitejšie je však, že zdvih doprevádza z južnej strany rozsiahly pokles triasových členov krížňanského príkrovu (dolomity, keuper, réť), štruktúrne včlenenie medzi dva pruhy obalovej jednotky. Zdvih je tu kompenzovaný smerným poklesom. Genetická nadväznosť týchto dvoch pohybov je evidentná z prepojenia dolomitových más krížňanského príkrovu, rozložených severne a južne od zdvihu.

γ) Osobitnú skupinu zlomov predstavujú zlomy – poklesy smeru SV–JZ v okrajových častiach Strážovských vrchov a v priliehajúcich 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 vystupuje na mezozoiku transgresívny egenburg, pri východnom okraji karpát. Výška skoku týchto zlomov spravidla nepresahuje 200–300 m.

V Hornonitrianskej kotline zlomy smeru SV–JZ sú hlavnými štruktúrnymi elementmi, a to tak v jej okrajovej časti priliehajúcej k Strážovským vrchom vo vyzdvihnutej bojnickej kryhe, ako i vo vlastnej kotlině. Rozsekávajú kotlinu na celý rad pozdĺžnych kryh, vzdialených od seba len 50–300 m. Zlomy majú uklony k SZ 30–60°, najčastejšia výška skokov je 200–300 m, miestami až 700 m. Zvlášť aktívne boli

zlomy po uložení uhoľných slojí, hlavne v čase ukladania nadložných ílov (V. ČECHOVIČ 1950, M. BRODŇAN 1970). Zohrali zrejme dôležitú úlohu i pri andezitových erupciách. Narastajúca hrúbka paleogénu bojnickej kryhy smerom do panvy (P. GROSS et al. 1970) však naznačuje funkciu tohto systému zlomov už v paleogéne. Severným smerom od Hornonitrianskej kotliny sa zlomy smeru SV–JZ stáčajú do smeru S–J až SZ, vykazujú nábeh k polobľúku.

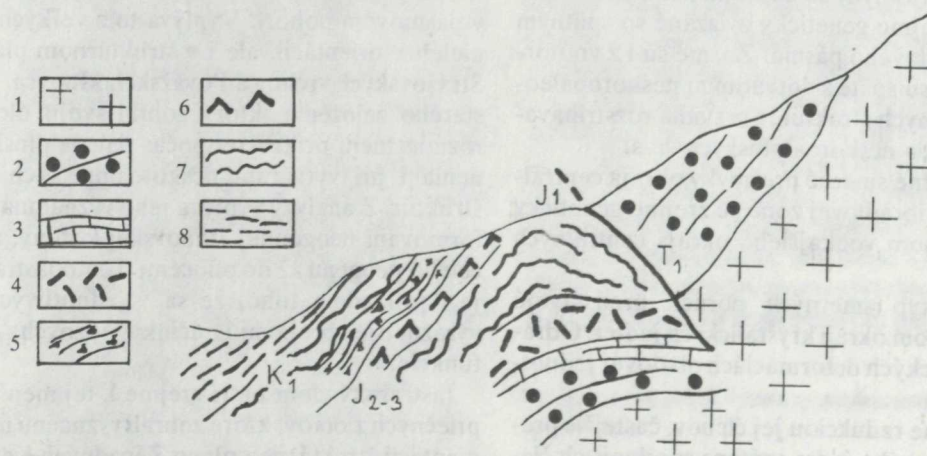
Do tejto kategórie smerove patrí opísaný pokles zo svahu v Lúčnej doline, geneticky zviazaný so zdvihom. Predstavuje azda staršie štádium smerných poklesov, lokálnych, priestorove viazaných na bezprostredné susedstvo lokálnych zdvihov, rovnako ako kľáčiansky zlom na rozhraní kryštalickeho masívu Malej Magury a mezozoických komplexov Žiaru. Mladší pokles väčších celkov, kotlín, je reakciou na zdvih celých blokov jadrových pohorí.

Do opisovanej skupiny patria i zlomy smeru VSV–ZJZ, ktoré podmienili morfoštruktúrne odčlenenie skupiny Drieňova od stavby analogickej skupiny Rokoša.

I severozápadný okraj Strážovských vrchov obmedzuje kotlina Ilavská a čiastočne Trenčianska, obe orientované pozdĺž zlomov – poklesov smeru SV–JZ. Sarmatsko-paleogénna výplň Ilavskej kotliny naznačuje veľmi mladý vek týchto zlomov. Výskytu spodného miocénu pri Trenčíne, ale i zvyšky pri Košeci naznačujú už staršie založenie zlomov.

Pri Trenčianskej kotline je nápadná značná hrúbka odhadovaná výsledkami geofyzikálnych prác (L. ZBORIL et al. 1981); poukazuje to na mobilitu podkladu pribradlovej zóny na krížovatke s jastrabským hlbinným zlomom.

Zrejme zlomy smeru SV–JZ a zlomy s nimi zblíže-



Obr. 91 Geologický profil malomagurskou jednotkou pri Gáplí (M. MAHEE).

1 – kryštalinikum, 2 – spodný trias – kremence, 3 – anis – gutensteinské vápence, 4 – ladin–karn, dolomity, 5 – lias, prevažne slienité vápence a tmavé bridlice, 6 – doger – malm, silicity, krinoidové vápence, 7 – titón – hoteriv, rohovcové vápence, 8 – alb, flyšovitě súvrstvie.

né zohrali význačnú úlohu pri morfoštruktúrnom utváraní Strážovských vrchov i priľahlých oblastí a prejavili sa i v okrajových znížených častiach pohoria.

Vek zlomov a genetické typy

Z analýzy zlomov v Strážovských vrchoch vyplýva, že tak ako v iných pohoriach centrálnych Karpát, i tu sa uplatňujú dva párové systémy: systém SV–JZ, SZ–JV a párový systém S–J, Z–V.

Prvý z týchto systémov je pochopiteľne dominantný, keďže ide o pohorie, kde je priebeh alpínskych štruktúr západokarpatský, t. j. smeru SV–JZ. Tento smer, čiže smerný charakter, súbežný s priebehom vrásových štruktúr si zachovávajú hlavne kompresné typy zlomov – prešmyky i okrajové poklesy – základné elementy sprievodných, viac-menej súbežných kotlín.

Smerné prešmyky

Málokde sú tak vyvinuté tri genetické i vekove odlišné typy smerných prešmykov, ako v Strážovských vrchoch.

a) Paleoalpínske spätné prešmyky završujú tvorbu paleoalpínskeho štruktúrneho plánu. Charakteristické sú pre jednotky zdigitované, hlavne pre štruktúry vrchného krídla ležatých vrás (M. MAHEL 1979e). Na niektorých z nich došlo k pohybom i pri utváraní neskoropaleogénnych štruktúr.

b) Neskoroalpínske prešmyky završujú mezoalpínsky štruktúrny plán a predstavujú v centrálnych Karpatoch posledné výraznejšie kompresné pohyby. K tejto kategórii patria dva smerove odlišné systémy. Spätné smerné prešmyky sú najhojnejšie v pribradlovej zóne a sú zrejme geneticky zviazané so spätným prešmykom bradloveho pásma. Známe sú i z vnútorných oblastí a sú späté s dotváraním neskoropaleogénnych plikatívnych štruktúr. Spravidla rozstrihávajúce spojujúce krídla neskoroalpínskych vrás.

c) Konvergentné smerné prešmyky okraja centrálnych Karpát v pribradlovej zóne sú zrejme geneticky spojené so zdvihom vonkajšieho okraja centrálnych Karpát.

d) Osobitný typ smerných porúch predstavujú zdvihy pri severnom okraji kryštálických jadier. Odrážajú sa v tektonických deformáciách obalovej jednotky, a to:

- len čiastočne redukciou jej členov, častejšie prešmykom kryštálického jadra vrátane spodnejších členov cez vyššie, mladšie členy obalovej jednotky;
- zostrmením sklonov obalovej jednotky i proti-

klonom niektorých členov, prípadne vytvorením antiklinál súbežných s prešmykom.

e) Vo východnom zúženom úseku kryštálického jadra Malej Magury prudký zdvih pri jeho severnom okraji v Lúčnej doline doprevádza z južnej strany miernejší pokles nielen tatrika, ale i nadložných spodnejších členov krížňanského príkrovu.

Smerné poklesy

Smerné zlomy zohrali dominantnú úlohu i pri utváraní neogénnych kotlín pri vnútornom okraji Strážovských vrchov (Bánovská i Hornonitrianska kotlina) i pri vonkajšom okraji (Ilavská a Trenčianska kotlina). Zrejme nielen štruktúrny, ale i morfoštruktúrny plán Strážovských vrchov má typický západokarpatský charakter, s hlavnou úlohou zlomov smeru SV–JZ. Narastanie paleogénu smerom do vnútra Hornonitrianskej kotliny naznačuje, že už v paleogéne sa uplatňovali smerné poklesy a dominantnú úlohu zohrali v neogéne v období formovania morfoštruktúrneho plánu Západných Karpát.

Priečne zlomy

Pri severovýchodnom (západokarpatskom) smere hlavných štruktúrnych elementov Strážovských vrchov je prirodzená hojnosť zlomov kolmých na hlavný smer, t. j. zlomov smeru SZ–JV. Lenže z nich nie všetky tvoria iba doplnkovú skupinu. Rádove i vekove patria k viacerým kategóriám.

a) Niektoré také, ako jastrabský zlom regionálneho významu, oddeľujú bloky prvého rádu v rámci Karpát s odlišnou stavbou susedných blokov. Jastrabský zlom je ukázkou význačnej úlohy blokovej stavby v pásmovom pohorí. Vyplýva to z veľkých rozdielov nielen v orientácii, ale i v štruktúrnom pláne stavby Strážovských vrchov a Považského Inovca. Ide o zlom starého založenia, ktorý zohral svoju úlohu už pri rozmiestnení príkrovov počas paleoalpínskeho vrásnenia i pri vytváraní neskoroalpínskych vrásových štruktúr. Z analýzy vyplýva jeho významná úloha i pri formovaní neogénnej Bánovskej kotliny, teda počas celého neogénu až do pliocénu. Tento jastrabský zlom je i príkladom toho, že sa v jednotlivých úsekoch výraznejšie prejavujú účinky rôznych etáp jeho funkcie.

Jastrabský zlom patrí zrejme k tej menšej skupine priečných zlomov, ktoré zohrali význačnú úlohu v segmentácii štruktúrneo plánu Západných Karpát, ale sa podieľali i na formovaní ich štruktúrnej a morfoštruktúrnej členitosti.

b) Iným geneticky významným typom sú tzv. okrajové zlomy kryštálických jadier, ako zlom závadský a štovský. Tieto zohrali význačnú úlohu pri dotváraní štruktúrneho plánu tvorbou kompresných priečne orientovaných štruktúr pri výzdvihu kryštálického jadra, a tým i pri začiatkoch morfoštruktúrneho utvárania Karpát, ale i pri členitosti sedimentačného priestoru neogénnych a zrejme už i paleogénnych panví.

c) Niektoré priečne zlomy vykazujú prejavy posunu, kompresie. Osobitne výrazne sa to prejavuje v prejtianskom zlome, ktorý spolu so severným úsekom zlomu timoradzského (SSZ–JJV) a s jastrabským zlomom rozčleňujú západnú časť Strážovských vrchov na väčšie priečne orientované kryhy (rozsekávané sústavou lokálnych plytších zlomov). Východná kryha pri zlome zaznamenáva výrazný zdvih s vynorením spodnejších jednotiek pri pečovskom zlome manínskeho príkrovu. Západne od zlomu je najvýraznejšie poklesnutá časť západnej kryhy. Ide vlastne o sústavu priečných prešmykov s úklonom obidvoch kryh na V, prípadne na SV. Pečovský zlom (rovnako ako timoradzský) je zrejme zlomom vyššieho rádu v rámci sústavy priečných zlomov. Je i zlomom hlbinného založenia; uplatňuje sa v stavbe výzdvihom podložených jednotiek v priečnom smere. Jeho kompresný charakter naznačuje starší vek než u väčšiny zlomov tohto smeru a jeho účinkovanie pri posledných kompresných pohyboch.

Výrazný výzdvih východnej kryhy a pokles kryhy západnej, zjavné hlavne v pečovskom a timoradzskom zlome, spestrujú povrchovú stavbu. Popri priebehu štruktúr paleoalpínskych i pozdnoalpínskych, smeru SZ–JV, spôsobujú vytváranie tektonických okien, prípadne polokien orientovaných v smere S–J, SSZ–JJV. Pozdĺž timoradzského zlomu je to „jazyk“ – polokno albu krížňanského príkrovu uprostred vyšších príkrovov i tektonické okno albu a neokómu krížňanského príkrovu pri Slatine nad Bebravou. Pozdĺž pečovského zlomu sa tiahne rozsiahle polokno nižších jednotiek manínskeho príkrovu a ležatej vrásky dubnickej, ktoré sú v dĺžke asi 8 km vyzdvihnuté medzi masami chočského príkrovu. Svojím charakterom patria k zriedkavým peštrým fenoménom v stavbe Západných Karpát. Výrazný zdvih východnej kryhy je i pozdĺž jastrabského zlomu, nie je však kompenzovaný poklesom západnej kryhy Inovca. Táto zaznamenáva veľmi výrazný zdvih, zrejme patrí inému bloku vyššieho rádu, s vlastným geodynamickým režimom. Spolu vytvárajú tieto priečne zlomy vyššieho rádu zdvihmi západnejších kryh kaskádovitý štýl stavby.

d) Najhojnejšie sú zlomy – poklesy smeru SZ–JV, ktoré porušujú pozdĺžne smerné zlomy každého druhu; sú zväčša mladšie. Ich rozloženie, zväčša podľa dolín, dokumentuje významnú úlohu na utváraní mor-

foštruktúrneho plánu a zložitej mozaikovej stavby s priečne orientovanými kryhami vyzdvihnutými a poklesnutými. Väčšina zo zlomov smeru SZ–JV má v stavbe doplnkový morfoštruktúrny význam.

V podstate rovnakú úlohu v stavbe Strážovských vrchov ako zlomy uvedené vyššie pod b), c) zastávajú i zlomy severojužného smeru. Nie sú síce hojné, ale zato výrazné, hlavne vo východnej časti pohoria. Význačne sa podieľajú pri vklínení trefohorných kotlín (Bánovskej a severovýchodnej časti Hornonitrianskej kotliny) do pohoria a pri rozčlenení kryštálického jadra do dvoch celkov, Suchého a Malej Magury.

Porušenie malomagurského a diviackeho zlomu priečnymi zlomami smeru SV–JV poukazuje na ich skoršie založenie. Z rozloženia neogénu vyplýva ich funkcia už v spodnom miocéne (malomagurský, timoradzský). Značný (niekoľko kilometrový) posun zjavný na diviackom zlome, ale i na timoradzskom, vztýčenosť mezozoika pri kšínianskom zlome, výrazná sigmoida Čierneho vrchu v jeho smernom pokračovaní – to všetko naznačuje funkciu týchto zlomov už pri dotváraní štruktúrneho plánu (pozdnoalpínskeho).

Na viacerých miestach presekávajú severojužné zlomy všetky ostatné zlomové systémy. Zrejme najvýraznejšie sa uplatnili v posledných štádiách morfoštruktúrneho dotvárania Strážovských vrchov i priliehajúcich kotlín a to zastiera často ich staré založenie. Severojužné zlomy sú síce nie hojným, ale sprievodným doplnkovým elementom hlavného diagonálneho páru disjunktívnych porúch Strážovských vrchov. Nie je iste náhodou, že sa uplatnili vo vnútornej časti pohoria, kde sú zriedkavejšie smerné prešmyky, ale i menej početné priečne zlomy smeru SZ–JV. Nápadná je u nich i zmena smeru v severnej časti, napájanie na systém smeru SZ–JV (nápadné v timoradzskom a diviackom zlome). Nesúvisí to azda s rotáciou pri formovaní západokarpatského oblúka?

Všetky opísané typy disjunktívnych štruktúr sú i v iných jadrových pohoriach Západných Karpát. V žiadnom nie sú však tak skoncentrované, a viaceré nie sú tak výrazné. Osobitosť Strážovských vrchov vyplýva i v tomto smere z ich rozložitosti čiastočne (západná časť) v pásme pribadlovom s výraznými smernými prešmykmi, čiastočne (južná a východná časť) v oblasti dosahu zlomovej tektoniky, typickej pre intramontánne vnútrokarpatské panvy.

Hydrogeologický význam neskoroalpínskej tektoniky

Superpozícia tektonických jednotiek nad sebou – základný štruktúrny znak v jadrových pohoriach Západných Karpát, a teda i v Strážovských vrchoch, je

dielom paleoalpínskej, hlavne strednokriedovej tektoniky. Vďaka tomu sú i vápencovodolomitové komplexy, najpriaznivejšie prvky infiltrácie, rozmiestnené v hydrogeologicky vhodnej pozícii. Týka sa 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 najčastejšie doprevádzaná prameňmi. V menšom rozsahu je analogická i situácia zo styku bazálnej časti krížňanského príkrovu (jeho dolomitov a vápencov veku anis-karn) s podložnými spodno- a strednokriedovými členmi obalovej jednotky.

Navyše dielom paleoalpínskej tektoniky je i zložitá vnútorná stavba jednotlivých tektonických jednotiek, čiastkových príkrovov a digitácií. To sa odráža vo zvýšení počtu etáží budovaných hydrogeologicky priaznivými komplexami, ale často i v porušení ich rozsiahlejšieho plošného rozloženia. Štruktúrna členitosť krížňanského príkrovu sa prejavuje v jeho väčšej hydrogeologickej členitosti. Každý z čiastkových príkrovov, ale i digitácie, vytvára viac-menej samostatnú hydrogeologickú jednotku. Navyše, vďaka rozloženiu triasových členov hlavne vo vnútorných podstavcových digitáciách, sú hydrogeologicky zaujímavejšie len tieto časti príkrovu. V chočskom a strážovskom príkrove 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 a lunzské vrstvy (dogersko-spodnoneokómske súvrstvie). Komplexy chočského príkrovu sú hydrogeologicky členitejšie v priestoroch vystupovania bielovážskej jednotky, často prevrásnenej čelnej 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 jednotky pieninské. Postihnutej oblasti, hlavne pribradlovej zóne, vtislo osobitosti hlbinej cirkulácie vôd. Odráža sa s najväčšou pravdepodobnosťou v genéze minerálnych zdrojov v Trenčianskych Tepliciach a v Belušských Slatinách. Nemožno vylúčiť ani vplyv hlbinejšej stavby tektoniky prekrytej časti pieninských jednotiek na režim vôd v oblasti Manínov.

Najväčší vplyv na utváranie režimu spodných vôd v centrálnokarpatských príkrovoch mala tektonika pozdnoalpínska (paleogénna a popaleogénna) vznikom priebežných vrásových štruktúr a rozsiahlej siete zlomov.

1. Vytvorenie viac-menej priebežných synklinál a antiklinál a sprievodného zvlnenia plôch hydrogeo-

logicky významných rozmedzí predstavuje najdôležitejší faktor pri usmernení cirkulácie spodných vôd a pre vytváranie podzemných vodných tokov.

Väčšina významnejších prameňov v Strážovských vrchoch sú výstupy podzemných vodných tokov sformovaných korytovitým synklinálnym rozložením vápencovodolomitových 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 vrásniteľnosti. 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 vápencovodolomitových členov krížňanského príkrovu s podložnými mladšími členmi obalovej jednotky;

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

Zvlnenie a tektonické porušenie príkrovových plôch neskoroalpínskou kompresiou je doprevádzané smernými zdvihmi a prešmykmi. Tieto tiež zohrali významnú úlohu v režime spodných vôd vo viacerých smeroch:

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

- b) Zdvihy prešmykového charakteru doprevádzané výraznejším poklesom a ponorom spodného krídla spôsobujú prekrytie spodnejších členov.

Osobitný hydrogeologický význam má zistenie smerných prešmykov a zdvihov pri severnom okraji kryštalických jadier, hlavne takých, ktoré porušujú obalové jednotky. Tie spôsobujú tektonické prekrytie celého radu členov. Veľmi často sú v obalových jednotkách takto v hĺbke tektonicky zaklesnuté vápencovodolomitové komplexy triasu. Nedostatok ich vystupovania na povrchu, považovaný za dôsledok tektonického vyvalcovania, znehodnocoval 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 jadru, od úseku k úseku, v každom prípade však treba

vychádzať pri hydrogeologickej bilancii s pravdepodobnosťou týchto komplexov viac-menej po celej dĺžke jednotiek, a to v takých hrúbkach a kvalitách, aké poznáme z ich vystupovania na povrchu.

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

c) Smerné prešmyky a zdvihy obstarávajú tektonické zaklesnutie bázy chočského príkrovu s vápencovodolomitovými komplexami a vytvorenie stykovej bariéry s mladšími členmi chočského príkrovu. Na ne sa viažu zaujímavejšie pramene, napr. pri Omšeni.

d) Antiklinály a sprievodné prešmyky rozčleňujú rozsiahlejšie kryhy chočského a strážovského príkrovu na rad paralelných štruktúr viac-menej samostatnými podzemnými tokmi. Typickým príkladom toho sú kryhy Žihľavníka, rozčlenené antiklinálou Jamy a prešmykom 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, doprevádzané obyčajne prešmykmi, oddeľujú synklinály budované vápencovodolomitovými komplexami chočského a strážovského príkrovu od súbežných paleogénnych kotlín, čím spôsobujú ich hydrogeologickú samostatnosť. Príkladom je antiklinálny pruh medzi Domanižskou kotlinou a mohutnou synklinálou Sádocký vrch – Kečky. 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 paleogénnu kšiniansku kotlinu od synklinály Rokošov s hrubými 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 pozdnoalpínskych štruktúr). Na styku neogénu Bánovskej kotliny je niekoľko dôležitých prameňov pri Motešiciach, Neporadzi, Miticiach.

2. Ďalšou skupinou významných hydrogeologických činiteľov sú priečne zlomy skupiny elementov pozdnoalpínskej tektoniky. Významne sa podieľajú na kryhovitej stavbe, na usporiadaní a sklonoch krýh, a tým na tvorbe výstupných ciest spodných vôd k povr-

chu v podobe prameňov i pramenných línií pozdĺž plôch diskontinuity, zón drvenia; navyše, vďaka rozmiestneniu zlomov, hlavne v dolinách.

a) Kryhovitá stavba pri hojnosti priečných zlomov spôsobuje hydrogeologickú členitosť, rozbitosť na menšie, viac-menej samostatné celky. Týka sa to hlavne chočského a strážovského príkrovu, hlavne v západnej časti pohoria. Priečne zlomy vyššieho radu a hlbšieho dosahu (jastrabský, petovský, timoradzský) oddeľujú väčšie kryhy viac-menej jednostranného sklonu (na SV), vytvárajú kaskádovitý štýl stavby. Jeho hydrogeologický význam sa odráža v režime hlbšie ležiacej, len pri zlomoch vynorenej manínskej jednotky. Tieto zlomy, vďaka zdvihom 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 z hlbších horizontov, hlavne vôd minerálnych, sa podieľajú hlavne priečne zlomy hlbnejšieho dosahu, spravidla na križovatke zlomov viacerých systémov. Napr. na výstupe bojnických akrototeriem sa podieľajú zlomy malomagurský a šutovský (SZ – JV), na výstupe trenčiansko-teplických minerálnych vôd zlom timoradzský (S – J) a zlom teplický (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.

Morfoštruktúrny význam neskorooalpínskej tektoniky

Povrchnokriedová a popaleogénna tektonika zohrala význačnú úlohu pri formovaní morfoštruktúrneho plánu Strážovských vrchov. Jej dôsledkom je veľká morfoštruktúrna členitosť i niekoľko osobitných znakov, s akými sa len zriedka stretávame v iných pohoriach. K takým patrí:

- rozvodie povodí rozložené severne od kryštalických jadier,
- rozdiely v orientácii vodných tokov v jednotlivých častiach pohoria,
- dvojdielnosť kryštalického jadra tvaru nepravidelných štvoruholníkov,
- nadväznosť základných smerov morfoštruktúrneho plánu na starší štruktúrny plán,
- výrazný zdvih hlbokého podlažia pri severnom a západnom okraji pohoria.

1. Vo väčšine jadrových pohorí Západných Karpát

rozvodie sleduje hrebene kryštalického jadra. V Strážovských vrchoch je však rozložené rozvodie Váhu a Nitry severne od kryštalických jadier Suchého a Malej Magury, hlavne na antiklinále Vápenice prebiehajúcej cez centrálnu časť pohoria. Pri rozložení rozvodia sa uplatňuje zdvih pozdnoalpínskych antiklinál.

2. Význačnejšie potoky (Rajčianka, Teplička, Nitrica, Gápelský potok) centrálnej časti Strážovských vrchov majú smer Z–V až SV–JZ, t. j. zhruba súbežný s priebehom popaleogénnych štruktúr. Svedčí to o uplatnení neskoroalpínskych synklinál i antiklinál už pri zakladaní morfoštruktúrneho plánu.

b) Prevládajúci severojužný smer hlavných dolín v južnej časti pohoria (Bebrava, Radiša, Nitrica, Nitra) je dôsledkom výraznejšieho uplatnenia takého smeru zlomov v tejto časti pohoria. Pozdĺž význačnejších zlomov sú rozložené doliny uvedených riek a potokov. Menšia morfoštruktúrna členitosť tejto časti pohoria súvisí s prítomnosťou monolitnejších celkov, hlavne kryštalických jadier Suchého a Malej Magury i širších synklinál vyplnených vápencovodolomitovými komplexami chočského príkrovu.

c) Severozápadná časť pohoria je morfológicky členejšia, má celý rad viac-menej paralelných dolín zväčša smeru SZ–JV, príp. SSZ–JJV, založených pozdĺž hustejšej siete v tomto smere orientovaných priečných zlomov.

3. Kryštalické dvojjadro formy nepravidelných štvoruholníkov je dôsledkom výzdvihu pozdĺž zlomov trojakého smeru:

- a) S–J (malomagurský, diviacky, radišský);
- b) SZ–JV (šutovský, závadský);
- c) i zlomy smeru SV–JZ pri severnom okraji kryštalických jadier viac-menej súbežné s plikativnými štruktúrami sa v menšej miere uplatnili pri zdvihu kryštalických jadier.

4. Neogénne kotliny, ktoré vytvárajú okraje Strážovských vrchov – kotliny Považského podolia i kotlina Hornonitrianska, sú orientované pozdĺž zlomov smeru SV–JZ, teda súbežne so smerom paleoalpínskych a zväčša pozdnoalpínskych štruktúr. Základná kostra neoalpínskeho morfoštruktúrneho plánu nadväzuje na štruktúrny plán sformovaný paleo- a mezoalpínskym vrásnením.

5. Osobitosťou severozápadného okraja Strážovských vrchov je vystupovanie manínskeho príkrovu spojené hlavne s výzdvihom hlbokého podložja, a to v morfológicky nižšej úrovni pri okraji sústavy považských kotlin. Zrejme je výzdvih starší než mladoneogénne poklesy, na ktoré je viazaný vznik kotlin. Vystupovanie manínskeho príkrovu západne od peťovského zlomu súvisí s postupnými priečnymi zdvihmi až po zlom jastrabský.

ŠIRŠÍ VÝZNAM POZNATKOV ZO STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV

PRÍSPEVOK K PALEOGEOGRAFII A PALEOTEKTONIKE ZÁPADNÝCH KARPÁT

Mnohé stratigrafické, ale hlavne tektonické poznatky zo Strážovských vrchov, a to prakticky zo všetkých tektonických jednotiek, majú celokarpatský význam. Cieľom predkladanej state je zdôrazniť práve poznatky, ktoré patria k osobitnostiam tohto jadrového pohoria a prispieť k vyjasneniu paleotektonického vývoja i štruktúrnej stavby Západných Karpát.

KRYŠTALINIKUM SUCHÉHO A MALEJ MAGURY

Kryštalické jadro Strážovských vrchov síce vykazuje základné znaky typické pre väčšinu pohorí tatrika, jednako niektoré jeho znaky nútia k zamysleniu, nastoľujú otázky západokarpatského významu.

1. Pri značnom podiele granitoidov, a to všetkých troch základných typov – typu Ľubovnianskeho, typov autometamorfných, blízkych prašivského typu, i leukokrátnych granitov – je nezvyčajne veľký rozsah, dokonca prevládanie leukokrátnych granitov pegmatitických a apliticko-pegmatitických. Predstavujú rozsiahlu samostatnú intrúziu. Význam tohto znaku zatiaľ ťažko posúdiť. V každom prípade spôsobuje značnú odlišnosť v porovnaní s južnejším pruhom kryštalických jadier (Tribeč, Nízke Tatry), ale i so severnejším (Malá Fatra, Malé Karpaty).

2. Úplný nedostatok mladopaleozoických sekvencií, nepatrný podiel slabšie metamorfovaných grafitických fylitov so staropaleozoickými spóromorfami nastoľuje otázku, či ide o vločky, súčasť pararulového komplexu, alebo len o zvyšky staršieho paleozoika zavrásneného uprostred proterozoika. Je to problém, s akým sa stretávame i v iných pohoriach tatrika (Považský Inovec, Vysoké Tatry, Malá Fatra).

Značný rozsah granitizácie metamorfného plášťa so striedaním pruhov migmatitov stromatitických a imbibičných rúl a pararúl poukazuje v Suchom a v Malej Magure na úzke vzťahy medzi granitoidmi a plášťom. Pri nedostatku hercýnskych diaftoritov a pri názore o neohercýnskom veku granitoidov naznačuje to značný rozsah vyššej hercýnskej metamorfózy plášťa,

a tým možnosť paleozoického veku aspoň časti rulových komplexov.

3. Malý dosah alpínskeho prepracovania kryštalínika (bez pruhov diaftoritov, bez zavrásneného mezozoika uprostred kryštalických más), naopak výrazne predalpínske štruktúry s radom lokálnych antiklinál a synklinál s priebehom osi štruktúr v smere priečnom k priebehu alpínskych štruktúr, to jednoznačne poukazuje na nedostatok vnútorného alpínskeho prepracovania kryštalínika. Na prvý pohľad to svedčí pre autochtonitu kryštalínika. Lenže, ak uvažujeme o rozsahu alochtonity v tatriku až po južný okraj bazénov centrálno-karpatského flyšu, geneticky spájaného s podhybmi (kolapsom) v hĺbke, s podsunom vahika (M. MAHEL 1980b, 1981a, b), potom by bolo kryštalínikum Suchého a Malej Magury zvlášť výraznou ukážkou pasivity kryštalínika pri horizontálnych pohyboch, príkladom kryhových príkrovov bez vnútorného prepracovania.

4. Rozdelenie kryštalínika do dvoch stavbou analogických kryh „jadier“ Suchého a Malej Magury navzájom s menšou rotáciou, oddelených neskoroalpínskou temeškou synklinálou a sústavou neskoroalpínskych zlomov, ukazuje názorne, že neskoroalpínska tektonika sa v časti tatrika prejavila štruktúrnou členitosťou, a nie ako zjednocovateľ starších štruktúr.

Uvedené poznatky z kryštalínika Suchého a Malej Magury môžu byť po bližšom poznaní kryštalínika ďalších jadrových pohorí príspevkom k upresneniu názorov na stavbu i členenie tatrika. Zatiaľ sa nám kryštalické jadrá Strážovských vrchov, ako súčasť centrálnej časti tatrika, javia blízke s Ľubovnianskym masívom.

MALOMAGURSKÁ JEDNOTKA

Malomagurská jednotka síce nevyčníka nijakými zvláštnymi výraznými obsahovými, ani štruktúrnymi osobitnosťami, a predsa zaberá kľúčové postavenie v rámci tatrika. Tým viac, že vývojom je analogická s podstatnou časťou obalového mezozoika Považského Inovca – s inoveckou sériou (M. MAHEL 1950a)

i so severozápadnou časťou obalového mezozoika – s orešianskym vývojom Malých Karpát (M. MAHEL 1952, 1959b) i s obalovou sériou žiarskou v susednom Žiari (M. MAHEL 1959b). S výnimkou Tríbeča väčšina obalových sérií západných jadrových pohorí, málo známych pri podrobnejšej syntéze tatrika z tridsiatych rokov (A. MATĚJKA – D. ANDRUSOV 1931), predstavuje typ nie geantiklinálneho, ale naopak, priehlbeninového, príp. bazénového charakteru. Spoločným znakom týchto jednotiek je vývoj čiernej jury s plytkovodným spodným liasom, slieňovcami vo vyššom liase a silicitmi v dogeri, až rádiolaritmi v malme, pelitomorfnými vápencami (rohovcami) v neokóme, tmavým flyšovitým súvrstvím v albe. Po zlúčení mezozoických sérií, Iubochnianskej a šiprunskej do jednej jednotky (J. BYSTRICKÝ 1956) i v Malej Fatre sa znížil výrazne rozsah obalového mezozoika geantiklinálneho typu, reprezentovaného obalovým mezozoikom Ľumbierskym, zaraďovaným južne od tzv. šiprunskej priehlbeniny, a vysokotatranským rozloženým severne od nej.

Preukázanie obalového mezozoika šiprúnkeho typu v Strážovských vrchoch a v ďalších jadrových pohoriach neznamená iba kvantitatívnu zmenu v prospech väčšieho rozsahu jury a spodnej kriedy priehlbeninového typu. Práve Strážovské vrchy (rovnako ako Malé Karpaty) poskytli podklady pre zásadnú zmenu pohľadu na paleogeografické i paleotektonicko-štruktúrne členenie tatrika. Prispieva k tomu významnou mierou preukázanie „čiernej jury“ vrtom Soblahov SM-1 neďaleko od bradlového pásma, a to v podloží mezozoika vysokotatranskej afinity, manínskeho príkrovu (M. MAHEL – A. KULLMANOVÁ 1974). To platí najmä, ak navyše i vlastnú vysokotatranskú jednotku Tatier považujeme za pokračovanie jednotky Ľumbierskej, pôvodom z jedného paleogeografického pásma rozloženého južne od pásma s „čiernou jurou“. V takom poňatí „šiprúnky“ typ mezozoika nepochádza z intratatrickej brázd, ale zaberá rozsiahlejšiu severnú časť sedimentačného priestoru tatrika.

Tatrikum sa tak v paleotektonickom obraze člení na severné rozsiahlejšie pásmo priehlbeninového typu a užšie južnejšie geantiklinálne pásmo predstavované jednotkami – tríbečskou, Ľumbierskou a vysokotatranskou. Severná priehlbenina s čiernou jurou – nazývame ju fatranskou (M. MAHEL 1981) – je okrajová, rozložená južne od oceánskeho trógu vahika. Obalové sekvencie s čiernou jurou čiastočne metamorfovanou a vulkanogénnou predstavujú v Malých Karpatoch ich spojovací článok, prechod k oceánskemu trógu.

Malomagurská jednotka prispieva i k formovaniu predstavy o fatranskej priehlbine :

– značným podielom tmavých bridličnatých komplexov už v spodnom liase poukazuje na pomerne včasný začiatok utvárania priehlbeniny;

– rytmičnosť a gradačné zvrstvenie v dogeri, ale i prítomnosť klastického materiálu v dogeri naznačujú priestorovú nadväznosť na svah;

– neprítomnosť vyšších členov spodnej kriedy, hlavne barému a aptu, je azda prejavom nástupu horizontálnych pohybov už počas spodnej kriedy.

Prejavom zvýšeného nepokoja sú i polohy zlepenčov v albe s valúnmi pôvodom nielen z kryštalinika a zo starších mezozoických členov tatrika Strážovských vrchov, ale i tzv. exotické valúny, orbitolínové vápence, vulkanity bázické i triasu bazénového typu.

Nedostatok alochtónnych štruktúrnych elementov, ale i výraznejších ležatých vrás alebo digitácií, je v súlade s nedostatkom prevrásnenia malomagurskej jednotky s kryštalinikom a je zrejme charakteristický pre značnú časť obalových jednotiek hlavne severnejších – fatranskej skupiny.

Navrátené opakované sledy keuperu a rétu „čiernej“ jury vo vrte SM-1 pri Soblahove sú ukázkou výraznejších presunov v tatriku, a to i povrchnokriedových (prevrätané polohy koňaku, A. KULLMANOVÁ 1980).

Naložené synklinály (temešská a Trhanie), s osami priečne orientovanými k priebehu paleoalpínskych štruktúr, sú ukázkou smerového odklonu neskoropalpínskych štruktúr od štruktúr paleoalpínskych.

Vysvetlenie tektonických komplikácií v obalovom mezozoiku smerným prešmykom kryštalinika a jeho obalu cez mladšie členy malomagurskej jednotky (obr. 35) môže byť impulzom pre hľadanie prekrytých častí obalového mezozoika i v jadrových pohoriach, kde sa nedostatok členov vysvetľuje tektonickou redukciou. Malomagurskú jednotku, rovnako ako podložné kryštalinikum, možno považovať za prototyp centrálnej časti tatrika bez výraznejších prejavov stlačenia z juhu, ale i bez aktívnej účasti na presune vyvolaného podsunom severnejšieho bloku.

KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV

Nové poznatky zo Strážovských vrchov sa zvlášť dotýkajú viacerých základných otázok stavby krížňanského príkrovu, ktorý je v tomto pohorí najkomplexnejší v rámci celých Západných Karpát. Za príspevky k poznaniu paleogeografického a štruktúrneho charakteru celého príkrovu treba považovať hlavne prínosy v poznaní belianskej jednotky, ale i zliechovského typu príkrovu, vzťahy medzi oboma, t. j. prvým čiastkovým odnožovým a druhým – kmeňovým príkrovom ako i vzťahy k manínskemu príkrovu. Viaceré príspevky

metodickej povahy rozpracované v Strážovských vrchoch naznačujú nové smery v hlbšom poznaní vývoja a stavby krížňanského príkrova.

V belianskom čiastkovom príkrove sme získali viac poznatkov širšieho významu:

– Preukázanie značného podielu pieščitej zložky v spodnom a čiastočne i strednom liase, analogicky ako v manínskej a vysokotatranskej jednotke (M. MAHEL 1961b, A. KULLMANOVÁ 1965), naznačuje, že paleogeograficky na seba nadväzovali.

– Hiáty v spodnej kriede a dajky poukazujú na tektonický nepokoj hlavne na svahoch tatranského prahu a priliehajúcich oblastí.

– Značný rozsah organodetritických vápencov v spodnej kriede (M. MAHEL 1959a, 1961a) je ďalším ukazovateľom paleotektonických príbuzností, rovnako ako spodnoalbská príslušnosť rohovcových vápencov (M. MAHEL 1959a).

Význam belianskej jednotky zvyšuje plytkovodný charakter prakticky všetkých jej členov, jury a spodnej kriedy. Predstavuje tak krajný typ spomedzi jednotiek vysokej skupiny, pochádzajúcich z prítatického svahu rozloženého pri severnom okraji zliechovského trógu, t. j. jej najužšiu príbuznosť k tatickým jednotkám.

Významné sú i prínosy zliechovskej sekvencie Strážovských vrchov. Potvrdzujú a rozširujú sa staršie názory (napr. z Veľkej Fatry) o nerovnomernom stratigrafickom rozpätí flekenmerglovej fácie: v severnej časti pohoria sinemúr-álen, v južnej časti len vrchný sinemúr-lotaring. Zaujímavé sú pomerne náhle laterálne zmeny v susedstve belianskej jednotky v tzv. prechodných sekvenciách, hlavne v šupinách Kremeniny (M. MAHEL 1961a). Tým sa dokladá nadväznosť zliechovského trógu na prítatický svah.

V rámci monotónneho neokómu je vyčlenené „zmiešaných“ sledov Čvirigovca (M. MAHEL 1961) a nozdrovického vývinu v čelnej časti príkrova v susedstve butkovskej štruktúry (J. MICHALÍK–Z. VAŠIČEK 1980) vážnym príspevkom potvrdzujúcim genetickú väzbu medzi krížňanským príkrovom a manínskym príkrovom.

Rozšírenie údajov o prejavoch vulkanickej činnosti a preukázanie turbiditov v „neokóme“ zliechovskej sekvencie (J. MICHALÍK et al. 1980) dokladá zvýšenú dynamiku už v spodnej kriede, a to zrejme v značnom rozsahu krížňanského príkrova.

I najmladší člen krížňanského príkrova zliechovskej sekvencie stáva sa ukázkou:

– širokého stratigrafického rozpätia flyšového komplexu od spodného albu po spodný cenoman (J. SALAJ 1961, 1982),

– prítomnosti parazlepencov a subflyšu i prejavov vulkanizmu v spodnom albe (J. JABLONSKÝ 1978), znakov výraznejších pohybov v období zjavnej pre-

stavby paleotektonického i paleogeografického plánu, – polohami zlepencov s exotickým materiálom dokladajú funkciu kordiléry rozloženej južne od zliechovského trógu (M. MIŠTĚK et al. 1978).

Rozpracovanie stratigrafickej škály, hlavne na základe tintiníd, v krížňanskom príkrove v širokej miere aplikovanej (K. BORZA 1979), ukazuje možnosť rýchlou cestou preveriť rozsah zasahovania karbonátovej sedimentácie do albu i v iných oblastiach a jednotkách Západných Karpát, rovnako ako upresniť rozsah prejavov manínskych a staroaustrických pohybov, ale i pomôcť pri sledovaní „príbuzenských“ vzťahov jednotiek. Zvlášť podrobnejšie členenie titónsko-aptského komplexu šedých slienitých vápencov a slieňov „neokómu“ zliechovskej sekvencie umožňuje bližšie poznať stavbu, ale i dynamický režim vzniku osobitne dôležitého, zdanlivo monotónneho, v rade pohorí najhrubšieho komplexu krížňanského príkrova, tektonicky často prevrásneného. Tým sa otvára možnosť hľadať nové paleogeografické kritériá i priebeh zmien v citlivom období nástupu vrásnivých procesov.

Strážovské vrchy sú ojedinelým pohorím v Západných Karpatoch, kde možno jednoznačne doložiť rovnaký typ triasových členov v krížňanskom príkrove v jeho zliechovskom type i v čiastkovom príkrove belianskom.

Pri klasickej slede členov je málokde taký zjavný litologický charakter karpatského keupru; má celý rad prvkov, ktoré svedčia o vzniku vo vodnom, azda lagunárnom prostredí, s výraznou rytmicitou sedimentácie – majú nábehy k rytmicnosti, časté šikmé zvlnenie, krížové a gradačné zvrstvenie, rôzne druhy čerín a nerovnomernosť na vrstevných plochách. Vo vrchnej časti súvrstvia sa našli stopy vysychania a rozmyvov (J. MICHALÍK et al. 1980).

V réte sú na malú vzdialenosť časté zmeny typu biostromaticko-svalového a lagunárno-biostromatického (J. MICHALÍK 1974).

I nové poznatky o stavbe krížňanského príkrova v Strážovských vrchoch významne prispievajú k poznaniu štruktúrneho charakteru, a tým i genézy tohoto najrozsiahlejšieho príkrova Západných Karpát. V prvom rade sa to týka viacerých typov digitácií, vzťahu belianskeho čiastkového príkrova ku krížňanskému kmeňovému príkrovu, čelnej časti príkrova a jej vzťahov k manínskej jednotke príkrova.

Digitácie, ako najrozšírenejšia štruktúrna forma v krížňanskom príkrove Strážovských vrchov, sú rozšírené nielen v čelnej, ale i v kmeňovej časti príkrova, a to i v jeho južných oblastiach južne od Suchého a Malej Magury. Pozoruhodná a jedinečná v Strážovských vrchoch je skutočnosť, že:

– regionálnejšie digitácie prechádzajú do rozsiahlych ležatých vrás (obr. 42 a obr. 44),

– spätné vrásky sa vytvárajú ako druhotné naložené štruktúry na vrchnom ramene ležatých vrás a sú často ufaté juhovergentnými prešmykmi.

To sú vážne príspevky k chápaniu krížňanského príkrovu, predovšetkým ako vrásového.

Preukázanie viacerých digitácií lokálneho rozsahu v prevrátenom krídle a spätných vrás, obyčajne ufatých juhovergentnými prešmykmi v normálnom krídle, prispieva k vyjasneniu dávnejšej spornej otázky o vzťahu digitácií k spätným vrásam z Tatier (M. LUGEON 1903, D. ANDRUSOV 1960). Tam, kde lokálne digitácie a spätné vrásky navzájom alternujú, sú zrejme viac-menej synchronne s tvorbou rozsiahlej ležatej vrásky aj regionálneho rozsahu, ufaté spätnými prešmykmi, ako výsledok neskoropálskeho vrásnenia, napr. vrása Vápenice (obr. 89).

Osobitne významné je preukázanie úzkej štruktúrnej väzby belianskeho príkrovu ako príkrovu čiastkového, odnože kmeňového príkrovu, ktorý laterálne zastupuje základovú digitáciu gápelskú a má s ňou spoločný trias. Poznatky zo Strážovských vrchov dokladajú, že v nijakom prípade beliansky čiastkový príkrov nie je súčasťou osobitného a samostatného vysokého príkrovu regionálneho rozsahu, rovnocenného krížňanskému (D. ANDRUSOV et al. 1973). Pravda, paleotektonicky pochádza beliansky čiastkový príkrov z toho istého členitého kontinentálneho svahu pritatrického ako príkrov vysoký v Malých Karpatoch, prípadne beckovský v Považskom Inovci, ale i čiastkový príkrov Havrana v Belianskych Tatrách (M. MAHEL 1959a, b, 1967).

Úzke šošovkové pásmo Kremeniny v nadloží čiastkového príkrovu belianskeho má obdobné štruktúrne postavenie ako v Belianskych Tatrách šošovkové pásmo Žlabín. Jeho zavinutie do albu, ktorý štruktúrne prepája zliechovský typ príkrovu s belianskym čiastkovým príkrovom (obr. 36a, 38), zvyrazňuje úzku spätosť uvedených štruktúrnych elementov.

Celokarpatský význam majú i poznatky z čelnej časti krížňanského príkrovu Strážovských vrchov, lebo, s výnimkou zle odkrytého severozápadného cípu Malých Karpát, čelá príkrovu v iných pohoriach nevystupujú na povrch. K štruktúrnym väzbám vyjadreným jednotným vrásovým systémom čelnej časti krížňanského príkrovu s príkrovom manínskym v butkovskom úseku (M. MAHEL 1961b, 1967) pristupujú väzby geneticky doložené šupinami s členmi prechodného vývoja, dávnejšie známymi z oblasti Trenčianskych Teplíc (M. MAHEL 1948a), ale preukázanými i tzv. nozdrovickým vývinom v čelnej štruktúre krížňanského príkrovu v susedstve štruktúry Butkova (J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1979).

Nový pohľad na vzťah krížňanského a manínskeho príkrovu je súčasťou názorových zmien na vzťah vnú-

torých a vonkajších Karpát i na zmeny pohľadu na časový sled vrásnivých procesov. S nimi súvisí i vyčlenenie príbradlovej zóny (M. MAHEL 1967) a vahika – jej predchodcu. To sú východiská pre nový pohľad na paleotektonické postavenie a čiastočne i na štruktúrny charakter a vývoj bradlového pásma (M. MAHEL 1981a, d).

Strážovské vrchy sú ukážkou – modelovým územím stavby krížňanského príkrovu v jeho čelnej i chrbtovej časti a Nízke Tatry ukážkou jeho zadnej prikoreňovej časti.

POSTAVENIE MANÍNSKEHO PRÍKROVU

Celokarpatský význam manínskeho príkrovu v Strážovských vrchoch vyplýva z toho, že v tomto pohorí je klasické územie tejto jednotky, že inde je jej rozsah obmedzený a často sporný, tak vo vzťahu ku klapskému príkrovu (sz. cíp Malých Karpát) i ku krížňanskému príkrovu (pri s. okrajoch Malej Fatry). Pritom vyjasnenie postavenia manínskej jednotky patrí medzi kľúčové problémy v Západných Karpatoch, v dôsledku jej „obojživelnosti“ čo do obsahovej náplne i štruktúrnej väzby na krížňanský príkrov a čiastočne i na bradlové pásmo i vzhľadom na jej rozloženie na pomedzí vonkajších a centrálnych Západných Karpát.

Dvojitá väzba manínskej jednotky, čo do obsahu i charakteru štruktúry, je dávnejšie známa. Predflyšovými členmi sa zaraďovala k vysokotatranskej zóne, ako súčasť príkrovu presunutého za manínskej fázy do sedimentačnej zóny flyšového pásma, mladšími, prevažne flyšovými členmi sa zaraďovala k bradlovému pásmu (D. ANDRUSOV 1979, 1938).

Najjednoduchšie je považovať ju za jednotku vytvorenú zo samostatného pásma na pomedzí centrálnych Karpát a bradlového pásma (J. SALAJ–O. SAMUEL 1966, M. RAKÚS 1977, M. MIŠŤK 1978).

Opodstatnenosť takého názoru sa opiera o príbuznosť predflyšových členov manínskeho príkrovu k vysokotatranskej jednotke považovanej za okrajovú časť tatrika, ale i o prítomnosť vrchnokriedových členov a bradlového štýlu – znakov charakteristických pre bradlové pásmo.

Lenže rokmi sa množili poznatky, ktoré viac a viac oslabovali jednoznačnosť takých vývodov a naznačovali ďaleko väčší význam centrálnokarpatskej príslušnosti manínskeho príkrovu. Už poznatky z konca štyridsiatych rokov preukázali pokračovanie manínskej jednotky do juhozápadného cípu Strážovských vrchov, nielen do oblasti susediacich s bradlovým

pásmom (Trenčianska Teplá–Dobrá, ale až k Petrovej Lehote a Peťovke, ba dokonca až k Dubodielu na vzdialenosť 15–20 km, M. MAHEL 1948, 1948a) od bradlového pásma. Zásadné zmeny názorov o postavení manínskej jednotky priniesli výskumy v období zhotovenia generálnych máp, keď sa preukázala:

– štruktúrna nadväznosť na krížňanský príkrov (M. MAHEL–A. KULLMANOVÁ 1961, M. MAHEL et al. 1967) a obsahová afinita manínskej jednotky k novovyčleneným čiastkovým jednotkám krížňanského príkrovu – ku skupine vysockého typu, a to bližšia než k vysokotatranskej jednotke (M. MAHEL 1959a, 1961a),

– keď sa v samotných Strážovských vrchoch našla v rámci krížňanského príkrovu belianska jednotka, bližšia manínskej jednotke než jednotka vysokotatranská, rozložená v podloží zliechovského vývinu krížňanskej jednotky, podobne ako centrálnokarpatská časť jednotky manínskej.

Bolo však treba ešte veľa vyjasniť, kým sa sformoval názor, že manínsky príkrov je užšie primknutý k čelnej časti krížňanského príkrovu (M. MAHEL 1978c). Taký záver sa mohol oprieť o kvalitatívne nový stav poznatkov, prakticky o všetkých jednotkách centrálnych Karpát i bradlového pásma, a tie potvrdili, že:

– vysokotatranská jednotka, o ktorú sa názor D. Andrusova opieral nie je jedinou „príbuznou“ manínskeho príkrovu z centrálnokarpatských jednotiek a navyše ani najbližšou,

– sa ukázalo v inom svetle i paleotektonické postavenie vysokotatranskej jednotky – nepredstavuje severnú, ale južnú časť tatrika a je súčasťou jeho južného pásma (M. MAHEL 1978),

– medzi centrálnymi Karpatami a bradlovým pásmom nevytváralo rozmedzie geantiklinálne pásmo manínsko-vysokotatranské, ale pásmo s mobilnejším podkladom, na ktorom sa v období nástupu diastrofizmu (v strednej kriede) sformoval flyšový bazén a v ňom sedimentovali mladšie členy manínskeho príkrovu (turón-mástricht); tým pásmom bolo zrejme pokračovanie južného penninika z Álp do Karpát – vahikum – pásmo s oceánskym typom kôry (M. MAHEL et al. 1981); k juhu nadväzovalo vahikum na fatický bazén tatrika, k severu jeho styk s pieninským členitým pásmom doprevádzalo pásmo ostrovné, zdroj exotického, hlavne magmatického materiálu, dávnejšie známe ako „ultrapieninská kordiléra“ (D. ANDRUSOV 1959).

Úzka genetická väzba manínskeho príkrovu ku kmeňovému príkrovu krížňanskému má v novej koncepcii kľúčový význam. Opiera sa predovšetkým o potvrdenie štruktúrneho vzťahu manínskeho príkrovu s čelnou časťou príkrovu krížňanského doloženého

– preukázaním, že vrásovo-šupinovitý systém ce-

lej manínskej jednotky v bradlovom pásme je súčasťou tej istej sústavy ako čelné štruktúry krížňanského príkrovu,

– preukázaním prechodných alebo zmiešaných manínsko-zliechovských sekvencií nielen v čelách krížňanského príkrovu, ale aj u podmanínskej skupiny bradiel a v samotnej šupine butkovskej vrásky

– preukázaním značného rozsahu spodnoalbských rohovcových i strednoalbských až vrchnoalbských kalciferulových vápencov v krížňanskom príkrove, vrátane belianskej jednotky i v manínskom príkrove,

– preukázaním alochtónnej pozície manínskeho príkrovu v podloží ležatej vrásky krížňanského príkrovu a v nadloží šupín tatrika vo vrte SM-1 pri Soblahove asi 10 km od okraja bradlového pásma,

– preukázaním kondenzovanej fácie pestrých slieňov vrchného albu–spodného cenomanu, charakteristických pre butkovské a ďalšie bradlo aj vo vrte Soblahov v centrálnokarpatskej časti manínskeho príkrovu (M. MAHEL–A. KULLMANOVÁ 1974),

– preukázaním pokoňackých presunov i vnútrokarpatskej časti manínskeho príkrovu v rade priestorov (M. MAHEL 1978a), a to prítomnosťou koňackých slieňov vo vrte SM-1 pri Soblahove (A. KULLMANOVÁ 1979, V. GAŠPARIKOVÁ 1980a).

Dva posledné uvedené znaky sú charakteristické pre pribradlovú zónu a najmä pre manínsku jednotku. Treba ich považovať za silné argumenty proti námietkam spočívajúcim pokračovanie manínskeho príkrovu do juhozápadného cípu Karpát, teda do oblasti Trenčianska Teplá–Teplice – Soblahov – Dubodiel (M. RAKÚS 1979, M. MIŠŤK 1981).

Úzku genetickú väzbu čelnej časti krížňanského príkrovu s. s. a príkrovu manínskeho naznačujú i hojné výskyty drobných telies augititov, melafýrov, ich tufov a tufitov od neokómu až po alb. Nie bez významu sú i také priblíženia manínskeho príkrovu ku krížňanskému, aké sa zistili podrobnými výskumami u bradla Butkov. Nejde len o dávnejšie známe členy hlbokovodné, ako rádiolarity a rádioláriuové vápence dogeru a spodného malmu a slienité vápence spodného neokómu, ale aj o

– prítomnosť rohovcových vápencov spodného albu, známych v zliechovskej sérii krížňanského príkrovu v jeho čelnej časti v susedstve Butkova (M. MAHEL–A. KULLMANOVÁ 1961, M. MAHEL et al. 1967, K. BORZA–J. MICHALIK–Z. VAŠÍČEK 1979),

– také jemnosti ako chýbanie niektorých biozón, resp. subzón v titóne, rovnako ako v Butkove, tak i v čelnej časti krížňanského príkrovu, v jeho zliechovskej sérii; v profile pod Strážovcami sa preukázalo chýbanie zóny *Chitinoidella*, *Praetintinopsella* i nevýraznosť zóny *Crassicolaria* a čiastočne i zóny *Calpionellites* (K. BORZA 1980b).

Nové poznatky výrazne podopierajú názor na genetickú i štruktúrnu väzbu manínskeho príkrovu s kmeňovým príkrovom krížňanským. Tento názor mení pohľad na paleogeografiu Karpát a vynucuje si dynamickejší prístup k vyjasneniu vzniku štruktúrneho plánu. Pochopiteľne také zmeny nemôžu byť bez oponentov i odporcov, hlavne zo strany odborníkov zvyknutých pozeráť sa na manínsku jednotku len podľa jej mladších členov, ako na súčasť bradlového pásma.

Kľúčovou otázkou pri riešení genézy a postavenia manínskeho príkrovu zostáva, či ona z Butkova pokračuje do centrálneokarpatskej časti Strážovských vrchov, či jednotka nami priradovaná ako manínska s. l. nie je azda len jej obsahový analogón a ako súčasť belianskej jednotky nemá štruktúru a genetickú väzbu s manínskym príkrovom; náhodne je tektonicky zblížená s manínskou jednotkou. Pravda, tých „náhod“ by bolo priveľa.

Nečudo, že zástancami takých názorov sú niektorí špecialisti zvyknutí posudzovať vzťahy zo zorného uhla podrobnejšie skúmaného útvaru. Pri úzko vymedzených paralelizáciách sa nájdu znaky známe z manínskej jednotky s. s., ktoré sa zatiaľ nenašli v manínskej jednotke s. l. (M. MIŠTK 1978, K. BORZA 1980 b). Ako príklad uvediem rudistové vápence známe z Manína – nenašli sa v centrálneokarpatskej časti manínskej jednotky, lenže nie sú ani na Butkove, ani v rade iných bradiel manínskeho príkrovu. Sú len v najsevernejšej časti samotného manínskeho príkrovu, ktorá v jej centrálneokarpatskej časti chýba. Sotva možno považovať pre riešenie tak závažnej otázky za dôležité také kritérium, akým je vek začiatku červených hľuznatých vápencov, či prítomnosť alebo chýbanie niekoľkokometrovej polohy rádioláriových vápencov (M. MIŠTK 1981), keď je známe, že v rámci klasickej manínskej jednotky varirujú.

Sú však znaky, ktoré sú charakteristické pre celú manínsku jednotku. Nesporne k nim patrí (M. MAHEL 1978a):

- značný rozsah piesčitých krinoidových vápencov v liase, vrátane silicifikovaných gryfeí,
- variabilný charakter dogeru, červené hľuznaté vápence spodného malmu (niekedy i vrchného dogeru s prechodom do ružových vápencov),
- hlbokovodnejšie slienité vápence s polohami v spodnom neokóme,
- splytčenie v baréme s plytkovodnými organodetrítickými vápencami, miestami brekcie,
- „hard-ground“ na vrchu najmladšieho vápencového člena, dajky vyplnené albskými vápencami (K. BORZA 1979),
- nerovnomerný rozsah hiátu v albe a nedostatok flyšu v albe, zastúpenie pelagických slieňov preflyšu,

- hrubší flyš s prítomnosťou organogénnych vápencov a zlepencov i lastúr exogýr (J. SALAJ 1961),
- prítomnosť hruborytmického cenomanského flyšu v podloží slieňovcového flyšu praznovských vrstiev (J. SALAJ 1982).

Za charakteristické pre manínsku jednotku možno považovať i laterálne zmeny facií základných členov, a to na pomerne malú vzdialenosť. Piesčito-krinoidové vápence (hlavne ich vrchné polohy) prechádzajú do krinoidových vápencov, červené hľuznaté vápence do hlbokovodnejších ružových, prípadne svetlosivých vápencov (v malme); organodetrítické vápence barému-aptu prechádzajú do hlbokovodnejších vápencov s rohovcami.

Variabilita facií i časového rozpätia je, ako vidieť, charakteristická pre väčšinu členov manínskeho príkrovu.

Časť jurských a spodnokriedových členov manínskej jednotky je plytkovodná – možno hovoriť o intrageantiklinálnom, čiastočne svahovom type. Väčšie prehĺbenie koncom malmu a začiatkom spodnej kriedy (čiastočne i dogeru) súvisí s najvýraznejšou oceaniáciou alpíd. I tieto členy sú však pomerne plytkovodnejšie než v trógových sekvenciách. Manínska jednotka ako celok i litologickým charakterom a stratigrafickým postavením väčšiny svojich členov vykazuje geotektonický charakter viac-menej zhodný s jednotkami vysokého typu krížňanskej jednotky (M. MAHEL 1959a, M. MAHEL et al 1967).

Značnú afinitu k manínskemu príkrovu vykazuje beliansky čiastkový príkrov (hlavne k štruktúre Manína). I to hovorí v prospech ich úzkych genetických vzťahov, že oba vystupujú v tom istom pohorí neďaleko od seba, oba v podloží zliechovského typu krížňanskeho príkrovu.

Pri porovnávaní oboch sérií – jednotiek – netreba však zabúdať na podstatne menší rozsah belianskej jednotky, a tým i nedostatok možnosti poznať faciálnu variabilnosť jednotlivých jej členov.

Belianska jednotka vykazuje bezosporu ďaleko užšie vzťahy, a to i obsahové, k manínskemu príkrovu než vysokotatranská.

Ak sa v minulosti pozorovali predovšetkým faciálne vzťahy manínskej jednotky k vysokotatranskej jednotke (D. ANDRUSOV 1938, 1968) bolo to preto, lebo ani o belianskej, ani o iných jednotkách vysokého typu sa nevedelo. Pri porovnávaní sa vychádzalo hlavne z vysokého podielu detritovej zložky v liase, a z vápencov urgónskeho typu. Obidva členy sú však v porovnávaných jednotkách značne rozdielne. Len v liase vysokotatranskej jednotky vystupujú nielen piesčité vápence ako v manínskej jednotke, ale i pieskovce, častejšie i zlepence so železito-kremitým a váp-

nitým tmelom a kvarcity (M. MAHEL et al. 1967). Zvlášť odlišné sú polohy zlepcov s blokmi a veľkými valúnmi (až do veľkosti päste) triasových vápencov a dolomitov, kremencov i žuly. No charakteristické pre vysokotatranskú jednotku je i prerušenie sedimentácie na rozhraní liasu a dogeru; transgresia v niektorých profiloch začína až kelovejom. U manínskej jednotky naopak, koncom liasu dochádza k prehĺbeniu, k nástupu rádioláριοvej fácie. Malm vo vysokotatranskej jednotke zaznamenáva blízkosť facií k jednotke manínskej šedými s ružovými vápencami globochétovej a sakokómovej mikrofácie. Jeho osobitosťou sú však polohy tmavošedých dolomitových vápencov, aké sa v manínskom príkrove nenašli. I titón až hoteriv sa u oboch porovnávaných jednotiek líšia. Vo vysokotatranskej jednotke nie sú hlbokovodnejšie fácie, aké sú v beriase až hoterive manínskeho príkrovu, ale sú v nej prevažne oolitické vápence, prípadne pseudoolitické vápence, teda fácie plytkovodné, ktoré siahajú do aptu; v baréme-apte sú výraznejšie rifové brekcie.

Vcelku možno povedať, že vysokotatranská jednotka má v jure a spodnej kriede výrazne plytkovodnejší charakter bez prítomnosti hlbokovodnejších facií, ktoré sa v manínskej jednotke objavujú čiastočne v dogeri, čiastočne v malme a v beriase až hoterive. Vysokotatranská jednotka má i iný typ rétu, charakteristický suchozemsko-lagunárnymi argilitmi a pieskovicami až kvarcítmi. Manínsky lias sa vyvíja z rétu charakterizovaného organogénnymi lumachelovými vápencami so spoločenstvom fauny typickej pre krížňanskú jednotku (*Rhaetina gregaria*, *Avicula contra*, *Placunopsis alpina*, *Lopha haidingeriana* atď.). Určitú príbuznosť manínskej a vysokotatranskej jednotky však nemožno poprieť. Obe patria ku skupine jednotiek s viacerými plytkomorskými faciami jury a spodnej kriedy, zaradenými M. MAHELOM (1959a, b) k sériám vzniknúcim na intraoceánskom prahu, príp. jeho južnom svahu. Z obalových sérií sem patria trítečská, ráztočnianska v Žiari, séria Červenej Magury (vrátane donovalskej) v Nízkych Tatrách. K tomuto „príbuzenstvu“ patria i všetky jednotky vysokého typu krížňanského príkrovu: beckovská v Považskom Inovci, ďurčinska v Malej Fatre, čiastkový príkrov Havrana v Tatrách s ružbažským ostrovom a humenská jednotka (M. MAHEL et al. 1967).

Lias, rovnako ako u manínskej jednotky, sa vo všetkých sériách tatranského i vysokého typu vyvíja pozvoľna z morských facií rétu; je pritom plytkovodný s pomerne vysokým podielom nerovnomerne rozloženej klastickej prímesi. Najviac klastickej prímesi vykazuje manínska jednotka, kde sú základnou zložkou piesčité krinoidové vápence. Blíži sa jej severný areál vysokej jednotky. Táto jednotka má i najväčšie

výkyvy klastickej prímesi. Pritom je klastická prímes u všetkých jednotiek pomerne pestrá, s prevahou slabšie opracovaných kremenných zŕn a s úlomkami starších vápencov. Prevládajúca mikrofácia liasu je krinoidová a spongiová, hojné sú lumachely lameli-branchiátov a brachiopódov; lumachely gryfeí sú však typické len pre manínsku sériu.

Pre doger je charakteristická fácia rádioláριοvých vápencov, silicitov, červených hľuznatých vápencov, ale nie sú zriedkavé ani krinoidové biosparity. Pritom všetky batymetricky rozdielne fácie sú zastúpené v manínskej i vysokej jednotke, v ďurčinskej a belianskej je známa len plytkovodná fácia krinoidových vápencov.

Kontrastnosť facií je charakteristická pre vysokú i čiastočne manínsku jednotku i v malme zastúpenom rádioláριοvými vápencami, ružovými, prípadne svetlými vápencami globochétovo-sakokómovej mikrofácie. Zastúpenie pomerne plytkovodnejšej fácie vykazuje hlavne beckovská, belianska a ďurčinska jednotka.

Titón až hoteriv u väčšiny jednotiek i u jednotky manínskej vykazuje charakter hlbokovodnejší, typ „biancone“ s kalpionelami, vo vrchnejších polohách sú slienitejšie vápence s nanokónami prerastené hľuzami rohovcov.

Pre vrchný bárém – apt sú charakteristické organodetrítické vápence, zvlášť charakteristické pre manínsku a beliansku jednotku.

Alb – cenoman charakterizuje flyšový vývoj spestrený v manínskej jednotke faciou pestrých slieňov, ktoré nasledujú po hiáte. Pozoruhodnosťou je zastúpenie rohovcových vápencov v spodnom albe, preukazované zatiaľ v jednotke manínskej a belianskej.

Porovnaním jurských a spodno- až strednokriedových členov manínskej jednotky s jednotkou vysokotatranskou, vysockou, belianskou i ďurčinskou, ale i s ďalšími prv spomínanými jednotkami a viacerými plytkomorskými faciami jury a spodnej kriedy dospievame k záveru, že každá z nich má sice rad osobitností vo vývine niektorých členov, je však medzi nimi veľa zhôd, ktoré poukazujú na zhruba rovnaký geotektonický charakter členitého intraoceánskeho prahu a kontinentálneho svahu. Predstavujú skupinu odlišnú stratigrafickými sledmi i od hlbokovodného zliechovského typu i od fatranského typu tatrských jednotiek. Radom facií, hlbokovodnejších než rádioláριοvé vápence, vápence typu „biancone“, nanokónové slienité vápence, sa flyšové súvrstvie albu – cenomanu zblíži s týmito sekvenciami. Vytvorili sa zrejme v susedstve trógov, čiastočne na svahoch prahu, kde sa batymetrické podmienky v priebehu jury a spodnej kriedy výrazne menili.

Palinspastická predstava o karpatskej geosynklinále, opretá o dnešné rozloženie spomínaných jednotiek, a predstava o ich vzťahu nás vedú k názoru o existencii prahu v jure a v spodnej kriede, rozloženého medzi severným bazénom fatranským predstavovaným podstatnou časťou jednotiek tatrika a južným trógom zliechovským (obr. 2b) predstavovaným základnou časťou krížňanského príkrovu, jeho zliechovským typom.

U uvedených jednotiek prahovo-svahových je príznačná nielen ich obsahová pestrosť, ale i rozmanitosť štruktúrneho postavenia tektonických jednotiek sformovaných paleoalpínskym vrásnením. Podstatná časť svahu bola tektonicky včlenená ako súčasť krížňanského príkrovu, a to ako:

- jeho čelné šupiny – manínsky príkrov s. s. presunutý až do bradlového pásma,
- spodné šupiny zavlečené až blízko k čelám príkrovu – Ďurčianska séria, podstatná časť centrálnokarpatskej časti manínskej jednotky,
- spodné čiastkové príkrovy, čiastočne odnožové príkrovy krížňanského príkrovu rozložené na mezozoickom tatríckom obale blízko kryštálického jadra:
 - príkrov beckovský a beliansky, príkrov Havrana,
 - podstatné časti krížňanského príkrovu – vysoká, humenská.

Časť prahu a hlavne jeho niektoré segmenty zostali v pozícii viac-menej autochtónnych obalových jednotiek, a to ako:

- paraautochtónne šupiny – podstatná časť tríbečskej jednotky (ráztočnianska? sekvencia Červenej Magury), podstatná časť vysokotatranskej jednotky (hlavne vrásy Giewontu a Červených vrchov, ale i ďalšie šupiny),
- pomerne autochtónne jednotky časť vysokotatranskej a časť tríbečskej jednotky.

Zaradenie manínskeho príkrovu medzi jednotky centrálnokarpatské, navyše ako jednotky užšie primknutej k čelnej časti krížňanského príkrovu, vyplynulo z komplexnej analýzy obsahovej i štruktúrnej, hlavne však zo zhodnotenia starších i nových poznatkov o jeho členoch predflyšových. Manínsky príkrov má však i strednokriedové členy a priraďuje sa k nemu i vrchnokriedová sekvencia (J. SALAJ 1962b, c). Práve tieto mladšie členy a bradlový štýl boli príčinou, že sa manínsky príkrov považuje za jednu z jednotiek nielen štruktúrne, ale i geneticky spätých s bradlovým pásmom (D. ANDRUSOV 1968).

V podstate analogický je i názor skupiny geológov dlhšie roky pracujúcich v bradlovom pásme (A. BEGAN–K. BORZA–J. SALAJ–O. SAMUEL 1965, J. SALAJ–O. SAMUEL 1966, A. BEGAN–J. SALAJ 1978).

Títo považujú manínsku jednotku s. s. za vnútorný čiastkový element skupiny jednotiek, súčasť jednotky vyššieho radu (struženicka, klapská, kostelecká, manínska) a celú túto skupinu pomenovávajú názvom manínska jednotka s. l. Aj R. MARSCHALCO–J. KYSELA (1979) považujú manínsku jednotku za čiastkový element klapsko-manínskeho pásma, a to na základe príbuzenských vzťahov flyšových komplexov, hlavne podobného modálneho zloženia pieskovcov flyšového komplexu manínskej a klapskej jednotky, na základe veľkosti klastov a smeru paleoprúdov. Jednoznačnosť argumentov týchto špecialistov pre flyš však oslabujú:

– autormi zistené rozdiely v obsahu flyšových komplexov, ktoré poukazujú na samostatnosť sedimentačných priestorov – klapského a manínskeho (R. MARSCHALCO–J. KYSELA 1979).

V albe manínskej jednotky je to nedostatok mocnejšieho flyšu; charakteristické pre tento stupeň je tenké kondenzované pelagické súvrstvie slieňov vrchného albu až spodného cenomanu. Pre klapský príkrov je však charakteristický hrubý flyš s prítomnosťou zlepcov s exotikami v albe (J. SALAJ–O. SAMUEL 1966).

I cenoman vykazuje výrazné rozdiely u porovnávaných jednotiek. V manínskom príkrove sú to fácie hlbokovodné, len s lokálnymi prejavmi zdvihov, hrubé hlbokovodné fácie hrubšieho i drobno rytmického, ale i jemného slieňovcového flyšu (praznovské vrstvy), v klapskej jednotke naopak vrchný alb a cenoman majú plytkovodné hrubé exotické zlepenice a pieskovce s lavicami exogýr (orlovské vrstvy) – (R. MARSHALCO–J. KYSELA 1978).

Za silný argument úzkej spätosti klapskej a manínskej jednotky sa donedávna považovala prítomnosť exotických valúnov pôvodom z ultrapieninskej kordiléry u oboch jednotiek (M. MIŠÍK 1978). Lenže také valúny, i keď v menšom množstve – a to nielen valúny magmatických hornín, ale dokonca i triasových vápencov bazénového charakteru (sporného pôvodu) – sa nájdu i v zlepcových vložkách flyšovitých až flyšových súvrství tatrika a hlavne krížňanského príkrovu. A práve tieto „exotiká“, ale i flyšový, príp. flyšovitý charakter albsko-cenomanských členov v jednotkách tatrika a hlavne v krížňanskom príkrove svedčia:

– o výrazných paleotektonických i paleogeografických priblíženiach albu severnejších centrálnokarpatských jednotiek k pribradlovej zóne i o prestavbe paleotektonického a paleogeografického plánu na pomedzí centrálnych Karpát a pieninskej zóny, pri ktorej došlo k zblíženiu sedimentačných priestorov uvedených centrálnokarpatských jednotiek a klapskej jednotky.

Významnými krokmi k pochopeniu zmien, ktoré sa

odohrali v albe v stykovej zóne centrálnych a vonkajších Karpát, a tým i k pochopeniu dvojstranných väzieb manínskeho príkrova, sú nové poznatky získané v posledných rokoch, svedčiace že:

– v severnej časti centrálnych Karpát a pri vnútornej okraji pieninského pásma sa vo vrchnej kriede a v paleogéne, ale so začiatkom už i v strednej kriede, sformovala osobitná pribradlová zóna, ktorá zväzuje paleogeograficky centrálnu Karpaty s vonkajšími (M. MAHEL et al. 1967, 1979d),

– pribradlová zóna je dedičkou pásma s oceánskym typom kôry – vahika, pokračovateľa piemontského (južného) pásma penninika do Západných Karpát (M. MAHEL 1980b, 1981a),

– rozsah manínskej fázy vrásnenia stanovenej D. ANDRUSOVOM (1938) na základe hiátov, ale i prestavy paleografie za vzniku hlbokých brázd i vyvýšení či kordilér – zdrojov exotického materiálu, je ďaleko širší s viactypnými prejavmi zvlášť silnými na rozhraní spodného a stredného albu; nielen v manínskej jednotke sú preukázané vynorenia, dajky a zlepencové polohy (K. BORZA 1980b) i tektonické diskordancie (D. ANDRUSOV–V. KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ 1971), ale sú rozšírené i v belianskom čiastkovom príkrove (prerušenia sedimentácie dajky, disharmónie (K. BORZA 1980a), ale i v krížňanskom príkrove s. s. (svahové zlepence na báze albu J. JABLONSKÝ 1980a),

– počas flyšovej sedimentácie treba počítať so značným skracovaním sedimentačného priestoru.

Uvedené poznatky usmerňujú i pohľad na vznik manínskeho príkrova ako jednotky trojetapovitej. Jej karbonátové členy sa usadili v južnejších zónach, snáď v domovskej oblasti s podkladom budovaným severoveporickým kryštalinikom (Iubietovská zóna). Počas albu došlo k priblíženiu do pribradlovej zóny, postupne až do susedstva sedimentačného priestoru klapskej jednotky. Až po vrchnej kriede došlo k presunu a tektonickému včleneniu čelnej časti manínskeho príkrova na jednotku klapskú a pieninské jednotky bradlovej zóny.

Názor na trojetapovitú vznik manínskej jednotky nadväzuje čiastočne na starší názor D. ANDRUSOVA (1938) o viacetázovitosti manínskeho príkrova s prvým presunom za manínskej fázy, s druhým za laramskej, pravda pri inom pohľade na paleogeografické i štruktúrne vzťahy tejto jednotky, pri inom paleogeografickom obraze centrálnych Karpát.

Iste je na mieste otázka, prečo práve u manínskeho príkrova sú také zásadné rozdiely v náhľadoch na genézu. Odpoveď je jednoduchá – vyplýva z kľúčového postavenia tohoto príkrova v koncepcii stavby Západných Karpát. Veď paleotektonická väzba sedi-

mentačného priestoru manínskej jednotky na bradlové pásmo, a to či už ako jeho súčasť a či ako priokrajová časť, predstavuje základnú kameň koncepcie s užšou väzbou centrálnych Karpát (sensu D. ANDRUSOV 1938, 1967) a bradlového pásma. Naopak, priradenie manínskeho príkrova k príkrovo krížňanskému tvorí základné východisko pre predpoklad o existencii vahika, hlavného článku novej koncepcie s odlišným vzťahom centrálnych a vonkajších Karpát, s odlišným pohľadom na paleogeografický obraz i na genézu bradlového pásma s odlišným poňatím dynamických procesov v kriede na rozhraní centrálnych a vonkajších Karpát (M. MAHEL 1984).

Manínska fáza vrásnenia

Nová koncepcia so zaradením manínskeho sedimentačného priestoru pri severnom okraji domovskej oblasti krížňanského príkrova vyzdvihuje význam skrátenia zemskej kôry s výraznými podsunmi vahika počas spodnej kriedy, s osobitným významom manínskej fázy.

Začiatky nepokoja možno sledovať už od titónu. Podľa K. BORZU (1980a, b) chýbajú v Butkove niektoré biozóny, príp. podzóny, a to zóna *Chitinoidea boneti*, zóna *Praetintinopsella* a čiastočne spodná časť zóny *Crassicollaria*, azda v dôsledku submarinnej erózie. Na Maníne vo vyššej časti zóny *Crassicollaria* je tenká drobnobrekciovitá poloha (úlomky veľkosti 1,5 cm) s úločkami vápencov so *Saccocoma* (kimeridž) a s tintinidami *Chitinoidea boneti* (stredný titón) a *Praetintinopsella andrusovi* BORZA. Vo valangine sa na Butkove nájdú brekciovité vápence – prejavy nepokoja. Výraznejšie prerušenie sedimentácie je už medzi koncovým členom karbonátových sekvencií a bridličnato-slieňovcovo-pieskovcovým súvrstvím preflyšu. Rozsah tohoto prerušenia je nerovnomerný. Niekde chýba celý alb (Trenčianska Teplá), inde je kratší hiát, napr. na Butkove medzi spodným a vrchným albom. Tu barém postupne nadobúda plytkovodnejší ráz: biomikritové vápence prechádzajú až do aptu doloženého *Praecolomiella trejoi* BORZA a orbitolínovými foraminiferami. Plytkovodnejšie sú už vrchnoaptské polohy so zlepencovo-brekciovitou polohou tvorenou úločkami aptských vápencov. Hlbokovodnejšie rohovcové vápence sú však charakteristické pre spodný alb. Až na ich povrchu je častejšie pevné podložie (hard-ground). Prerušenie sedimentácie siaha do vrchného albu so stromatolitovými kalci-ferulovými vápencami (1–3 cm vrstvička) doprevádzanými zelenkastými slienitými bridlicami. Miestami (Maníny, Trenčianske Teplice, Dobrá) chýba už i vrchný apt.

V južnej časti Manína je výrazná kôra zvetrávania dokonca na vápencoch barému. Na povrchu urgónskych vápencov sú mierne žliabky, hematitové povlaky s klastikami, prekryté slienitými bridlicami vrchného albu (K. BORZA 1980b). Náznaky pevného podložia (hardgroundu) sa našli na Manínci v podobe malých žliabkov limonitickej kôry zvetrávania i úlomkov – valúnov vápencov rovnakého veku na vápencoch spodného barému, ba i vrchného hoterivu. Na nich transgresívne a diskordantne ležia zelené slieňe vrchného albu.

U niektorých menších bradiel nepokoj manínskej fázy výrazne dokumentuje polohy zlepenecov už v apte. Najvýraznejšie a najhrubšie sú zlepenecy v bradle Skalica (K. BORZA 1979, D. ANDRUSOV–V. KOLLAŘOVÁ–ANDRUSOVÁ 1971). Vystupujú v niekoľkých polohách uprostred slabo slienitých glaukonitových vápencov, v podloží rohovcových slabo slienitých glaukonitových vápencov, v podloží rohovcových vápencov spodného albu.

Nástup prerušenia, a teda i pohybov, hlavne výzdvihových, ale zrejme i pohybov spätných so skracovaním kôry a s výraznou zmenou paleogeografických podmienok, je nerovnomerný. Veľkosť blokov a balvanov v brekciách, ich ostrohrannosť alebo mierna zaoblenosť poukazujú na to, že sa brekcie utvárali pod vplyvom tektonických pohybov, na podmorských zrázoch. Materiál zlepenecov a brekcií pochádza zrejme z hrebeňov. Na tektonické vyvlečenie, šmýkanie poukazujú stopy po deformácii slieňovcových blokov. Pohyb bol zrejme rýchly a prebiehal čiastočne pod hladinou mora. Plochy pevného podložia (hardgroundu) prekryté hemipelagickými hlbokomorskými slieňmi albu poukazujú na náhly kolaps plytkomorských, čiastočne vynorených litotópov urgónu v prostredí hlbokého mora (R. MARSCHALCO–J. KYSELA 1979). Pritom boli podložné vápence spevnené a kolonizované organizmami. Hlboké kôrové pohyby na rozhraní spodného a stredného albu potvrdzujú jednak ultrabázické horniny a jednak prítomnosť úlomkov ultrabázických hornín a ťažké minerály v albskom flyši (M. POLÁK 1969, D. HOVORKA 1965).

Manínska fáza sa však prejavila i v krížňanskom príkrove, hlavne v belianskej jednotke; slabšie prejavu pozorovať v zliechovskej jednotke, výraznejšie sú i v malomagurskej jednotke.

V belianskom čiastkovom príkrove treba počítať s prerušením sedimentácie vo valangine (M. MAHEL 1961a, K. BORZA 1980a). Krátkodobé výzdvihy doprevádzané vznikom dajok boli počas barému a aptu. Podľa K. Borzu medzi spodnoalbskými rohovcami a podložnými vápencami aptu je pri Valaskej Belej dokonca diskordancia. Podľa našich názorov v tomto prípade ide skôr o disharmóniu. V hlbokododnej

zliechovskej jednotke sa tektonický nepokoj v spodnej kriede prejavuje slabšou magmatickou činnosťou v niekoľkých stratigrafických horizontoch, vložkami turbiditov (v baréme) a parazlepencami na báze albu.

V malomagurskej jednotke nedostatok vrchnoneokómskych súvrství signalizuje dlhodobjšie prerušenie sedimentácie počas vrchného neokómu až najspodnejšieho albu. Nápadné je časté chýbanie vrchného neokómu (M. MAHEL 1961a).

VÝZNAM POZNATKOV Z CHOČSKÉHO A STRÁŽOVSKÉHO PRÍKROVU

I v chočskom príkrove Strážovských vrchov je celý rad znakov širšieho významu.

1. Rýchle laterálne i vertikálne zmeny vrstevnatosti, látkového zloženia, hľuznatosti, formy a rozloženia rohovcových konkrécií, priebehu a hrúbky silicitových medzivrstiev, medzivrstvičiek a vložiek ílovitých hornín, zmeny spoločenstva organizmov, intenzity a charakteru dolomitizácie – to všetko sú osobitosti reiflinských vápencov (M. KRIVÝ 1980), málokde tak výrazné ako v Strážovských vrchoch. Zrejme sú vlastnosťou tejto i ďalších bazénových litologických jednotiek austroalpínskeho triasu v chočskom príkrove i lunzských vrstiev.

2. Rozsahom i kompletnosťou mladšie členy chočského príkrovu (jura–spodná krieda) v Strážovských vrchoch nemajú obdobu v Západných Karpatoch. Nečudo, že sa v minulosti vyčleňovali ako osobitná jednotka Rohatejskaly (G. TOBORFY 1915, D. ANDRUSOV 1936). Výskyt hoterivu najmladšieho člena chočského príkrovu vo flyšovitom vývine slúži ako doklad včasnejšieho nástupu diastrofického obdobia v južných zónach Západných Karpát (M. MAHEL 1967).

Tieto členy, rétom počnúc, sú viazané v Strážovských vrchoch hlavne na čelnú časť chočského príkrovu, predovšetkým najspodnejšou čiernovážskou jednotkou. S približovaním k Alpám narastá podiel mladších členov na stavbe. Objavujú sa i u jednotiek analogických s bebravskou, a to u havranickej a jablonickej (M. MAHEL 1979a).

Najspodnejšie členy „melafýrovej“ sekvencie sú charakteristické pre tylovú časť chočského príkrovu. Zasahujú do Strážovských vrchov len svojím najsevernejším okrajom. Chočský príkrov v Strážovských vrchoch zrejme predstavuje severnú časť kmeňového príkrovu. Jeho južné časti sú rozložené v Tríbeči a pod neovulkanitmi Vtáčnika.

3. Strážovské vrchy sú vzácnym príkladom kompletnosti chočského príkrovu. Jeho polyfaciálny charakter s tromi základnými jednotkami – čiernováž-

skou, bielovážskou, bebravskou – pri laterálnom zastupovaní a prechodmi medzi nimi, je dokladom prvotnej členitosti triasového sedimentačného priestoru. Jednotlivé sekvencie síce najčastejšie vytvárajú samostatné štruktúrne elementy, čiastkové príkrovy, ktoré sa odčleňujú od základného kmeňového príkrovu. Najvýraznejšie sa osamostatňuje bebravská jednotka, ani u nej to však neplatí v celom rozsahu. Príčinou nepravidelnej členitosti sedimentačného priestoru je, že niektoré štruktúrne jednotky budujú dve laterálne sa zastupujúce sekvencie. Polyfáciálnosť a polyštruktúrnosť sa prekrývajú len čiastočne. Aj to je jeden z dôvodov, prečo sa v našej práci nepridržiavame terminológie navrhutej J. BYSTRICKÝM (1973) a D. ANDRUSOVOM et al. (1973), nepoužívame pre chočský príkrov ani pomenovanie hronikum, ani šturecký príkrov.

Termín hronikum pokladáme za nevhodný, ale i neadekvátny a zbytočný. Nové názvy treba dávať čiastkovým jednotkám, ktoré sa vďaka podrobnejším výskumom vyčleňujú. Ich paleta sa zrejme bude rozširovať. Taká je, pri dnešnom stave poznatkov, čiernovážska, bielovážska i bebravská jednotka. Sú jednotkami predovšetkým paleotektonickými, len čiastočne štruktúrno-faciálnymi. Spomínaní autori zvolili pri tvorení terminológie opačnú cestu. Klasický názov ponechali len pre časť pôvodného chočského príkrovu, pre našu bielovážsku jednotku. I taký postup sa v jazykotvornej praxi pripúšťa, je sotva však vhodný pre geológiu, kde je kategorizácia jednotiek zjavná. Chočský príkrov bol od začiatku vyčlenený ako štruktúrny element, vyšší než krížňanský a nižší než strážovský príkrov; pomenovanie stredný subtatranský príkrov bolo preň priliehavé. Zamieňať chočský príkrov v pôvodnom ponímaní za hronikum znamená meniť jeho rádivosť, jeho význam v Západných Karpatoch. Navyše, takými názvami ako hronikum zaraďujeme chočský príkrov na úroveň gemerika, veporika, jednotiek rádože vyšších, zahrňujúcich i príslušné kryštalikum. Lenže do tej kategórie navrhované hronikum, rovnako ako fatrikum, nepatrí. To, čo my zahrňujeme ku chočskému príkrovu, príp. iní ku hroniku, je s najväčšou pravdepodobnosťou jeden zo štruktúrnych elementov gemerika – najspodnejšie gemerikum. Navyše, samotný termín hronikum je nevhodne volený, zväzka k predstave o nadväznosti na hronskú skupinu, ako koreňovú zónu, alebo na hronskú oblasť, čo nezodpovedá skutočnosti. Nové termíny musia mať predsa svoju logiku. Ani termín šturecký príkrov, zavedený pre časť hronika, pre sekvenciu čiernovážsku, je neprijateľný, lebo šturecký príkrov je v svojej domovskej oblasti vo Veľkej Fatre analogický bebravskej jednotke, a nie čiernovážskej.

4. Chočský príkrov je považovaný za typický striž-

ný príkrov (D. ANDRUSOV 1968). Preukázanie ležatých vrás a digitácií hlavne v štruktúrnych elementoch budovaných bielovážskou jednotkou, ale i v elementoch budovaných jednotkou čiernovážskou a bebravskou, však ukazuje na značný rozsah týchto vrásových štruktúr, ale i digitácií. A to platí i v iných pohoriach (M. MAHEL 1979). Chočský príkrov Západných Karpát je zrejme kombináciou strižného príkrovu s vrásovým.

5. Vyčlenenie bebravskej jednotky umožňuje riešiť vzťahy medzi chočským a strážovským príkrovom, poukazuje na ich úzku paleotektonickú i štruktúrnu nadväznosť. Tak sa javí pochopiteľnejším i ich časté laterálne zastupovanie. Genetické vzťahy bebravskej jednotky a strážovského príkrovu sú podobné ako u vernárskej jednotky k severogemeridnému, besnickému príkrovu. A keďže vidíme úzku afinitu bebravskej jednotky k vernárskej (M. MAHEL 1979a), dávno považovanej za prechodnú medzi chočskou a gemerickou (R. KETTNER 1938, M. MAHEL 1957b), domnievame sa, že chočský príkrov pochádza zo severného okraja gemerického sedimentačného priestoru; je najsevernejšou jednotkou gemerika.

Pričlenenie bebravskej jednotky k chočskému príkrovu znamená i zmenu kritérií pri vyčleňovaní vyšších príkrovov. Značí, že svetlé wettersteinské vápence nemôžu byť jediným kritériom pre vyčlenenie príkrovov vyšších než je chočský.

Priestorové zastupovanie kostry chočského príkrovu príkrovom strážovským, či tektonická kompenzácia dvoch príkrovov, spolu s úzkou obsahovou previazanosťou cez bebravskú jednotku, svedčia nielen v prospech bezprostrednej nadväznosti ich sedimentačných priestorov, ale i v prospech spoločného presunu a utvárania štruktúr. Vzájomná väzba genetická i štruktúrna strážovského príkrovu s chočským je oveľa užšia než medzi chočským a nadložným krížňanským príkrovom, preto ich nemožno zaraďovať všetky tri do tej istej kategórie. Vzťah medzi chočským a strážovským príkrovom je do značnej miery analogický ako medzi zliechovským typom krížňanského príkrovu a jeho čiastkovými príkrovmi.

6. Preukázanie značného rozsahu bebravskej jednotky, nielen v Strážovských vrchoch, ale i v Považskej Inovci (M. MAHEL 1979a), pri dávnejšie známom rozsahu vyšších príkrovov v Malých Karpatoch s wettersteinskými vápencami, znamená, že podiel svetlých vápencov v strednom triase v subtatranských príkrovoch narastá s približovaním k Východným Alpám. Pritom odčlenenie bebravského typu s prevahou wettersteinských dolomitov od typu strážovského s mocnými wettersteinskými vápencami, ale i s účasťou bazénových členov (schreyeralmské), znamená význačný krok k paralelizácii západokarpatských a vý-

chodoalpských jednotiek: strážovská zodpovedá triestenskému, bebravskárohrskému typu, bielovážska lunzskému typu oberostalpinu Východných Álp (A. TOLLMANN 1976, M. MAHEL 1979a), čiernovážska jednotka s prevahou tmavších dolomitov a s vložkami pestrých keuperských bridlíc uprostred hlavného dolomitu je triasom analogická frankenfeldskému príkrovu. Lenže mladšie členy frankenfeldského príkrovu majú afinitu k príkrovu krížňanskému. Tento rozdiel treba mať na zreteli pri paralelizácii západokarpatských jednotiek s východoalpškými.

Strážovský príkrov

Strážovský príkrov má od Strážovských vrchov nielen meno, ale v nich je i jeho podstatná časť. Pochopiteľne, poznatky z tohoto pohoria o strážovskom príkrove majú celokarpatský význam. K tým najzávažnejším treba priradiť prítomnosť schreyeralmských a reiflinských vápencov (M. KRIVÝ 1980), čím sa príbuzenstvo s besnickým príkrovom zvýrazňuje.

Nerovnomernosť hrúbky i stratigrafického rozpätia týchto bazénových členov v strážovskom príkrove, ale miestami (napr. v priestore Baske) i ich chýbanie, je príspevkom v prospech názoru o členitosti sedimentačného priestoru južnejších zón západokarpatskej geosynklinály počas triasu (počnúc hlavne anisom), nerovnomernej v priestore a premenlivej v čase, v prospech názoru o mobilnom nerovnomernej členitom šelfe typu paraliogeosynklinály (M. MAHEL 1979a, f).

Strážovské vrchy sú zrejme i pre chočský príkrov hlavne vďaka jeho polyfaciálnosti, polyštruktúrnosti a kompletnosti, ale i vzťahu ku strážovskému príkrovu, modelovým územím.

ŠIRŠÍ VÝZNAM NESKOROALPÍNSKEJ TEKTONIKY

Poznatky o značnom rozsahu neskoroalpínskej tektoniky v stavbe Strážovských vrchov majú celokarpatský význam, a to vo viacerých smeroch.

1. Neskoroalpínske vrásové štruktúry pomerne hojné nielen v pribradlovej zóbe, ale i v južnej (juho-východnej) časti Strážovských vrchov, poukazujú na prítomnosť takýchto štruktúr aj v iných jadrových pohoriach. Analogické štruktúry sú známe zo Slovenského krasu i zo severogemeridnej synklinály zo Stratených vrchov (M. MAHEL 1957a). V oboch týchto pohoriach majú antiklinály a synklinály priebežný charakter a sú navzájom oddelené prešmykmi, hlavne juhovergentnými, pri severnom okraji syn-

klinórii severovergentnými. Zvrásnenie presunových plôch príkrovov a ich porušenie smernými prešmykmi a následnými poklesmi je zjavné i v hronskom synklinóriu. Neskoroalpínska tektonika je známa z Malých Karpát, kde sú zvlášť výrazné viaceré juhovergentné prešmyky, ale zrejme zohrala dôležitú úlohu i v ostatných jadrových pohoriach, hlavne vo Veľkej Fatre. Vo väčšine jadrových pohorí však jej výraznejšie prejavy maskujú zdvihy rozsiahlejších kryštalických jadier. Slabé zvrásnenie centrálnokarpatského paleogénu a naložený charakter paleogénnych kotlín na pozdoalpínske vrásové štruktúry, hlavne na synklinály, poukazuje na predvrchnolutétsky vek hlavných kompresných procesov, tvorcov vrásovej tektoniky. V Slovenskom krase i v Stratenkej hornatine sú preukázateľné prešmyky cez vrchnú kriedu.

Neskoroalpínske štruktúry sú najvhodnejšie v zónach poklesových, častejšie prekrytých naloženými paleogénnymi, príp. neogénnymi kotlinami. Zriedkavejšie, zväčša oderodované sú v oblastiach vyzdvihnutých kryh podložia, v oblastiach s rozsiahlejšími kryštalickými jadrami.

Priebeh osi neskoroalpínskych vrásových štruktúr je len zhruba súdežný, prípadne obyčajne s menším (10–30°) odklonom od osi paleoalpínskych štruktúr.

2. Paleogénne kotliny nie sú všade naložené na neskoroalpínskych synformách.

Významný je poznatok zo Strážovských vrchov o rozložení úzkych antiklinál pri okrajoch, prípadne blízko okrajov kotlín. Častý transgresívny charakter paleogénu na tieto antiklinály je svedectvom ich vzniku pred vrchnolutétskou transgresiou. Tieto skutočnosti i zjavne iný paleotektonický plán paleogénu než vrchnej kriedy bližšie určujú vekové zaradenie vrásenia. Je zrejme späté s laramskou, čiastočne i ilýrskou fázou. V pribradlovej oblasti, kde je i lutét intenzívnejšie tektonicky postihnutý, vrásnenie zrejme pretrvávalo i počas fázy pyrenejskej. Jeho odrazom vo vnútornejších zónach boli vertikálne pohyby, ktoré usmerňovali formovanie vnútrokarpatských paleogénnych včasných depresíí. Viaceré staršie prešmyky nadobudli neskôr poklesový charakter.

3. Nielen pozdoalpínske vrásy, ale i sprievodné smerné prešmyky hrajú oveľa významnejšiu úlohu v stavbe než sa doteraz predpokladá. Na ne nadväzujú mladšie smerné poklesy s častým uplatnením protichodného smeru vertikálneho pohybu susedných kryh. Typickým príkladom je Rajecká kotlina s najväčším poklesom pri zdvihu antiklinálnej hraste Kozla. Význačnejšie zlomy, staršieho a hlbšieho založenia v rôznych úsekoch, prejavujú inú stránku svojej činnosti, po dĺžke menia svoj štruktúrny charakter. Pekným príkladom je muránska línia, neskoroalpínsky prešmyk, ale i mladší pokles.

4. Celokarpatský význam má zistenie smerných porúch pri vonkajšom okraji kryštalických jadier. Prebiehajú častejšie uprostred obalových jednotiek. Zdvihy severného okraja kryštalického jadra pozdĺž týchto zlomov boli síce menšie než na okrajových zlomoch na južnej strane jadier, zato však zohrali výraznú úlohu pri zostrnení sklonov obalových jednotiek i pri formovaní morfoštruktúrneho plánu, ale i pri zložitosti stavby obalových jednotiek. Chýbanie viacerých členov v obalových sekvenciách, spravidla vysvetľované ako dôsledok tektonickej redukcie, má svoje príčiny často v prekrytí týchto členov prešmykmi. Z toho aspektu bude treba prehodnotiť stavbu obalových jednotiek s osobitným zreteľom na rozloženie vápencovodolomitových komplexov triasu. U týchto sú totiž azda najnápadnejšie rozdiely medzi pomerne veľkou hrúbkou v niektorých úsekoch a úplným chýbaním ich výstupov k povrchu v iných úsekoch. Tektonická analýza v Strážovských vrchoch, ale i poznatky z Malých Karpát i strednej časti Považského Inovca, nás presvedčujú, že tektonická redukcia členov obalových jednotiek je podstatne menšia než sa predpokladalo.

Zdvihy, ktoré postihujú i severné okraje kryštalických jadier sa prejavujú:

- v zostrnení sklonov obalových jednotiek a vytvorení protisklonov mezozoických členov,
- v tektonických deformáciách obalového mezozoika,
- v tektonickej redukcii niektorých jeho členov, hlavne však prešmykmi kryštalického jadra spodnejších členov obalového mezozoika cez vyššieho členy mezozoika.

V niektorých jadrových pohoriach je značná časť obalovej jednotky prekrytá prešmykmi kryštalického jadra vrátane spodnejších členov mezozoického obalu.

5. Hojnosť priečných zlomov je tiež charakteristická prakticky pre celé centrálné a vnútorné Karpaty. Popri zlomoch viac-menej kolmých na priebeh štruktúr sú častejšie zlomy diagonálne. Tieto dva systémy na seba nadväzujú a navzájom sa priestorove často zastupujú. Azda to súvisí s formovaním karpatského oblúka.

Viaceré priečne zlomy, tak diagonálneho ako i ortogonálneho systému, sa uplatňujú už pri účinkoch kompresných pohybov (pri vytváraní posunov, priečných prešmykov, priečných brachyštruktúr) – teda pri dotváraní neskoroalpínskeho štruktúrneho plánu. Také zlomy sú zrejme hlbšieho založenia.

Rovnako ako v Strážovských vrchoch sú morfológicky zvlášť zvýraznené zlomy smeru S–J. Uplatnili sa v najmladších vývinových štádiách. Vykazujú však i prejavy staršej kompresnej tektoniky, ich založenie

je teda staršie. Sú príkladom dlhšie pretrvávajúcich zlomov s výraznejšími zmenami zmyslu a funkcie v priebehu času. Práve tomuto typu patria zlomy tak výrazné v karpatskej sústave, ako je zlomový systém revúcky, štítnický a hornádsky.

Poznatky zo Strážovských vrchov ukazujú, že i význačnejšie z priečných zlomov kolmých na smer vrásových štruktúr prejavujú znaky kompresie; sú staršie, vytvorené pri doznievaní neskoroalpínskeho vrásnenia. Spravidla sú zviazané s výrazným zdvihom. To, i porušenie systémom plytších mladších paralelných zlomov, vytvára základ pre kaskádovitý štýl stavby.

6. Osobitnú skupinu priečných zlomov predstavujú také, ktoré sa síce významom uplatňujú na formovaní štruktúrneho i morfoštruktúrneho plánu, ale s výraznými odlišnosťami v susedných blokoch. Sú to zlomy starého založenia zväzujúce karpatský systém s predpólím jastrabský zlom. Značné odlišnosti stavby, ale i smerovej orientácie štruktúrnych prvkov v kryhách oddelených jastrabským zlomom (v Strážovských vrchoch a v Považskom Inovci), sú svedectvom samostatnosti pohybu susedných blokov pri formovaní karpatského oblúka (M. MAHEL 1974).

7. Nápadné je, že okrajové poklesy – hlavné predstaviteľé morfoštruktúrneho plánu – sú často smerovo zhodné s priebehom paleo-, resp. mezoalpínskych štruktúr. Poukazuje to na staršiu genetickú nadväznosť hlavných štruktúrnotvorných i morfoštruktúrnotvorných prvkov, a tým nepriamo i na staršie založenie základných elementov karpatského oblúka.

STRAŽOVSKÉ VRCHY, VÝCHODISKO PRE NOVÚ KONCEPCIU STAVBY ZÁPADNÝCH KARPÁT

Mnohé poznatky zo stavby jednotlivých jednotiek Strážovských vrchov majú širší celokarpatský význam. Viaceré nastoľujú nové problémy, ale ukazujú i cestu k ich riešeniu. Tri skupiny poznatkov však možno považovať za východiskové pre novú koncepciu vývoja a stavby Západných Karpát:

- Priehľbeninový charakter podstatnej (severnej) časti tatrika ako vnútorného okraja oceánskeho trógu vahika, čo je zásadná zmena pohľadu i na vzťah vonkajších a vnútorných Karpát.

- Rozloženie sedimentačnej oblasti manínskej jednotky v severnom okraji sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu na pritrickom svahu; južnejšia genetická i štruktúrna zomknutosť manínskeho príkrovu s krížňanským príkrovom.

- Viacetapovitost presunu centrálnokarpatských príkrovov so značným významom laramského presunu.

Rozdiely medzi koncepciou D. ANDRUSOVA a našou koncepciou sa výrazne prejavujú z porovnania

– mapiek faciálnych oblastí Západných Karpát v mezozoiku,

– schém predpaleogénnych tektonických jednotiek (M. MAHEL 1984).

Základný rozdiel v porovnávaných paleogeografických schémach sa týka v prvom rade tatrika a manínskeho príkrovu. V interpretácii D. Andrusova, a to i tej najnovšej (D. ANDRUSOV–J. BYSTRICKÝ–O. FUSÁN 1973) tatrídna faciálna oblasť predstavuje geantiklinálne prahové pásmo. Uprostred nej hlbokovodnejšia faciálna oblasť zaberá len brázdu lokálneho rozsahu, šiprúnsku. Manínska faciálna oblasť, rovnako lokálneho rozsahu, vytvára miestami severný okraj tatrídneho prahu úzko zviazaného s exotickým prahom, ktorý ju oddeľuje od pieninských faciálnych oblastí.

Vysokú faciálnu oblasť napája D. ANDRUSOV (1968) síce na križňanskú faciálnu zónu – trógom, s jeho severozápadným okrajom. Jednotku Veľkého boku poníma ako súčasť veporického prahu. Zonárny charakter pripisuje chočskej faciálnej oblasti, ktorú člení na dve zóny, štúreckú a chočskú.

V našom ponímaní len južná časť tatrika má charakter prahu. Podstatnú časť zaberá fatranská priehlbenná, ktorá cez prechodnú zónu perivahika, známu z Malých Karpát, sa napája k severu na rozsiahly oceánsky tróg vahika.

V križňanskej faciálnej oblasti rozsiahly zliechovský tróg je doprevádzaný zo severu svahom prítatickým. Manínska faciálna oblasť je súčasťou jeho južného svahu, rovnako ako sedimentačná oblasť vysokkej, beckovskej, belianskej, Ďurčinskej i jednotky Havrana a humenskej jednotky. Južný okraj križňanskej faciálnej oblasti, prístružnícky prah, reprezentuje jednotka Veľkého boku, ale i hrabkovská na Branisku i prikoreňové časti križňanského príkrovu v sklenoteplickom ostrove a pri severovýchodnom okraji Tríbeča. Domovskou oblasťou križňanského príkrovu v celom jeho rozsahu boli teda severné zóny veporika, odlišné typom kôry od oblasti južného veporika s obalovým mezozoikom struženíckej jednotky. Faciálnu oblasť chočského a strážovského príkrovu ponímame nie ako priebežné zóny, ale ako členitý typ geosynklinály, paraliogeosynklinálu s nepravidelným rozložením bazénových facií triasu.

Pri schéme predpaleogénnych tektonických jednotiek Západných Karpát základný rozdiel medzi poňatím D. Andrusova a našim je predovšetkým v postavení manínskej jednotky, v členení tatrika, ale i križňanského a chočského príkrovu, i v poňatí rozsahu jednotiek laramidných.

Podľa D. Andrusova manínsky príkrov vyvrásnený

a presunutý na príkrovy pieninika sa zakoreňuje pod tatrikum; v našom poňatí manínsky príkrov je presunutý cez tatrikum v čelnej časti rozsiahleho križňanského príkrovu.

Schéma tatrika s jednotkou vysokotatranskou, ľubochnianskou, Ďumbierskou, ktoré sú oddelené od seba prešmykmi a v bazálnej časti presunutého cez manínsku jednotku, je príliš poplatná tradicionalizmu (D. ANDRUSOV 1968).

Usudzujeme, že tatrikum vytvára celý rad šupinovitých príkrovov. Najvonkajšie z nich sú príkrovy z perivahickej zóny, vystupujúce na povrch v Malých Karpatoch.

Križňanský príkrov, rovnako ako chočský, ponímame ako kmeňové príkrovy, polyštruktúrne a polyfaciálne jednotky s radom lokálnych čiastkových príkrovov. Spätosť chočského príkrovu so strážovským je tak úzka, že ich pôvod z jednej zóny – hornádskej – je zrejmý.

Najväčšie rozdiely medzi oboma porovnávanými schémami sa týkajú stykovej zóny medzi vonkajšími a vnútornými Karpátmi. Preradením manínskeho príkrovu medzi centrálnokarpatské a vyčlenením vahika považujeme pienínske jednotky iba za sprievodné elementy vahika, ktorého podstatná časť je čiastočne subdukovaná, čiastočne podsunutá pod tatrikum, ním prekrytá. Klapský príkrov i mladší pribradlový paleogén, základné členy pribradlovej zóny s prevahou heterogénneho flyšu vzniknuvšieho odrazom mobility, ponímame ako dôsledok subdukcie vahika. S podsunom vahika pod tatrikum spájame i vznik bazénov centrálnokarpatského flyšu tylových prehybov.

Exotický materiál spájaný s pieninskou kordilérou, resp. ultrapieninským chrbtom, je zrejme zväčša prejavom subdukčnej melanže vzniklej pri uzatváraní oceánskeho trógu. Taký pôvod má podstatná časť valúnového materiálu kriedových zlepcov, hlavne vrchno-jursko-spodnokriedových vulkanitov, vrátane ultrabázik a hojnosti chromitov i prítomnosť glaukofanických hornín. Čiastočne môžu pochádzať i z ostrovných častí lokálnych kordilér, vytváraných pri prestavbe paleotektonického plánu hlavne pri nástupe flyšovej sedimentácie.

Manínsky príkrov, ale i čelná časť príkrovu križňanského v Strážovských vrchoch, je príkladom centrálnokarpatských príkrovov dosúvaných laramskými pohybmi. Názor na ostrú hranicu oblasti s paleoalpínskymi (podľa D. ANDRUSOVA mediteránnymi) a laramidnými príkrovmi sa ukazuje ako prekonaný. I podsun vahika pod tatrikum, usudzujúc z odrazových efektov (centrálnokarpatský flyš), je zrejme viacstadiálny, čiastočne už strednodriedový, paleoalpínsky, ale i laramský a až pyrenejský.

Naša schéma tektonických jednotiek vystupujúcich

v Strážovských vrchoch je i ukážkou troch typov skrátenia kôry s odlišnou kinematikou a zrejme i dynamikou procesov:

Severná zóna pri okraji centrálnych Karpát je subdukciou ťažkej kôry vahika so začiatkom v albe. Prejavuje sa exotikami, vznikom viacštádiálnych, prevažne heterogénnych flyšov, vznikom tektonických melanží a napokon vznikom tylových prehybov centrálnokarpatského paleogénneho flyšu. Slabé alpínske prepracovanie tatrického kryštalinika je ukážkou slabej termality procesov, bez sprievodného vzniku granitov.

Druhou zónou skrátenia je severné veporikum, domovská oblasť pripovrchového vrásového príkrovu krížňanského a doprevedného manínskeho. Intenzívne vnútorné prepracovanie s presunmi kryštalinika, alpínska diaforéza a prieniky mladých granitov po-

ukazujú na uplatnenie rozsiahlych horizontálnych pohybov (zrejme pripovrchových), ale v hlbších horizontoch i procesov vysokotlakových a vysokotermálnych.

Tretí typ skrátenia predstavuje hornádska zóna s výraznými pripovrchovými príkrovmi – chočským, strážovským, besnickým, atď. Pritom zrejme došlo k rozsiahlemu pohlteniu hlavne podložia sedimentačnej oblasti chočského príkrovu – hornádskej zóny pri uplatnení rozsiahlej granitizácie s termálnymi metamorfnyými prejavmi hlavne pri najjužnejšej časti veporika.

Uvedené vývody slúžia ako východiská pre novú paleogeografickú schému, ale v mnohom i pre nové štruktúrne členenie Západných Karpát i ako podklad pre úpravu názorov na ich paleotektonický vývoj (M. MAHEL 1984).

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D. 1929: Urgon vážského údolí. Věst. Stát. geol. Úst. 5, Praha, 137–147.
- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatrské příkrovy Západních Karpat. Carpathica I, Praha, 3–33.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geológia Slovenska. Slovensko a Podkarpatská Rus. Sbor. pro Výz. Slov. a Podkarp. Rusi, Praha.
- ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech III. Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst., 9, Praha, 1–135.
- ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV, V. Práce Stát. geol. Úst. 13, Bratislava, 1–176.
- ANDRUSOV, D. 1953: Nové paleontologické nálezy v karpatskom paleogéne. Geol. Zbor. SAV 4, 1–2, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1–188.
- ANDRUSOV, D.–KUTHAN, M. 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2). ráce Stát. geol. Úst., Bratislava, 1–196.
- ANDRUSOV, D.–KÖHLER, E. 1963: Nummulites, facies et développement pré-tectonique des Karpates occidentales centrales au paléogène. Geol. Zbor. 14, 1, Bratislava, 175–192.
- ANDRUSOV, D.–KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ, V. 1971: Transgression de Crétacé moyen dans l'unité de Manin (zone Klippes, vallée de Váh, Slovaquie). Geol. Zbor. SAV 22, 1, Bratislava, 149–157.
- ANDRUSOV, D.–BYSTRICKÝ, J.–FUSÁN, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion X. Congr. Carp.–Balk. Geol. Ass. Bratislava, 5–45.
- BEGAN, A.–BORZA, K.–SALAJ, J.–SAMUEL, O. 1965: On the age of Upohlava conglomerates. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123–138.
- BEGAN, A.–SALAJ, J. 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, 161–174.
- BORZA, K. 1979: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. Zborník prednášok z konferencie konanej v Smoleniciach v dňoch 14.–16. 11. 1979, Bratislava, 241–264.
- BORZA, K. 1980a: 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. 1980b: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu. Mikrofacie a mikrofosilie 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 krížňanskeho príkrova v Strážovských vrchoch. Geofond, Bratislava, 1–180.
- BORZA, K.–GAŠPARIKOVÁ, V.–MICHALÍK, J.–VAŠÍČEK, Z. 1980: Upper Jurassic – Lower Cretaceous sequence of the Krížna nappe (Fatric) in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 4, Bratislava, 541–562.
- BRESTENSKÁ, E. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRODŇAN, M. 1970: Geologická stavba nováčkeho uhoľného ložiska. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35–58.
- BUDAY, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR II. Praha.
- BYSTRICKÝ, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 80–85.
- BYSTRICKÝ, J. 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Congr. Carp.–Balkan geol. Association, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–137.
- BYSTRICKÝ, J. 1982: Attribution to the Strážovská hornatina Mts. Triassic reef complex Stratigraphy on the Basis of Dasycladaceae (The West Carpathians Mts., Slovakia). Geol. Zbor. Geologica carpath., 33, 1, Bratislava, 79–88.
- CIZANCOURT, M. 1948: Nummulitidae a Orbitoidae eocénu od Bojnických kúpeľov na Slovensku. Práce Stát. geol. Úst. 17, Bratislava, 39–58.
- ČECHOVIČ, V. 1950: Geologické pomery Handlovskej a Nováčkej uhoľnej panvy. Geol. Zbor. 2, 3, 4, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V.–ULRICH, F. 1937: Výskyt melafýrových hornín v povodí Horní Nitry. Zbor. Stát. geol. ban. Múzea D. Štúra, Banská Bystrica.
- ČINČUROVÁ, E. 1974: Nové nálezy belemnitov z vrchného liasu manínskej jednotky pri Tuženičiach. Slov. nár. Múzeum, 20, Bratislava, 25–34.
- ČINČUROVÁ, E. 1975: Nové nálezy belemnitov v liase Západných Karpát. Slov. nár. Múzeum, 21, Bratislava, 43–52.
- ČORNÁ, O.–KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geologica carpath. 27, 1, Bratislava, 117–132.
- DEMIAN, M. 1972: Štruktúrne pomery severovýchodných svahov Malej Magury. Geofond, Bratislava.
- ĐUROVIČ, V. 1973: Petrografia keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 127–142.
- ERISTAVI, M. S. 1961: Nekotoryje nižnemelovyje golovonogije Centralnych Karpat. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81–108.
- FEJDOVÁ, O. 1980: Nové poznatky o spodnotriasovom klasicckom súvrství v centrálnych Západných Karpatoch. Manuskript, archív Geol. Úst. SAV, Bratislava.
- FÖTERLE, F. 1894: Geol. Aufnahmskarte d. Trentsch. Com. zwischen Teplitz, Zliechov, Pružina u. Waak-Bystritz. VGRA, JGRA 15, Wien, 14, 224–226.
- FRANKO, O.–GAZDA, S. 1970: Genéza bojnických teriem vo svetle nových hydrogeologických a hydrogeochemických poznatkov. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlin stredného Slovenska. Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 259–289.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1976: Stratigrafia kriedy v Strážovskej hornatine

- na základe vápňitého manoplanktónu a foraminifer. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1978: Výskum vápňitého nanoplanktónu Strážovskej hornatiny. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1980a: Doplnenie mikrofauny z pestrých slieňov vo vrte SBM-1 Soblahov. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205-206.
- GAŠPARIKOVÁ, V. 1980b: Mikrobiostratigrafické štúdium kriedy manínskej série na základe vápňitého nanoplanktónu. Čiastk. záver. správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAZDZICKI, A. – MICHALÍK, J. 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. Acta polonica, 30, 1, 61–76.
- GROSS, P. – FRANKO, O. – SAMUEL, O. 1970: Geológia centrálno-karpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19–34.
- HANÁČEK, J. 1974: Litologicko-stratigrafické a tektonické poznatky z triasových karbonátových komplexov v sv. časti Strážovskej hornatiny na liste Pružina a Fačkov. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HANÁČEK, J. 1976: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. Záp. Karpaty, sér. geológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125–149.
- HYNIE, O. – KODYM, O. 1926: Geologické pomery okolní lázní Trenčianskych Teplíc na Slovensku. SSGÚ, 6, Praha.
- IVANOV, M. 1957: Genéza a vzťah granitoidných intrúzií k superkrustálnym sériám kryštalinika Suchého a Malej Magury. Geol. Práce, Zoš. 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87–115.
- JABLONSKÝ, J. 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175–187.
- JABLONSKÝ, J. 1980a: Zosuvné telesá v sedimentoch vyššej časti spodnej kriedy krížňanského príkrovu na severnom Slovensku. Záver. správa, archív PFUK, Bratislava.
- JABLONSKÝ, J. 1980b: Správa o výskume albu zliechovskej skupiny Strážovských vrchov. Záver. správa II-4-5/6, archív PFUK, Bratislava.
- JABLONSKÝ, E. – ROHÁČOVÁ, K. 1977: Ďalšie výskytý článkovaných vápňitých hubiek v triase Západných Karpát. Mineralia Slovaca 9, 6, Bratislava, 501–502.
- KAHAN, Š. 1976: Štruktúrna charakteristika kryštalinika masívu Suchého a Malej Magury. Archív PFUK, Bratislava, 1–6.
- 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. 1980: Strukturelle und metamorphe Charakteristik des Gebirges Strážovské vrchy (Suchý und Malá Magura). Geol. Zbor. Geologica carpath. 31, 4, Bratislava, 577–602.
- 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 rokoch 1974–1976. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–130.
- KAHAN, Š. – PUTIŠ, M. 1980: Liešťanská dolina (Suchý–Strážovské vrchy) I. Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie SGS, Bratislava, 85–87.
- KANTOR, J. 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorphite des Westkarpatischen Kristallin. Geol. Práce, Zoš. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 313–318.
- KANTOROVÁ, V. 1956: Mikrobiostratigrafický výskum vnútrokarpatského paleogénu na listoch Trenčín, Spišská Nová Ves a východoslovenského flyšu na liste Stakčín. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KETTNER, R. 1931a: Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Guide des excursions dan les Carpathes occidentales. Knihovna Stát. geol. Úst. CSR, 13A, Praha.
- KETTNER, R. 1931b: Poludnica. Geologická črta z Nízkyh Tatier. Věda přírodní, 12, Praha.
- KLINEC, A. 1958: Kryštalinikum severovýchodnej časti Malej Magury. Geol. Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 93–101.
- KNETT, J. 1902: Die geologisch-balneotechnischen Verhältnisse von Trencsin–Teplitz. Jh. Naturw. Ver. Trencsin 23–24, Trenčín.
- KÖHLER, E. 1980: Stratigrafia kriedových sedimentov na základe orbitolinidných foraminifer. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1961: Niekoľko paleontologických lokalít spodného liasu z oblasti Čierneho vrchu v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 22, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 99–126.
- KOCHANOVÁ, M. 1967: K problému hranice réť–hetang v Západných Karpatoch. Zbor. geol. Vied – Západné Karpaty, 7, Bratislava, 7–102.
- KOCHANOVÁ, M. 1971: Biostratigrafický význam mlžov a brachiopodov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropodov v Slovenskom kráse a niektorých pohoriach centrálnych Západných Karpát. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. – PEVNÝ, J. 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny (bivalvia, gastropoda a brachiopoda) východnej časti Strážovskej hornatiny. Čiast. záv. správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOCHANOVÁ, M. – PEVNÝ, J. 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny bivalvií, brachiopodov a gastropodov mezozoika z v. a j. časti Strážovskej hornatiny. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOZUR, H. – MOCK, R. 1974: Holothurien – Sklerite aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. Zbor. Geologica carpath. 26, Bratislava, 113–143.
- KRIVÝ, M. 1969: Litologicko-petrografický výskum karbonátových hornín triasu západnej časti Strážovskej hornatiny. Kand. diz. práca, PFUK, Bratislava, 1–149.
- KRIVÝ, M. 1971: Litologicko-petrografický výskum karbonátov triasu v Strážovskej hornatine. Archív PFUK, Bratislava, 1–169.
- KRIVÝ, M. 1975: Litofaciálna a petrografická analýza karbonátového komplexu strážovskej jednotky v Strážovskej hornatine. Archív PFUK, Bratislava.
- KRIVÝ, M. 1980: Litofaciálna analýza a petrografický výskum karbonátových hornín triasu vyšších jednotiek Strážovskej hornatiny. Záver. správa, Archív PFUK, Bratislava.
- KRIVÝ, M. 1981: Lithofacielle Analyse der Strážov–Decke (Gebirge Strážovská vrchovina). Geol. Zbor. – Geologia carpath. 32, 4, Bratislava, 475–488.
- KULCSÁR, K. 1915: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Csavajó, Villabanya, Csicsmany und Zsold. Tber. Ung. Reichsanst., Budapest, 124–148.
- KULCSÁR, K. 1917: Geologische Beobachtungen in der nordwestlichen Karpaten. Jah. Ung. geol. Reichsanst., Budapest., 185–214.
- KULCSÁR, K. 1934: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Tothalom, Illava, Vizsolaj und Egházasnádas. JUGA f. 1917–1924, Budapest.
- KULLMANOVÁ, A. 1957: Sedimentárno-petrografický výskum z okolia Bel. Slatin a Slopnej. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov v manínskej jednotke. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1975: Litologicko-petrografická charakteristika vrstiev. In: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny – vrt SBM-1 Soblahov. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- KULLMANOVÁ, A. 1976: Litologicko-mikrofaciálne štúdium jury a spodnej kriedy belianskej série a prechodných vývinov v Strážovskej hornatine. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1976: Sedimentárno-petrografický a stratigrafický výskum mezozoika Západných Karpát – belianska séria. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KULLMANOVÁ, A. 1978: Výskytu pestrých slieňov vrchnej kriedy vo vrte SBM-1 Soblahov. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 157–160.
- LUKNIŠ, M. 1968: Vývoj a členenie povrchu povodia Hornej Nitry. In: Horná Nitra. Vlastivedný Zbor. 4, Stredoslov. Vydav., 249–281.
- MAHEL, M. 1946a: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce Štát. geol. Úst. 14, Bratislava, 1–116.
- MAHEL, M. 1946b: Správa o geologickom mapovaní v Strážovskej hornatine. Práce Štát. geol. Úst., Zoš. 16, Bratislava, 50–54.
- MAHEL, M. 1948a: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce Štát. geol. Úst., 17, Bratislava, 187–240.
- MAHEL, M. 1948b: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce Štát. geol. Úst., 18, Bratislava, 1–78.
- MAHEL, M. 1950a: Obalová séria Inovca. Geol. Zbor. SAV, 1, 1, Bratislava, 47–58.
- MAHEL, M. 1950b: Tektonika subtatranských príkrovov v strednej časti Strážovskej hornatiny. Geol. Zbor. SAV, 1, 2–4, Bratislava, 251–252.
- MAHEL, M. 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce Štát. geol. Úst., 27, Bratislava.
- MAHEL, M. 1953: K stratigrafii trefohôr Bánovskej tabule. Geol. Zbor. 3, 3–4, Bratislava, 53–69.
- MAHEL, M. 1957a: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zoš. 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–200.
- MAHEL, M. 1957b: Jadro pohoria, špecifický znak Západných Karpát. Geol. Zbor. SAV 8, Bratislava.
- MAHEL, M. 1958b: Vápence v albe západokarpatskej série v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 14, Bratislava, 13–16.
- MAHEL, M. 1959a: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–52.
- MAHEL, M. 1959b: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývoj mezozoika centrálnych Západných Karpát. Geol. Práce, Zoš., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1960a: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–28.
- MAHEL, M. 1960b: Neue Gliederung und erdgeschichtliche Entwicklung des zentral-karpatischen Mesozoikums. Ann. Inst. Géol. hongr., 49, 1, Budapest.
- MAHEL, M. 1961a: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29–70.
- MAHEL, M. 1961b: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 11–50.
- MAHEL, M. 1962a: Niekoľko nových poznatkov z chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Správy 25–26, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 137–142.
- MAHEL, M. 1962b: Stratigrafický prínos vo výskume vrchnej jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. Geol. Práce, Správy 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 187–204.
- MAHEL, M. 1963a: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overthrusts in Central Carpathian Mesozoic. Geol. Práce, Správy 28, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39–58.
- MAHEL, M. 1963b: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale, Beziehung einiger ihrer Einheiten zur solchen der Ostalpen. Jb. geol. Bundesanst. 106, Wien.
- MAHEL, M. 1964: Die Gliederung des zentral-karpatischen Mesozoikums und seine Beziehung zu den Ostalpinen Einheiten. Věstník ÚÚG 39, 5, Praha, 353–361.
- MAHEL, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–30.
- MAHEL, M. 1970: Geológia západnej časti Strážovskej hornatiny. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1975a: The West Carpathians in the Alpine system. In: Tectonic problems of the Alpine system. Veda, Bratislava, 11–22.
- MAHEL, M. 1975b: Vysvetlivky mapy 1:25 000 listy Kšinná, Nitrianske Rudno (sčasti i Nitrianske Sučany) – južná časť Strážovskej hornatiny. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. 1975c: Position of the Gemeric. Mineralia slovaca, 7, 3, Bratislava.
- MAHEL, M. 1978a: Manínska jednotka, čiastkový príkrov skupiny krížňanského príkrovu. Mineralia slovaca, 10, 4, Bratislava, 289–309.
- MAHEL, M. 1978b: Niektoré otázky paleogeografie Západných Karpát vo svetle novej globálnej tektoniky. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 23–31.
- MAHEL, M. 1978c: Manín tectonic unit: relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath. 29, 2, Bratislava, 197–213.
- MAHEL, M. 1979a: Choč and Strážov nappes, new division and structure. Geol. Zbor. Geologica carpath. 30, 1, Bratislava, 19–43.
- MAHEL, M. 1979b: Kriticky o názvoch štúrecký príkrov, hronikum, fatrikum a skýcovský hlbinný zlom. Mineralia slovaca 11, 2, Bratislava, 173–178.
- MAHEL, M. 1979c: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Západné Karpaty, sér. Geológia 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–173.
- MAHEL, M. 1979d: Styk vnútorných Karpát a bradlového pásma – pribradlová zóna. Zborník prednášok z konf. konanej v Smoleniciach v dňoch 14.–16. 11. 1979: Vážnejšie problémy geologického vývoja stavby Československa; Kľúčové územia a metódy riešenia, 3, Bratislava, 109–122.
- MAHEL, M. 1979e: Nové tektonické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: Tektonické profily Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105–128.
- MAHEL, M. 1979f: Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages. In: International geodynamics projekt. Final report of Czechosl. Veda, Bratislava, 179–186.
- MAHEL, M. 1979g: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. Mineralia slovaca 11, 3, Bratislava, 263–277.
- MAHEL, M. 1979h: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Mineralia slovaca 11, 1, Bratislava, 1–20.
- MAHEL, M. 1980a: Strážovské vrchy – všeobecná charakteristika stavby. Materiály XXIII. Celoštát. geol. konferencie Slov. geol. Spol., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47–66.
- MAHEL, M. 1980b: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. Mineralia slovaca, 12, 3, Bratislava, 193–207.
- MAHEL, M. 1981a: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. Mineralia slovaca 13, Bratislava, 289–306.
- MAHEL, M. 1981b: Inheritance – basis of cruste-dissection and particularities of structure of individual segments of the alpides.
- MAHEL, M. 1981c: Magmatity, ukazovateľ typu kôry v paleozoiku Západných Karpát. In: Paleovulkanizmus Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19–26.
- MAHEL, M. 1981d: Island character of Klippen Belt-vahicum, continuation of southern Penninikum in West Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. 32, 3, Bratislava, 293–305.
- MAHEL, M. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–89.
- MAHEL, M. – KUTHAN, M. 1947: Podrobná geologická mapa ČSR:

- Slovensko – list Zliechov 4461/1. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. – KULLMANOVÁ, A. 1961: Doplnky k manínskej sérii. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71–80.
- MAHEL, M. – RAKÚS, M. 1961: Styk mezozoika so subtatrikom. Zjazdový sprievodca; XII. zjazd Spol. pre mineral. a geol., sekcia B – mezozoikum, Bratislava, 78–83.
- MAHEL, M. et al. 1964: Geologická mapa ČSSR, mapa predštvrtohorných útvarov 1:200 000, list Žilina, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionálna geologie ČSSR, II. Západní Karpaty 1, Vydav. Ústr. Úst. geol. Praha, 1–486.
- MAHEL, M. – KULLMANOVÁ, A. 1974: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny. Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALCO, 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.
- MARSCHALCO, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of central West Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath. 19, 1, Bratislava, 69–94.
- MARSCHALCO, R. 1978: Vývoj sedimentárnych bazénov a paleotektonické rekonštrukcie Západných Karpát. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 49–80.
- MARSCHALCO, R. – KYSELA, J. 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystrickou. In: Maheľ, M.: Tektonické profily Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 41–57.
- MARSCHALCO, R. – KYSELA, J. 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. Záp. Karpaty, sér. Geológia, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–79.
- MATĚJKA, A. 1930: O nové tektonické jednotce v centrálných Karpatech československých. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 6, Praha.
- MATĚJKA, A. 1932: Příspěvek ke geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. Věst. Stát. geol. Úst. 8, Praha, 107–113.
- MATĚJKA, A. – ANDRUSOV, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knih. Stát. geol. Úst. 13, A, Praha, 19–163.
- MAZÚR, E. 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. Vydav. SAV, Bratislava, 7–167.
- MICHALÍK, J. 1973a: Paläogeographische Studie des Ráts der Krížna–Decke des Strážov–Gebirges und einiger Anliegender Gebiete. Geol. Zbor. Geologica carpath. 24, 1, Bratislava, 123–140.
- MICHALÍK, J. 1973b: Biostratigrafia a litofaciálny výskum triasu Západných Karpát II-8-1/1 (stratigrafia a fácie súvrstvia rétu krížňanského príkrovu). Archív Geol. Úst. SAV, Bratislava.
- MICHALÍK, J. 1973c: Locality 21: Híreška, Carpathian Rhaetic Facies. In: Bystrický, J. Triassic of the West Carpathians, Guide X. Congr. CBGA, Exc. D., Bratislava, 128–132.
- MICHALÍK, J. 1974: Zur Paläogeographie der Rhätische Stufe des westlichen Teiles der Krížna–Decke in der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geologica carpath. 25, 2, Bratislava, 257–285.
- MICHALÍK, J. – VAŠÍČEK, Z. 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu v Strážovskej hornatine. In: Vážnejšie problémy... Zbor. mat. sem. sympos. konf. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MICHALÍK, J. et al. 1980: Sprievodca po Strážovských vrchoch a príľahlej časti bradlového pásma. Materiály 23. Celoštát. geol. konf. Slov. geol. Spol., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67–94.
- MIŠÍK, M. 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147–160.
- MIŠÍK, M. – JABLONSKÝ, J. – MOCK, R. – SYKORA, M.: 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. Acta geol. et geogr. Univ. Com. Geologica 37, Bratislava, 5–55.
- PAPŠOVÁ, J. 1970: Nové nálezy v paleogéne okolia Bojníc. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 285–300.
- PAUL, C. M. 1864: Kalbilde der Kleinen Karpathen. VGRA, Wien.
- PEVNÝ, J. 1971: Biostratigrafický výskum ramenonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastk. záv. správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PEVNÝ, J. 1980: Stratigrafická korelácia brachiopódov, konodontov a holotúrii v strednom a vrchnom triase. Čiastk. záv. správa, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. – SNOPKOVÁ, P. 1970: Mikropaleobotanický výskum terciéru bojnicko-nováckej oblasti. Geol. Práce, Správy, 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301–344.
- POLÁK, M. 1973: Litologicko-petrografický a mikrofaciálny výskum mezozoika obalovej série Malej Magury. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 265–290.
- POLÁK, M. 1976: Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatrídnych obalových sérií Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PUŠKÁROVÁ, K. 1977: Konodonty z pánvových sedimentov triasu v severovýchodnej časti Strážovskej hornatiny. Diplom. práca, Katedra geol. a paleont. PFUK, Bratislava.
- PUŠKÁROVÁ, K. 1980: Nové stratigrafické poznatky o triase Strážovských vrchov. Rigorózna práca, Geofond, Bratislava.
- PUTIŠ, M. 1979: Kryštalínikum Považského Inovca. In: Maheľ, M. et al.: Paleotektonická a štruktúrna klasifikácia tatríd. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PUTIŠ, M. 1979: Príspevok k štruktúrnej analýze kryštalínika Suchého a Malej Magury. Zborník „Tektonické profily Západných Karpát“. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161–166.
- RAKÚS, M. 1961: Amonity červených hľuznatých vápencov manínskej série. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143–151.
- RAKÚS, M. 1962a: Správa o biostratigrafickom výskume na listoch Beluša, Pružina, Považská Bystrica. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. 1962b: Amonity v liase centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zošit 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. 1967: Biostratigrafický výskum litofácií liasu (fleckenmergel a adneth) v centrálnom pásme Západných Karpát (Strážovská hornatina, Žiar, Malá a Veľká Fatra, Nízke Tatry). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RAKÚS, M. 1975a: Pestrá vrchná krieda „couches rouges“ v manínskom príkrove. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211–213.
- RAKÚS, M. 1975b: Hettengian ammonites from Strážovská hornatina Mts. (West Slovakia). Západné Karpaty, paleontológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–24.
- RAKÚS, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. Geol. Práce, Správy 69, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21–38.
- ROTH, Z. – TELEGI, K. 1917: Beiträge zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ilava und Bad Bellus. JUGA, f. 1914, Budapest.
- SALAJ, J. 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z profilu Vápenica (Zliechov). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 22, Bratislava, 83–97.
- SALAJ, J. 1962 a: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov kríž-

- ňanskej a manínskej jednotky a ich vzájomný vzťah. Geol. Práce, Zoš. 62, Bratislava, 245–259.
- SALAJ, J. 1962b: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). Diz. kand. práca PFUK, Praha, Geofond, Bratislava.
- SALAJ, J. 1962c: Správa o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica (1:50 000). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1963: Spodná a stredná krieda jadrových pohorí centrálného pásma Západných Karpát (M. Karpaty, Inovec, Strážovská hornatina, Malá a Veľká Fatra, Chočské pohorie a Humenské pohorie). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1969: Essai de zonation dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères. Geol. Práce, Správy 48, Bratislava, 123–128.
- SALAJ, J. 1975: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vrtu SBM-1 Soblahov. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:200 000, list Pruské. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1983: in Stratigrafický slovník ZK, 1. zv., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SALAJ, J. 1982: Mesozoic paleogeographic development in the northwestern part of the West Carpathians of Slovakia. Paleogeography 39, 3–4, Amsterdam, 203–229.
- SALAJ, J.–SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide (Slowakei). Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–292.
- SALAJ, J.–SAMUEL, O. 1963: Contribution on the Stratigraphy of Cretaceous of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. Zbor., 14, Veda, Bratislava.
- SALAJ, J.–GAŠPARIKOVÁ, V. 1979: Microbiostratigraphy of the Upper Cretaceous of the West Carpathians based on Foraminifera and Nannofossils and the Question of Relations and Migrations of Boreal and Tethyan Elements. Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, No. 6, Stuttgart, 279–292.
- SAMUEL, O.–BORZA, K.–KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of Middle Váh Valley (West Carpathians). Vydav. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7–246.
- SIBLÍK, M. 1963: K nálezu ramenonožců v neokomských tufitech u Košeckého Rovného. Geol. Práce, Správy 27, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67–74.
- SNOPKOVÁ, P. 1975: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtu SBM-1. Manuskript, archív Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1976: Palinologické zhodnotenie vzoriek z niekoľkých odkryvov križňanskej jednotky Strážovskej hornatiny a manínskej série (úloha 34). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- STACHE, G. 1985: Schichten im Geb. d. ob. Neutra. JGRA XV, Wien.
- SZÓTÉNYI, E. 1957: Echinodermenreste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 129–134.
- ŠALAGA, I.–BORZA, K.–KÖHLER, E.–SAMUEL, O.–SNOPKOVÁ, P. 1976: Hydrogeologické vrty v rajeckej a súľovskej oblasti. Reg. Geol. Záp. Karpaty, 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–85.
- TOBORFY, G. 1915: Vorläufiger Bericht über das Resultat der Neuaufnahme in der Umgebung von Bélapataka. JUGA f. 1914, Budapest.
- UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau u. Bild Österreichs. Wien–Leipzig, 651–911.
- VAŇOVÁ, M. 1964a: Správa o hodnotení numulitov z lokalít Uhrovec, Záhrada a Omastená. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1964b: Veľké foraminifery z okolia Pružiny. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava, 124–125.
- VAŇOVÁ, M. 1968: Záverečná správa o výskume veľkých foraminifer v okolí bojnických kúpeľov. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŇOVÁ, M. 1972: Nummulites from the area of Bojnice, the Upper Hron Depression, and the Budím Paleogene around Štúrovo. Zbor. geol. Vied. Záp. Karpaty 17, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–104.
- VAŇOVÁ, M. 1980: Systematika a taxonómia veľkých foraminifer terciéru a štúdium fauny numulitov v centrálno-karpatskom paleogéne a flyšovom pásme. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VAŠÍČEK, Z.–MICHALÍK, J. 1980: Remarks to the Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the northern part of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geologica carpath., Bratislava, 32, 1, 143–153.
- VAŠKOVSKÁ, E. 1964: Správa o litologickom výskume spraší Západných Karpát. Správy o geol. výskumoch. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215–216.
- VAŠKOVSKÝ, I. 1977: Kvartér Slovenska. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1–247.
- VEITERS, H. 1910: Beitrag z. Geologie d. Zjargebirges u. des angrenzenden Teiles des Malá Magura in Oberungaren, 1909, DAW. LXXXV., Wien.
- VIGH, J. 1915: Geologische Beobachtungen in den Grenzgebirgen der Komitate Nyitra, Turóc und Trencsén. JUGA. Budapest.
- VIGH, J. 1917: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Németpróna. JUGA f. 1915, Budapest.
- ZBORIL, E. et al. 1981: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín. Trenčianska depresia. Etapová správa. Geofond, Bratislava.
- ZORKOVSKÝ, B. 1949: Bázické erupzíva v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Štát. geol. Úst., Bratislava, 1–26.

Dodatky:

- ANDRUSOV, D. 1951: Geologická mapa ČSSR 1:25 000, list Považská Bystrica, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. 1975: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (zone des klippen Pienines, Carpathes, Slovaquie). Geol. Zbor., 22, 2, Veda, Bratislava, 227–234.

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE STRÁŽOVSKÉ VRCHY MOUNTAINS

MICHAL MAHEL

INTRODUCTION

The submitted monograph presents a synthesis of stratigraphic and tectonic knowledge from the Strážovské vrchy mountains with particular regard to the structure of the Mesozoic, which builds up the skeleton of the mountains (Fig. 1, 2). It is a synopsis of knowledge, obtained with compiling of the geological map of the Strážovské vrchy mountains* and results of thematic studies, tectonic, biostratigraphical and sedimentological, carried out in the last decades in these mountains.

On the basis of the studies carried out, the mountains little known until recently, are in many regards getting to the position of model mountains and so become in several directions the starting point for a new synthesis of the structure of the Central Carpathians also owing to the fact that there are mountains with a geological structure perhaps most complete from the core mountains of the West Carpathians. Crystalline rocks, the mantle Malá Magura unit, Križna nappe with its subordinate Belá nappe, Manín nappe, Choč and Strážov nappes, periklipped Paleogene and Central Carpathian Paleogene, in the marginal parts the Neogene accompanied by the Quaternary are taking part in it (Fig. 2a).

SUCHÝ AND MALÁ MAGURA CRYSTALLINE COMPLEX

The crystalline core of the Strážovské vrchy Mts. displays fundamental features typical of the majority of the Tatricum core mountains:

- metamorphic mantle built up of paragneisses and abundant share of migmatites,
- considerable share of granitoids, all three fundamental types of granitoids: Dumbier, autometamorphic types and leucocratic granites.

The structure also shows the fundamental feature of the Tatricum by preservation of Prealpine structural elements. On the basis of the features mentioned the crystalline core of the Strážovské vrchy mountains indisputably belongs to typical core mountains.

1. Completely lacking Late Paleozoic sequences, the insignificant share of weaker metamorphosed graphitic phyllites with Early Paleozoic sporomorphs pose the question whether there are intercalations, part of the paragneiss complex, or only remnants of the Early Paleozoic folded in amidst the Proterozoic.

The considerable extent of granitization of the metamorphic mantle with alternating strips of stromatitic migmatites and imbibition gneisses and paragneisses points to close relations between granitoids and the mantle in the Suchý and Malá Magura massifs. With lacking of Hercynian diaphthorites and opinion of Neohercynian age of granitoids this indicates a considerable extent of higher Hercynian metamorphism of the mantle and so the possibility of a Paleozoic age of at least a part of gneiss complexes.

With a considerable share of granitoids of all three fundamental types, 1. Dumbier, 2. autometamorphic, close to the Prašivá type, uncommonly great is the extent, even prevalence of 3. leucocratic granites, pegmatite and aplite-pegmatite. They represent an extensive own intrusion. This feature causes considerable difference when compared with the more southern strip of crystalline cores.

The tectonic structure of the Suchý and Malá Magura crystalline complex is characterized by:

- dominant rôle of Prealpine structures with a meganticlinal style in both cores
- turning of perhaps younger structural elements of NNW-SSE direction into the direction of Alpine structures NE-SW, at the northern marginal rim of the Mesozoic
- lacking manifestations of more intense Alpine reworking.

The Suchý and Malá Magura represent complicated anticlinores (A. KLINEC 1962; Š. KAHAN 1979) with greatest uparching along the central ridges prevalingly built up of granitoid rocks. The axes of Prealpine anticlines and synclines are striking nearly N-S, in the northern part, however, turning into NE-SW direction parallelly with the course of Mesozoic structures (Figs. 32, 33, 34).

The small reach of Alpine reworking of the crystalline complex (without diaphthorite strips, without folded in Mesozoic amidst crystalline masses) points to lacking inner Alpine reworking of crystalline rocks. At the first view this testifies to autochthony of the crystalline complex. When we, however, consider the extent of allochthony in the Tatricum as far as the southern margin of the Central Carpathian flysch basins connected genetically with downwarplings (collapse) at depth, with underthrusting of the Vahicum (M. MAHEL 1980), then Suchý and Malá Magura crystalline complex would be a particularly distinct example of passivity of crystalline rocks during horizontal movements; an example of thrust nappes without inner reworking.

The division of the crystalline complex into two blocks of the Suchý and Malá Magura „cores“ analogical in structure separated from each other with less rotation by the Temeš Late Alpine syncline and a system of Late Alpine faults is a consequence of Late Alpine tectonics.

According to the mentioned features the Suchý and Malá Magura crystalline complex appears to us as part of the central part of the Tatricum.

* M. MAHEL 1983: Geological map of Strážovské vrchy Mts., 1:50 000. Geol. Úst. Dionýza Štúra, Bratislava.

forms the Mesozoic mantle of the Suchý and Malá Magura crystalline complex. It is of Fatra type with most distinct black Jurassic with basin, euxinic facies (M. MAHEL 1961). Practically all members of the Malá Magura sequence display interesting features.

The sequence of Triassic members is complete: (Fig. 3)

- Lower Triassic quartzites and in their overlies thin variegated claystone-sandstone sequence; (Figs. 3, 4, 5).
- Gutenstein limestones with thicker dolomites in the overlies; (Figs. 6, 7).
- Carpathian Keuper of less thicknesses (30—70 m); (Fig. 8).
- organodetrital and oolitic limestones with local Rhaetian lamellibranch fauna.

The Lower Liassic is characterized by a share of dark-grey to black marly shales/ mark of distinct deepening and layer of sandy, sandy-crinoidal and crinoidal limestones. In the upper part of the Liassic amidst dark shales are marly limestones and silicified marls (Fig. 9).

The Dogger is characterized by a trend to rhythmicity of the limestone-silicite-shaly sequence, the presence of coarser detritics in crinoidal sandy limestones (quartz, feldspar). Calcified radiolarians increase in the upper part of the sequence with greenish and reddish limestones (Oxfordian – Kimmeridgian; Figs. 10, 11, 12).

A member typical of Fatra type units, marly limestones with chert nodules, displays the presence of calpionels in Lower Tithonian-Berriasian layers only. The higher parts of the sequence richer in calcified radiolarians are the Valanginian-Hauterivian(?) (Fig. 13). The Barremian and Aptian are probably missing as a consequence of manifestations of the Manín phase(?). The highest member, the flyschoid Albian sequence of dark marly shales with layers of siltstones, calcareous sandstones and sandy limestones, is characterized by the presence of conglomerate layers with material of pebbles from rocks, with pebbles of Barremian – Aptian limestones with orbitolines, Wetterstein limestones, intermediate volcanics derived from an exotic cordiller (M. MRŠÍK et al. 1980).

The Strážovské vrchy mountains (equally as the little Carpathians) provided bases for an essential change of the view of paleogeographical and paleo-tectonic-structural division of the Tatricum. The evidence of the „Black Jurassic“ by borehole Soblahov SM-1 not far from the Klippen Belt underlying the Mesozoic of „High Tatric“ affinity is a significant contribution to it.

This fact largely supports the view that the Tatricum with exception of its southern part does not form prevalingly a geanticline in the Jurassic and Lower Cretaceous (sensu D. ANDRUSOV 1968), but vice versa, a more extensive depression with black Jurassic — we call it the Fatra depression (M. MAHEL 1964, 1980), lying south of the Vahicun oceanic trough.

The Malá Magura unit is forming a simple monocline prevalingly dipping 60—70° below the Křížna nappe.

The drilled repeated sequences of the Keuper, Rhaetian, „Black Jurassic“ in borehole SM-1 near Soblahov are an example of more distinct thrusts in the Tatricum, even also after Upper Cretaceous ones/drilled layers of the Coniacian; (A. KULLMANNOVÁ 1980).

The explanation of tectonic complications in the mantle Mesozoic by strike upthrust of the crystalline complex and its mantle through its younger members of the Malá Magura unit can be an impulse for seeking for covered parts of the mantle Mesozoic also in core mountains where the lacking members are explained by tectonic reduction. The Malá Magura unit, equally as the underlying crystalline rocks may be considered as the prototype of the central part of the Tatricum. (Fig. 35).

THE KRÍŽNA NAPPE

The Křížna nappe of the Strážovské vrchy mountains is the most complete unit. Here is also the homeland of its division into the fundamental Zliechov unit with deep-sea type of the Jurassic and Lower Cretaceous and the Belá unit with distinctly shallow-water character of these members (M. MAHEL 1959, 1961). The polyfacial character of the nappe is reflected in polystructuralness, from the primary nappe built up of the Zliechov unit branches off the subordinate Belá nappe. The uniform type of the Triassic sequence forms also a homogeneous geometric body and in paleotectonically essentially different Jurassic and Lower Cretaceous sequences of Zliechov trough type and Belá slope type are distinct lateral transitions. A considerable part of these transitional sequences represents the Kremenyň imbricate zone.

The Triassic displays a sequence of members typical of the Křížna nappe:

- Lower Triassic quartzites
- thin „Werfen“ beds
- Anisian Gutenstein limestones
- Ladinian and Upper Triassic dolomites, divided only by a thin layer of the Lunz beds with the Podhradie limestones at their base

(Fig. 14).

In a classical sequence of members at a few places is so an apparent lithological character of the Carpathian Keuper (Figs. 15a, 15b) with a whole series of elements testifying to formation in an aqueous, perhaps lagoonal environment. Here is a distinct trend to rhythmicity, frequent oblique waving, cross and graded bedding, various kinds of ripplemarks and inhomogeneity on bedding planes. In the upper part of the sequence traces of desiccation and wash-outs (J. MICHALÍK et al. 1980) were found.

In the Rhaetian are frequent changes of biostromatic-slope and lagoonal-biostromatic types at little distance (J. MICHALÍK 1974) (Fig. 16).

Belá unit (M. MAHEL 1959, 1961) represents the most shallow-water unit from the group of units formed at the peri-Tatric slope from those representing paleotectonically the northern marginal parts of the Křížna nappe (Fig. 17).

Liassic (50—70 m) sandy crinoidal limestones with layers of marly shales display in places a high share of sandy component (most often 10—12%).

In the Toarcian are more often layers of nodular limestones and brecciated limestones with *Harpoceras falcifer*, *Dactyloceras tenuicostatum*.

A member characteristic of the Dogger are light-grey to pinkish crinoidal biosparites with layers of lumachelle limestones with *Bositra alpina*. Red and pink limestones begin in the Callovian; rests of crinoidal limestones are still found in them. Richer in ammonites are the

upper layers of variegated limestones Kimmeridgian in age (with *Cymaceras guembeli*; *Lytoceras polycyclum*) and Upper Tithonian, usually grey limestones with *Haploceras elimatum*, abundant crassicolarians and calpionels.

The Valanginian has not been proved in the Belá unit. It obviously corresponds to a hiatus (M. MAHEL 1961, K. BORZA 1979). In the mass of grey limestones platy biomicrites with colomiosphaeres and stomiosphaeres represent the Hauterivian and Lower Barremian.

A member distinct in morphology are Upper Barremian to Aptian grey massive organogenic limestones (20–50 m), highly organogenic with corals and orbitolines. The limestones are pierced by neptunic dykes with filling of Lower Albian colomiels.

In the Belá unit reaching of the carbonate sequence to the Lower Albian formed by dark cherts pierced by micrites and biomicrites with sharp echinoid spines and sponge spicules was proved first in the Central Carpathians. The Lower Albian age is proved by echinoids (M. MAHEL 1959): *Collyropsis moussani*, *Holaster laevis* and colomiels (K. BORZA 1979): *Colomiella mexicana*, *Colomiella semiloricata*. In the uppermost layers are found glauconite-crinoidal limestones overgrown with black cherts with uppermost Lower Albian microorganisms: *Cadosina oraviensis*, *Calcisphaerula innominata*.

The highest member, the flyschoid sequence, in the lowermost layers has a prevalence of dark-grey marly shales and marls with foraminifer assemblage: *Haplophragmoides nonionoides*, *Hedbergella roberti*.

The uppermost parts of the sequence with more abundant layers of sandstones reach the Lower Cenomanian with: *Claviedbergella simplex*, *Thalmaninella ticinensis*, *Thalmaninella brotzeni*.

The Zliechov unit has a sequence of trough type members: "Gresten" beds; fleckenmergel, radiolarites and radiolarian limestones of the Dogger and Malm, Tithonian to Barremian with prevalence of grey marly limestones mostly designated as "Neocomian"; Aptian with layers of organodetrital limestones and thick flysch sequence of the Albian to Lower Cenomanian (Fig. 17).

In the "Gresten" beds their close linking with the Rhaetian and sudden gradual deepening is proved. Already the Upper Sinemurian is represented by fleckenmergel with irregular stratigraphic range, proved by a rich ammonite fauna; in the northern part its range is Sinemurian — to Aalenian. In the southern part this deep-water facies is of the range Sinemurian-Lotharingian: other stratigraphic horizons are represented by more shallow-water, partly crinoidal limestones. Sudden changes in these two paleotectonically different types of facies are in neighbourhood of the Belá unit, mainly in the Kremeny slices (M. MAHEL 1961). In the paleogeographical sense they represent linking of the Zliechov trough with the peri-Tatric slope.

Dogger-Malm radiolarian limestones and radiolarites are the most characteristic member of the Zliechov unit.

In the frame of the Tithonian—"Neocomian" monotonous sequence (up to 400 m) distinguishing of individual stratigraphical horizons, in confrontation of the ammonite fauna (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1980) with the newly established biostratigraphical scale on the basis of tintinnides, is of throughout-Carpathian importance (K. BORZA 1979). This makes possible to know the time distribution of manifestations of Neokimmerian and Austroalpine movements mainly of the Maňín phase, but also to know nearer relations between individual structural elements to the Belá unit (Figs. 18, 49, 50, 51).

The Upper-Tithonian-Berriasian is mainly represented by calpionel biomicrites of biancone type with a rich assemblage of calpionels, aptychi: *Lamellaptychus beyrichi*, *Punctaptychus punctatus*, *Lamellaptychus submartilelli* and in the Berriasian also of ammonites (M. MAHEL 1961): *Berriasella pontica*, *Berriasella andrusovi*, *Lytoceras cf. sutile*.

In the Upper Valanginian marlstones and marly limestones, often indistinctly spotted, predominate, of particular stratigraphical importance are calpionels: *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella carpathica*, *Tintinnopsella longa* and foraminifers *Conorbis hofkeri* (J. SALAJ 1961). In the northernmost Nozdovice development the so called Nozdovice breccia (K. BORZA—V. GAŠPARIKOVÁ—J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1980); composed of limestone fragments (also Lower Tithonian). The composition from the underlying limestones, however, points to formation by submarine erosion from moderately elevated areas of the basin.

Rich in fauna is mainly the Hauterivian, its lower part with: *Bochianites oosteri*, *Bochianites neocomiensis*, *Haploceras (Neolissoceras) grassianum*, *Crioceratites (C.) nolani* as well as the Upper Hauterivian with: *Duvalia dilatata*, *Crioceratites (C.) quenstedti*, *Crioceratites (C.) mayoricensis*.

In the Barremian the ammonite fauna is poorer in species, but abundant in specimens, prevailing of Barremites; in the Lower Barremian, (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1979), mainly: *Karsteniceras beyrichi*, *Partschiceras infundibulum*; in the Upper Barremian: *Costidiscus recticostatus*, *Silesites seranonis*, *Eulytoceras phestum*.

In the Aptian the share of marly shales and organodetrital limestones, partly sandy, distinctly increases. Characteristic is the presence of orbitolines, echinoid spines, ostracodes and serpules, the presence of glauconite and clastic quartz (with further growth), precolomiels. Calpionels appear again (K. BORZA in Z. VAŠÍČEK et al. 1983): *Praecolomiella trejoi*, *Colomiella bonetti*, *Colomiella mexicana* and *Colomiella recta*.

Essentially more spread than in older members are volcanogenic clastics, up to 20 m thick, layers of tuffites with fragments of basic tuffites and chimneys of augitites. The higher parts of the shaly sequence contain banked and platy dark-grey to black silicite limestones with more frequent echinoids, calpionels: *Colomiella recta*, *Calpionellopsis maldonadoi*, but also belemnites (M. MAHEL—A. KULLMANOVÁ 1961). *Neohibolites cf. wohlemani* and *Neohibolites stramberki* prove the Lower Albian age.

Distribution of data of manifestations of volcanic activity and evidence of turbidites in the "Neocomian" (J. MICHALÍK et al. 1980) prove higher dynamics already in the Lower Cretaceous in the Křížna nappe.

Also the youngest member of the Křížna nappe of the Zliechov unit displays:

— a wide stratigraphic range of the flysch complex from the Lower Albian with *Hedbergella roberti* and *Hedbertella trocoidea* to the Lower Cenomanian (Fig. 21, 22) with *Thalmaninella brotzeni* (J. SALAJ 1961, 1981).

— presence of paraconglomerates and subflysch, also of manifestations of volcanism in the Lower Albian (J. JABLONSKÝ 1978), of indications of more distinct movements in the period of apparent rebuilding of the paleotectonic and paleogeographical plan

— layers of conglomerates with exotic material; they prove the function of cordiller lying south of the Zliechov trough (M. MIŠÍK et al. 1978).

Distinguishing of a particular, Nozdovice development with several members of more shallow-water type in the frame of the monotonous "Neocomian" in the frontal part of the nappe adjacent to the Butkov structure (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1980) is a serious contribution to genetic linking between the Křížna and Maňín nappe (Fig. 19).

The throughout-Carpathian importance of the Křížna nappe consists in:

- close relations between polyfacialness and polystructuralness with the existence of paleotectonic and structural connections
- the number and diversity of digitations
- structural linking to the Manín nappe (Fig. 36a).

The Belá unit with a distinctly different paleotectonic character of all Jurassic and Lower Cretaceous members from the fundamental Zliechov unit is shown structurally as a subordinate nappe, an offshoot of the primary nappe, which laterally substitutes the basal Gápeľ digitation and has the Triassic common with it (Fig. 23). So the Belá nappe cannot be considered as an element equivalent with the remaining part of the Krížna nappe (sensu D. ANDRUSOV et al. 1973); (Fig. 39) — but only as a local offspring — subordinate nappe (M. MAHEL 1961).

The Belá nappe is overlain by the narrow Kremeniny lenticular zone with facially transitional types of Jurassic members. It is of analogous position as the Žlebiny lenticular zone in the Belanské Tatry mts. Its close structural linking, but also function of "junction" between the Belá subordinate nappe and the remaining part of the Krížna nappe is stressed by the mighty Albian flysch sequence, which connects all these structural elements (Fig. 38).

The digitations as the mostly spread structural forms in the Krížna nappe of the Strážovské vrchy mts. are not only in the frontal, but also trunk part of the nappe, also in its southern areas south of Suchý and Malá Magura. Instructive and unique in the Strážovské vrchy mountains is (Fig. 36, 53, 53a):

- that more regional digitations are passing into extensive recumbent folds (Fig. 37, 42).
- that back folds are forming as secondary superimposed structures on the upper limb of recumbent folds and are often truncated by south-vergent upthrusts (Fig. 44, 44a).

These are serious contributions to understanding of the Krížna nappe, in the first place as fold nappe.

The evidence of several digitations of local extent in the overturned limb and of back folds usually truncated by south-vergent upthrusts in the normal limb contributes to clearing up of the question, contestable since longer ago, of relation of digitations to back folds from the Tatras (W. LUGEON 1903; D. ANDRUSOV 1960). Where local digitations and back folds alternate with each other, they are obviously more or less synchronous with formation of an extensive recumbent fold, also of regional digitations (M. MAHEL 1979). There are, however, also back folds of regional extent truncated by back upthrusts as a result of the Late Alpine folding, as e.g. the Vápenica fold (Figs. 80, 89).

Of throughout-Carpathian importance is knowledge from the frontal part of the Krížna nappe of the Strážovské vrchy mountains, where a uniform fold system of this part of the nappe with the Manín nappe is apparent (M. MAHEL 1962, 1967) — (Figs. 48, 56). They are completed by several transitional developments of border structures (M. MAHEL 1948) including the latest proved Nozdovice development in the frontal part of the Krížna nappe in neighbourhood of the Butkov fold (J. MICHALÍK—Z. VAŠÍČEK 1979) — (Fig. 48, 55).

With a new view of relation of the Krížna and Manín nappe is connected distinguishing of the Periklippen zone (M. MAHEL 1967) and its predecessor, the Vahicum (M. MAHEL 1981).

The Strážovské vrchy mts. are an example — model region of the structure of the Krížna nappe in its frontal and ridge part; whereas the Nízke Tatry Mts. of its rear, near-root part.

MANÍN NAPPE

The Manín nappe has its "home" area in the Strážovské vrchy mts. in the NW part of the mountains as the inner margin of the Klippen Belt, as its innermost unit (D. ANDRUSOV 1929, 1938).

Besides the region of the Klippen Belt, the Manín unit has been found in the Central Carpathian part at the SW end of the Strážovské vrchy mountains, in the area of Trenčianska Teplá — Dobrá — Opatová, Trenčianske Teplice — Soblahov, Peťovka — Petrova Lehota, Dubodiel (M. MAHEL 1948).

The Triassic members in the Manín nappe occur subordinately, in the Central Carpathian part only. Their development is essentially equal as in the Krížna nappe. They are:

- Anisian — Gutenstein limestones
- Middle-Upper Triassic — dolomites and cellular limestones
- Norian-Carpathian Keuper
- Rhaetian-dark shales and organogenic limestones.

The base of the Manín nappe is represented by Jurassic—Lower Cretaceous members, near to the Belá unit of the Krížna nappe in their development (Figs. 24, 25).

Characteristic of the Liassic are sandy crinoidal limestones, in places with nests of cherts and lumachelles of gryphei. They take up all the Liassic from the Hettangian with *Liostrea irregularis* and *Liostrea hissingeri* to the Upper Liassic with belemites: *Passaloteuthis elongatus*, *Nannobelus penicilatus*.

In the Toarcian are usually reddish-brown crinoidal limestones (M. RAKÚS 1977) with ammonites: *Calliphyloceras* cf. *nilssoni*, *Hildoceras bifrons*, *Hildoceras graecum*.

The Dogger, in the southern part of the nappe, is characterized by cherty limestones, spongolites, in the upper part radiolarian; in the more northern parts (Manín) red nodular limestones with Bajocian, Lower Bathonian ammonites with *Cadomites* sp. and *Oppelia aspidoides*.

The Upper Dogger and Malm are represented by nodular limestones with Oxfordian-Kimmeridgian ammonites (M. RAKÚS 1962): *Holcophylloceras mediterraneum*, *Lytoceras polycyclum*, *Periphinctes orbigny*. In the upper layers they pass into buff-pink to grey micrites with *Calpionella alpina* and *Tintinopsella carpathica*.

The lower parts of the Cretaceous in the more southern parts of the mountains (Butkov and Central Carpathian area) are represented by light-grey platy biomicrites with chert nodules. They reach from the Berriasian with *Tintinopsella carpathica* through the Valanginian with layers of marlstones and ammonites *Neocomites neocomiensis* and *Neolissoceras grasianum* to the Upper Hauterivian to Lower Barremian with *Crioceras koehlini*.

The member most characteristic of the Manín unit are Lower Cretaceous grey organodetrital limestones, often massive with nodules of cherts of Urgonian type. They represent the Barremian and Aptian in the uppermost layers, contain Lower Albian *Colomiella mexicana*.

The carbonate complex is terminated with grey organodetrital banked limestones strongly intergrown with dark cherts, in the highest part with cherty limestones with Lower Albian tintinnides (K. BORZA 1980): *Colomiella recta* and *Colomiella mexicana* (Fig. 26).

A break of sedimentation in the Albian is characteristic of the Manín unit. The overlying thick, prevailing flysch complex begins on the corroded surface of Lower Cretaceous limestones with Upper Albian marls and claystones with *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI), to Lower Cenomanian with *Rotalipora brotzeni* (SIGAL) — (Fig. 26a).

The Middle to lowermost Cenomanian is represented by the sequence (Belušské Slatiny beds; J. SALAJ 1982) of fine-rhythmical flysch with transition into sandstone flysch.

The Upper Cenomanian is formed by fine-rhythmical flysch with intercalations of conglomerates "Praznov beds" with *Thalmaninella reicheli*, *Rotalipora cushmani* (J. SALAJ, 1962b).

Characteristic of younger members of the Manín nappe are augite bodies, usually sills or breccias, more often tuffites. The type of volcanics and their stratigraphic range (Lower Cretaceous to Upper Albian) is analogous as in the Křížna nappe.

The throughout-Carpathian importance of the Manín unit in the Strážovské vrchy mts. results from the fact that in other mountains its extension is restricted

The particularity of this unit results from its double linking. In the character of pre-Upper Cretaceous members it is a Central Carpathian unit, in the presence of Upper Cretaceous members from the Coniacian to the Maastrichtian (from the Súľovské vrchy mts.) it points to linking with Klippen Belt units. It is not surprising that it is considered as a unit formed at the boundary of the Outer and Inner Carpathians (J. SALAJ—O. SAMUEL 1966; M. RAKÚS 1977; M. MIŠÍK 1978). Of essential importance is, however:

- a) finding out of its close genetic linkings with the Křížna nappe, proved by:
 - distribution of this unit in the Central Carpathian zone overlying the Tatríde mantle units and underlying the frontal part of the Křížna nappe at a distance of up to 15 km from the Klippen Belt
 - relationship of practically all members with marginal units-(subordinate nappes) of the Křížna nappe, mainly with the Belá nappe; the Manín unit is obviously derived from the same peri-Tatric slope as the Belá or Vysoká unit.
 - close structural linking of the Manín nappe with the frontal part of the Křížna nappe, forming of a homogeneous system of frontal folds of the "Lower Subatricum".
 - finding of the Coniacian at the boundary of slices of the Manín unit and the underlying Tatríde unit in borehole SM-1 Soblahov (A. KULLMANOVÁ 1982, V. GAŠPARIKOVÁ 1982). This proves a considerable extent of younger, probably Laramide movements at the outer margin of the Central Carpathians.

- b) Proving of the Periklippen zone (M. MAHEL 1967, 1980) as a particular zone, which began to form after the Paleozoic movements at the boundary of the Outer and Inner Carpathians. The Coniacian-Maastrichtian sequence of the Manín nappe and the periklippen Paleogene are its typical representatives. Thus they are not members of the Klippen Belt, but sequences formed in a particular trough. The Upper Cretaceous sequence itself of the Manín nappe is analogous with the Brezová sequence at the SW end of the Carpathians. In the frame of the Manín nappe it represents its upper structural stage, formed after the main Paleozoic overthrust.

The Manín nappe is building up a more or less continuous inner margin of the Klippen Belt (D. ANDRUSOV 1938) — (Fig. 55). Its continuity is secured by thick Albian-Cenomanian flysch complexes, amidst which morphologically in form of klippe occur sequences of older Jurassic-Lower Cretaceous members ordered into folds, prevailing overturned (Fig. 48). The limbs of folds are more often reduced; combined with upthrusts. The core members are morphologically prepared into klippe, arranged into two, at other places three series — of folded structures. Each series has a different development.

The extensive klippe of Manín represents the outer structure and has the most shallow-water Jurassic and Lower Cretaceous facies from among the mentioned three series. The big Butkov klippe represents the innermost structure with most distinct affinity to the Křížna nappe — its Belá unit in development of the majority of its members. Also structurally, the Butkov anticline is linked to the south with the frontal part of the Zliechov nappe by a connecting syncline with thick Albian-Cenomanian flysch with abundant sandstones. The Manín anticlinal zone is actually part of frontal folds of the Central Carpathian, mainly Křížna nappe.

The frontal part of the Manín nappe, such as occurs in the Klippen Belt, may be traced in the area of Trenčianska Teplá—Dobrá, Trenčín—Skalka. To the south it continues without interruption to the Central—Carpathian region, where it occurs from the underlier of the Křížna nappe in tectonic inliers in the Opatovská dolina—valley—Soblahov and southerly to Trenčianske Teplice—Petrova Lehota—Pefovka, 10—15 km from the margin of the Klippen Belt near Dubodiel (Fig. 55).

So the Butkov structure as well as the upper slices of the Manín nappe in the Central—Carpathian part are linked with the Křížna nappe through the "connecting" Albian—Cenomanian flysch. Here also equally as south of the Butkov structure lenticles — small klippe with Lower Albian cherty limestones, also with Upper Albian calciferule limestones are characteristic of it (Figs. 61, 62).

The nappe character and structure of the Manín nappe is particularly clearly proved by the results of borehole SM-1 near Soblahov (M. MAHEL—A. KULLMANOVÁ 1970) in several regards (Fig. 64):

- a) already at depth 289 m the underlier of the Manín unit was reached and slices of dark-grey Rhaetian and Liassic marls and marly shales were drilled, alternating with the Keuper sequence with anhydrite bodies of the underlying Tatríde unit.
- b) The imbricate structure of the Manín nappe with indications of the existence of two recumbent folds was proved. Tectonic complicatedness is proved by thin Lower Cenomanian or Upper—Albian intercalations, accompanied by the Barremian or Aptian.
- c) The Coniacian sequence was reached (A. KULLMANOVÁ 1980, V. GAŠPARIKOVÁ 1980).

Content linking with the Křížna nappe is expressed by sequences with paleotectonically mixed members and structural linking points to the fact that the Manín nappe is in close genetic connection with the Křížna nappe. It has a more independent development only in the frontal part by the influence of the Mesozoic folding. Such a conclusion changes the opinion of the paleogeographical and structural picture of the border zone of the Central and Outer Carpathians (fig. 57, 63).

CHOČ NAPPE IN THE STRÁŽOVSKÉ VRCHY MOUNTAINS

The Strážovské vrchy mts. belong among mountains where the Choč nappe not only takes up large surfaces, but is characterized by scarce completeness. There are found:

- all fundamental sequences: Melaphyre group, Čierny Váh, Biely Váh, Bebrava sequences (M. MAHEL 1962, 1980) — (Fig. 27).
- the greatest extent of younger members (Rhaetian — Hauterivian) and their most complete sequence.

The knowledge of the structure of the Choč nappe in the Strážovské vrchy mts. provides relevant bases for solution for such questions as are:

- relation of the Choč and Strážov nappe and the paleotectonic type of the Triassic geosyncline
- relation of polyfacial (polyserial) nappe to structural division
- structural character of the Choč nappe
- partial lateral replacement of the Choč nappe by the Strážov nappe.

"The Melaphyre group" occurs at the southern end of the mountains; it represents the northern part of the rear part of the nappe. It is formed by melaphyre rocks (melaphyre porphyrites, amygdaloidal porphyrites and melaphyre tuffs) accompanied by a Permian reddish-violet sequence of shales, sandy shales and sandstones.

The Lower Triassic is of greater extent; quartz sandstones with intercalations of variegated shales and accompanying overlying sequence of marly shales, marly limestones, marly dolomites with Spathian fauna.

The Melaphyre group is usually directly overlain by the Čierny Váh unit, of large extension in the Strážovské vrchy mts., in the frontal part of the nappe. Its accompaniment, the higher "level" is formed by younger members of the Choč nappe.

The limestone — dolomite complex of the Čierny Váh sequence usually begins with a several metres thick layer of dolomites and dolomite limestones with transition into the Gutenstein limestones. These (20—20 m) display in places irregular manifestations of dolomitization.

The thick dolomite mass, the fundamental member of the Čierny Váh sequence, displays more often layers of brecciated dolomites. In the upper layers of Upper Triassic Hauptdolomit are intercalations of the Lunz beds. In the northern near-front part of the nappe from several places are known layers of variegated claystones, dolomite marlstones and clayey dolomites resembling the Keuper.

In the Biely Váh unit in the Strážovské vrchy mts. are more often transitions of the Gutenstein limestones into the Reifling limestones; considerable facial variability of the Reifling limestones and layers of the Cardita and Opponitz limestones amidst Upper Triassic dolomites.

The Reifling limestones in the Strážovské vrchy mts. display vertical and lateral microfacial variety and variability, which is shown more distinctly in the unequal share of cherts, pelitic content, nodularity and the share of dolomitic intercalations (Fig. 28a). The lower layers of the Reifling limestones display Illyrian age proved by holothurians and conodonts (*Theelia undata*, *Theelia planorbicula*, *Gondolella excelsa*), brachiopods (*Punctospirella fragilis*, *Piarorhynchella trinodosi*, *Tetractinella trigonella*) — (J. PEVNÝ 1980) also by ammonites (*Norites dieneri*, *Paraceratites cf. trinodosus*, *Beyrichites cadoricus*) — (V. ANDRUSOVÁ 1974).

The transition into the overlying Lunz beds is usually formed by a sequence of dark shaly marls and limestones — the Aon beds with lumachells of Carnian brachiopod *Euractinella contraplecta* and lamellibranchs (M. KOCHANOVÁ—J. PEVNÝ 1976).

The Lunz beds (more than 100 m thick) near Šipkov are characterized by a considerable share of dark marly shales with intercalations of brownish organogenic limestones but also with lamellibranchs *Halobia rugosa*, *Sisena turbinata*, *Paleocardita cf. guembeli*, also with brachiopods *Cruratala damesi* and *Spiriferina gregaria* (M. KOCHANOVÁ 1971—J. PEVNÝ 1971).

A member characteristic are the Opponitz limestones rich in lumachelles of lamellibranchs poor in species (M. MAHEL 1962, 1948, M. KOCHANOVÁ 1962): *Newaagia obliqua*, *Schafhäutlia mellingi*.

The Bebrava unit has its home area in the Strážovské vrchy mts. not only because it was distinguished for the first time here (M. MAHEL 1973) and its name comes from here (M. MAHEL 1979) but in the Strážovské vrchy mts. are most distinct its relations to other Choč nappe sequences, also to the Strážov nappe. Moreover, it occurs in more extensive areas as the fundamental building element of the mountain group of Rokoš and Drieňov vrch, also in the southern parts of the Zliechovské vrchy mts. and of the northwestern end of the mountains.

The lowermost known member of the Bebrava unit are sporadically preserved variegated shales, siltstones and platy quartz sandstones; higher up marly shales, marly limestones, marly platy dolomites and dark-grey marly limestones with Campanian fauna with *Tirolites cassianus* occur.

The base of the unit is represented by dark-grey to grey Gutenstein (Annaberg) limestones, in places with transition into higher layers of grey limestones with *Physoporella dissita*, *Physoporella pauciforata gemerica*, *Physoporella praealpina*, *Teutloporella peniculiformis*, *Meandrosphaera dinarica*.

A fundamental member of the series are thick dolomites, partly light-coloured to white Wetterstein dolomites, grained with diplopores: *Diploporella annulata*. Typical of this member are intercalations of light-coloured limestones, biosparites, in places already Upper Anisian dasycladaceans (J. BYSTRICKÝ 1982) with: *Physoporella dissita*, *Physoporella pauciforata*, *Teutloporella peniculiformis*, mostly Ladinian with: *Diploporella annulata annulata*, *Diploporella annulata dolomitica* and *Teutloporella herculea*, to Lower Carnian with *Poikiloporella duplicata*.

The younger members of the Choč nappe are more wide-spread than in other mountains (M. MAHEL 1961); (Fig. 68).

The Rhaetian, the Norovica formation, has its lithotype in the Strážovské vrchy mts. It is mainly formed by light-grey organodetrital limestones with layers of oolitic and crinoidal limestones and intercalations formed by dark-grey to black, partly lumachelle limestones, black shales and marly and loferitic laminated dolomites (Figs. 29, 29a).

The Lower Liassic is formed by cherty-crinoidal limestones, banked to platy dark-grey but brownish-grey to light-coloured, intergrown with chert nodules. At the base with mixed Rhaetian—Hettangian fauna, higher layers with Sinemurian ammonites (M. RAKÚS 1962): *Asteroceras cf. obtusum*, *Eoderoceras cf. armatum*, *Microderoceras* sp., *Arnioceras* sp., *Coroniceras* sp.

The essential part of the Liassic sequence is built up of massive or banked medium- to coarse-crinoidal, crinoidal limestones with a whole series of significant brachiopod localities, mainly of Sinemurian-Lotharingian assemblages.

The ammonite fauna points to several stratigraphic horizons (M. MAHEL 1961), Lotharingian: *Echioceras raricostatum* and *Paltehoceras nodotianum meigeni*, Domerian: *Partschiceras* sp., Toarcian: belemnite *Aeroceolites strictus*. In the Toarcian are 0,5—1 m

thick layers of red haematitized limestones with rich assemblage: *Calliphyloceras nilssoni*, *Dactyloceras tenuicostatum*, *Harpoceras falcifer* and belemnite *Acrocoelites strictus*.

The Dogger is represented by silicites and cherty limestones with ammonites *Teloceras* sp. and *Eurystomiceras* sp., or spotted, partly cherty slightly crinoidal limestones with brachiopods "*Terebratula*" *fygia* and *Striirhynchia subechinata*.

The Oxfordian-Kimmeridgian is formed by red, partly nodular limestones with ammonites: *Phylloceras kudernatschi*, *Holcophylloceras mediterraneum*, brachiopod *Lacunosella sparsicosta*.

They are overlain by platy limestones with lenticles of red radiolarites: *Hybonotoceras* sp., *Calliphyloceras flabellatum*, *Calliphyloceras disputabile*.

Characteristic of the Tithonian—Valanginian are marly greyishbrown limestones with chert nodules, in the lower layers with *Calpionella alpina*, in higher layers spotted limestones with calcified radiolarians, globigerines, miliolides.

A sporadic member in the Choč nappe are dark-grey marly shales and marlstones with intercalations of sandy marlstones, sandy limestones and siltstones. Their Hauterivian age is proved by: *Nucleata* cf. *hippopus* (M. MAHEL in M. MAHEL—T. BUDAY 1967) and assemblage of nannoplankton (V. GAŠPARIKOVÁ 1979) with *Ellipsagelsphaeta britannica*. The importance of this member lies in indicating the onset of flyschoid sequence, partly diastrophic, in the southern units of the West Carpathians, already in the Hauterivian.

The Strážovské vrchy mts. are a rare example of completeness of the Choč nappe. Its polyfacial character with three fundamental units, the Čierny Váh, Biely Váh, Bebrava units with lateral replacement by transitions between them is an evidence of primary dissection of the Triassic sedimentary area (Figs. 65, 66). The individual sequences most often form particular structural elements, subordinate nappes, which are separated from the fundamental primary nappe. Most distinctly particular is the Bebrava unit; even in it, however, it is not valid in the whole extent. The cause of irregular dissection of the sedimentation area is that some structural units build up two laterally replacing sequences. Polyfacialness and polystructuralness are overlapping partly only. This is also one of the reasons why in our work we do not stick to the terminology proposed by J. BYSTRICKÝ (1973) and D. ANDRUSOV et al. (1973), we neither use for the Choč nappe the name Hronicum, nor Šturec nappe.

Distinguishing of the Bebrava unit points to close paleotectonic, also structural linking of the Choč and Strážov nappe. Genetic relations of the Bebrava unit and Strážov nappe are similar as of the Vernár unit to the North Gemeric, Besník nappe. As we see a close affinity of the Bebrava unit to the Vernár unit (M. MAHEL 1979), considered long ago as transitional between the Choč and Gemeric unit (R. KETTNER 1938; M. MAHEL 1957), we suppose that the Choč nappe is derived from the northern margin of the Gemeric sedimentation area; it is the northernmost unit of the Gemericum.

The Choč nappe is considered in the West Carpathians as typical shear nappe (D. ANDRUSOV 1968). Proving of recumbent folds and digitations, mainly in structural elements built up of the Biely Váh unit, but also in elements built up the Čierny Váh and Bebrava units, however, points to a considerable extent of fold structures, also of digitations. This is valid also in other mountains (M. MAHEL 1979). The Choč nappe of the West Carpathians is obviously a combination of a shear and fold nappe (Figs. 67, 71, 72, 81).

The Bebrava unit in the southern part of the Strážovské vrchy mts. is building up the essential part of the Choč nappe and sometimes its Lower Anisian limestones are lying directly on the Neocomian of the Krížna nappe. At several places it is underlain only by thin slices of the Biely Váh (near Krásna Ves) or Čierny Váh group.

The overturned sequences of the Bebrava units or their repeating, folding in of the core member of Anisian limestones, that all points to recumbent folds (mainly near Šipkov) — (Figs. 67, 74, 81).

In the northern area in the Malenica mountain group the Bebrava unit replaces the essential part of the Choč nappe. The more northern outliers of limestones of the Strážov nappe are folded in dolomite masses of the underlying Bebrava unit (Fig. 86).

The Choč nappe has a more complicated structure also in the eastern part of the Strážovské vrchy mts. In the Rajčianka valley amidst Anisian limestones is deeply folded in a relatively thick complex of dolomites. This is a steep syncline with SE vergency—one can speak about a trend to digitation (Fig. 78).

The Strážovské vrchy mts. are obviously also for the Choč nappe mainly owing to its polyfacialness, polystructuralness and completeness, but also to its relation to the Strážov nappe, a model area and in this case for the more northern parts of the nappes.

STRAŽOV NAPPE

The Strážov nappe has its home area in the Strážovské vrchy mts; here it was distinguished first (D. ANDRUSOV 1936) — (Fig. 30).

The oldest member of the Strážov nappe in the Strážovské vrchy mts. are dark-grey to grey massive and thick-banked limestones. Their Pelsonian to Hydaspien age is proved by conodonts *Neospathodus kockeli* and foraminifers *Pilamina densa* and *Meandrospira dinarica*.

The upper layers of these limestones are characterized by variety of colours and their inequal distribution (brownish, pinkish, reddish), tending to nodularity, with intercalations of claystones, microfacial variegatedness (crinoidal, oolitic, crinoidal-brachiopod limestones), also crinoidal limestones and bedded silicites are associated. Some layers resemble the Reifling, more often Schreyeralm limestones. They are relatively rich in conodonts. The stratigraphical range of these basin type facies is variable. Most often the macrofauna and microfauna displays an Illyrian age with *Mentzelia mentzelii*, *Aulacothyris angusta*, *Tetractinella trigonella*, *Spiriferina manca* (M. MAHEL 1967, J. PEVNÝ 1979); equally also conodonts: *Gondolella constricta*, *Gondolella excelsa*, *Gondolella mombergensis* and holothurians: *Theelia planorbicula*, *Theelia pseudoplanata*, *Tetravirga perforata*, *Priscopodatus tyrolensis*, *Priscopodatus triassicus*. The presence of conodonts (M. KRIVÝ 1981, J. PEVNÝ 1981) *Neospathodus kockeli* and *Gondolella bulgarica* indicates in places the beginning of variegated sequence already in the Pelsonian.

At several localities the assemblage of conodonts and holothurian proves (area of Trstená and Riedka) a Ladinian to Cordevolian age (H. KOZUR—R. MOCK—K. PUŠKÁROVÁ 1960), with *Metapolygnathus hungaricus*, *Metapolygnathus mungoensis*, *Gondolella foliata*.

The main member of the Strážov nappe are light-coloured Wetterstein limestones, massive, in places thick-banked, prevailing of coral-sponge subfacies, often organodetrital with more frequent corals, calcareous sponges, brachiopods, lamellibranchs and gastropods. Some layers form reef formations with more frequent corals, sponges and solenopores. The macrofauna from numerous localities, mainly from the area of Zihlavník points to a Ladinian to Lower Carnian age.

The uppermost layers are without doubt Carnian with *Pomarangina haydeni*, *Cornucardia hornigi*, *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) ex. gr. *rostratum*, „*Terebratula*“ *veszprimica*, „*Terebratula*“ *debilis* (M. KOCHANOVÁ 1971, J. PEVNÝ 1971).

Unequal thicknesses and stratigraphic range of these basin members in the Strážov nappe, but in places (e.g. in the area of Baske) also their missing, is a contribution in favour of the opinion of dissection of the sedimentation area of more southern zones of the West Carpathian geosyncline throughout the Triassic (beginning mainly from the Anisian), unequal in space and variable in time, in favour of the opinion of a mobile unequally dissected shelf of paraliogeosynclinal type (M. MAHEL 1980).

The Strážov nappe forms tectonic outliers usually overlying various units of the Choč nappe, most often of the Bebrava unit. In frontal parts it shows refolding with the underlying Bebrava unit, obvious north of Strážov, at Smrčinovec and in the frontal part of Kačky, also in the Baske outlier (Figs. 72, 73, 75, 76, 81).

When considering mutual relations of the Choč and Strážov nappe, their mutual spatial compensation, in places approaching even replacement, should be taken into account. It is not incidental that the Choč nappe is reduced in many areas where the Strážov nappe occurs. Linking of the Choč nappe in content and structure with the Strážov nappe is much more greater than linking of the Choč nappe with the Krížna nappe.

PALEOGENE

To particularities of the Strážovské vrchy mts. also a double type of Paleogene belongs. (Fig. 31):

- Central-Carpathian type with southern development, situated in the Kšinianska kotlina and Hornonitrianska kotlina depressions
- Periklippen type, its southern development and in the Prečinska kotlina and Domanížská kotlina depressions.

Features characteristic of the Central-Carpathian Paleogene are: transgression in the Middle Lutetian; reaching the Oligocene, affinity of the fauna to the Pannonian type and four lithofacies.

a) The transgressive sequence has sandstones as intercalations, at the base monomict (carbonate breccias and conglomerates, variable thickness 10—120 m; Upper Lutetian age) on the basis of nummulites and many foraminifers of the *Truncorotaloides rohri* zone (O. SAMUEL—J. SALAJ 1968).

b) Marginal lithofacies with prevalence of polymict conglomerates and breccias with layers of sandstones with lateral transitions into flysch. The layers of sandy marls, sandstones and organogenic limestones contain a rich fauna of Pannonian type with marine and brackish horizons (D. ANDRUSOV 1955, J. PAŘŠOVÁ 1970). These equally as larger and smaller foraminifers prove the Upper Lutetian age.

c) Thick (190—372 m) claystone lithofacies with assemblage of Upper Eocene foraminifers (*Globigerapsis index*).

d) The flysch sequence attains thicknesses more than 300 m.

The Periklippen Paleogene is characterized by: transgression already in the Ypresian not only in the fronts of the Choč but also of the Krížna nappe: by two lithofacies.

The base is formed by monomict conglomerates with little sorting of pebble material.

A member particularly characteristic of the Periklippen Paleogene is the flysch sequence with abundant layers of conglomerates, partly also with large blocks, mainly of organogenic limestones (nummulite, algal, lumachelle). They are prevailing sediments of submarine talus streams of low maturity with tongue shaped fading away of conglomerate lithosomes (R. MARSCHALCO 1978). Sedimentation terminates already in the Lutetian or Lower-Middle Eocene.

The presence of the Central Carpathian and Periklippen Paleogene in the Strážovské vrchy mts., also in several depressions, makes possible to know the extent of effects of younger foldings in the Strážovské vrchy mts. The central Carpathian Paleogene is disturbed tectonically only at the northern margin near the fault contact with crystalline rocks. These marginal parts of the Paleogene, underlying the Neogene basins, are highly broken up by faults. Remarkable is the unequal thickness of individual Paleogene lithofacies and essentially gentle dips (only 10—15°) outside the marginal part.

In the Periklippen zone in the Prečinska kotlina and Domanížská kotlina depressions the Paleogene is intensely disturbed, mainly in the marginal parts, by faults of upthrust character running parallelly with the axes of fold structures.

THE NEOGENE OF THE STRÁŽOVSKÉ VRCHY MTS.

occurs in the marginal Ilavská kotlina and Trenčianska kotlina depressions at the western margin, in the Bánovská kotlina and Hornonitrianska kotlina depressions at the eastern margin. To the particularities belongs representation of the Lower Miocene of little thickness preserved also in denudation remnants overlying the Mesozoic. They are Eggenburgian carbonate conglomerates with transition through sandstones to the schlier sequence in the Eggenburgian (E. BRESTENSKÁ 1980). In the uppermost parts the sequence is of flyschoid character.

The marginal parts of the Strážovské vrchy mts. are also reached by fluvial gravels with intercalations of sandstones and sandy claystones ranging to the Dacian. They form the filling of the Trenčianska kotlina and Ilavská kotlina depressions.

In the marginal parts of the Strážovské vrchy mts. and in valleys Quaternary sediments, proluvial Würm—Riss and fluvial sandy gravels (Riss) are found (I. VAŠKOVSKÝ 1977). In places also eolian loess and loess loams are found (Würm). From the spring area near Bojnice are known freshwater limestones, prevailing of Holocene age, forming also more extensive mounds originated during the Last Interglacial.

IMPORTANCE OF LATE-ALPINE TECTONICS

There are few mountain ranges in the West Carpathians, where owing to complexity of the structure (presence of all Subtritic nappes, of recumbent folds, relatively good knowledge of the structural character of nappes, but also of the presence of the Paleogene in several

depressions), participation of Late-Alpine structures, also fold structures, in the building of the mountains can be considered. Therefore also in this regard the Strážovské vrchy mts. can serve as model mountains (Fig. 80).

The Late-Alpine fold structures (9 pairs of synforms and antiforms) may be traced in the frame of the whole mountains, also when they are more distinct in the Periklippen zone. Their presence also south of the crystalline core indicates the important rôle of post-nappe overthrust folding in all the Tatrides. The course of fold structure axes shows a less deviation from dip 10–30° from the axis of the Paleozoic structure.

Owing to the Late-Alpine folding also the crystalline core is divided into the Suchý anticline and more southern Malá Magura anticline separated by the Temeš syncline and intersected by the north-southern Diviaky fault. Along this fault of dextral displacement rotation of the Malá Magura crystalline complex took place.

The majority of folded structures is accompanied by upthrusts, most often south-vergent, at the inner margin of anticlinal structures. These upthrusts belong among particularly important structural phenomena of the building.

The Paleogene overlaps transgressively in places anticlines. These obviously formed by pre-Lutetian transgression and are perhaps connected with the Laramide or Illyrian phase of folding. More intense post-Paleogene folding is mainly in the Periklippen zone.

In some sections strike upthrusts are overlapped by younger strike normal faults. A typical example is the Rajecká kotlina depression (northerly of the margin of the Strážovské vrchy mts.) with greatest sinking with uplifting of the Kozel anticlinal horst.

The structural analysis carried out in the Strážovské vrchy mts. displays an uncommonly large number of faults with manifestation of several strike systems: a) NW–SE, b) N–S, c) W–E, d) NE–SW, also WNW–ESE (Fig. 82).

Without doubt also in other core mountains the number of faults and fault systems is larger than described so far. It is necessary to stress particularly in several systems manifestation of compressional movements, strike-slip faults, transversal upthrusts with accompanying transversal brachystructure. Superimposition of these faults is obviously older than the Badenian. It is connected with the period of more distinct manifestation of compressional tectonics. This concerns also the faults of N–S direction. Their distinctness (Timoradza, Radiša, Diviaky, Malá Magura faults) is not only a consequence of manifestation in the youngest periods. Just in them strike movements and indications of compression are apparent. Their superimposition is obviously older. They are an example of longer-persisting faults with more distinct changes of the sense and function in the course of time (Figs. 83, 87).

At faults perpendicular or transversal to the strike of fault structures indications of compression are shown. They obviously formed with fading away of the Paleozoic folding. They are usually linked with distinct uplifting, form the basis on which smaller dislocations formed a cascade style of structure.

Two faults in the Strážovské vrchy mts. reach by far beyond the frame of these mountains, they are: the Jastrabie fault, striking nearly NW–SE, which separates two blocks: the block of the Strážovské vrchy mts. and the block of the Považský Inovec mts., different in structure and of particular movement with formation of the Carpathian arc (M. MAHEL 1959).

A further fault, obvious also from cosmic satellite photographs (communication by P. REICHWALDER) is the Radotiná—Tužina fault. The faults striking NE–SW in the Strážovské vrchy mts., so more or less of strike parallel with the course of fold structures, are shown at the margins of the mountains, western as well as southern, as marginal normal faults of depressions, point to genetic connection of these young morphostructural elements with older ones.

It is conspicuous that the marginal normal faults — main representatives of the morphostructural plan are often coincident in strike with the course of Paleo- or Mesoalpine structures. This points to older genetic linking of the main structure-forming and morphostructure-forming elements and so indirectly also to older foundation of the fundamental elements of the Carpathian arc.

EXPLANATIONS OF TEXT-FIGURES

Fig. 1. Geographical position and division of the Strážovské vrchy mts.; M. MAZÚR—M. LUKNIŠ 1981

Fig. 2. Position of the Strážovské vrchy mts. in the West Carpathians

Fig. 2a. Scheme of distribution of tectonic units in the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL 1980

Explanations: 1 – Strážov nappe; 2 – Choč nappe; 3 – Manín nappe; 4 – Krížna nappe; 5 – Malá Magura (mantle) unit; 6 – crystalline cores; 7 – Paleogene cover: a) periklippen, b) Central Carpathian; 8 – Neogene; 9 – overthrust lines of a) first and b) second order; 10 – a) back upthrusts, b) deep-seated faults, c) faults.

Fig. 2b Outline of distribution of geological profiles

Fig. 3 Lithostratigraphical profile through the Malá Magura "series"; M. POLÁK 1975.

1 – Dark-grey, clayey-sandy shales with intercalations of grey fine-grained sandstones. Near Čavoj layers of conglomerates. *Rhizamina cf. divisa*, *Glomospira gordialis*, *G. gaultina*, *Hedbergella roberti*, *Thalmaninella ticinensis*; J. SALAJ—O. SAMUEL 1966

2 – Grey marly limestones with nodules and layers of black silicites. They contain sporadically interbeds of marly shales. Microfauna in the lower layers of the sequence: *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpatica*

3 – Light-grey, greenish, thin-banded, platy cherty limestones with *Saccocoma* sp., *Placunopsis tatraca* ZIET., *Chlamys cf. subtextoria* (MÜN.); M. MAHEL 1967

4 – Dark-grey, black crinoidal, sandy-crinoidal, banded (10–60 cm) limestones alternating with layers of black distinctly occurring silicites and clayey-sandy shales

5 – Dark-grey to black regularly alternating marly, in places weakly spotted limestones with black marly shales

6 – Black marly shales with intercalations and lenticles of black marly and siliceous limestones with *Echioceras* sp.

7 – Dark-grey to black clayey-sandy shales with intercalations of dark grey sandy-crinoidal and oolitic limestones. *Gryphaea cymbium* GOLDF., *G. arcuata* LAM.; M. MAHEL 1967

8 – Black organodetrital sandy oolitic limestones with intercalations of black shales. *Rhaetavicula contorta*, *Pinna* sp., *Gervillia cf. sancti galli*, *Modiolus cf. minutus*, *Plicatula cf. archiaca*, *Liostrea irregularis*, *Modiolus cf. rhaeticus*; M. KOCHANOVÁ 1965, M. MAHEL 1961a

- 9 – Red and pink banked quartz sandstones, conglomerates with interbeds of red clayey sacharoidal dolomites
- 10 – Dark-grey clayey shales
- 11 – Dark-grey, light-grey, banked (10–60 cm) fine-crystalline compact and sacharoidal dolomites
- 12 – Dark-grey to black Gutenstein limestones, vermicular limestones, organodetrital limestones, layers of light-coloured compact dolomites
- 13 – Reddishviolet, clayey-sandy shales with intercalations of red sandstones
- 14 – Light-grey, pink medium-to coarse-grained quartz sanstones, often with cross-bedding, at the base with layers of quartz conglomerates

Fig. 4 Lithological profile of the Lower Triassic in the Lúčna dolina valley (Malá Magura)

- 1 – Graded-bedded quartzite with fragments and galls of violet and green claystones – slumping body
- 2 – Alternation of thicker claystone beds with medium – and fine-grained, also cross-bedded sandstones
- 3 – Red and green claystones
- 4 – Coarse-grained quartzites, fine-grained quartzites with irregularly scattered pebbles
- 5 – Claystones alternating with graded — and cross-bedded quartzites
- 6 – Red and green claystones, light-coloured quartzites
- 7 – Erosion channel in coarse-grained quartzite, filled up with fine-grained quartzite
- 8 – Coarse-grained quartzites with claystone galls, irregularly scattered pebbles, also graded-bedded

Fig. 5 Lithological profile through the Lower Triassic, crossroad of the Slávikova dolina and Zliechovská dolina valley; M. POLÁK 1973

- 1 – Reddishviolet, coarse-grained – medium-grained quartz sandstones to conglomerates; the fragments are formed by quartz, feldspars, muscovite
- 2 – Brownishgrey, sericite-sandy shale; fragments of quartz and feldspars
- 3 – Brownishgrey, fine-grained, quartz sandstones, accessory feldspars (Ca—Na)
- 4 – Grey, yellowish, medium to fine-grained quartz sandstone of mosaic texture

Fig. 6 Lithological profile, through the Middle Triassic at mount Svibiny vrch: M. KRIVÝ 1969

Explanations: 1 – Gutenstein limestones, 2 – dolomites, a) brecciated dolomites

Fig. 7 Lithofacial profile; Gutenstein limestones (Anisian) elev. p. 903,0 m-mount Svibiny vrch; M. Polák 1975.

- 1 – Ostracode microfacies, radiolarians, silty SiO₂
- 2 – Lamellibranch-ostracode microfacies, detritus of lamellibranchs, ostracodes, crinoid fragments, authigenic calcite
- 3 – Crinoidal microfacies, crinoid ossicles, ostracodes, grains of silt quartz
- 4 – Crinoidal microfacies, fragments and ossicles of crinoids, ostracodes, radiolarians (vermicular limestone)
- 5 – Ostracode and pellet microfacies, ostracode shells, pellets, fragments of lamellibranchs (microstylolites)
- 6 – Lamellibranch microfacies, fragments and shells of lamellibranchs, ostracodes, radiolarians, foraminifers
- 7 – Crinoidal-lamellibranch and gastropod microfacies, echinoderm stems, detritus of bivalves, ostracodes, gastropods
- 8 – Lamellibranch-ostracode microfacies, fragments of lamellibranchs, ostracodes, radiolarians, detritus of crinoids, foraminifers (*Pilamina* sp.)

Fig. 8 Lithological profile through the Keuper of the Malá Magura unit east of Valaská Belá; M. POLÁK 1973

- 1 – Reddishviolet, clayey-sandy disintegrating shales with muscovite scales and quartz fragments
- 2 – Medium — to fine-grained, quartz sandstones. The banks are 5–10 cm thick, fragments of quartz, muscovite, sericite, K-feldspars; psammitic texture

Fig. 9 Lithofacial profile through the Lower Liassic east of Valaská Belá; M. Polák 1973

- 1 – Coarse-grained, clayey-sandy splintering shales with intercalations of crinoidal-sandy limestones
- 2 – *Lenticulina* sp., crinoids, intraclasts, clastic quartz
- 3 – Detritus of bivalves, crinoids, intraclasts
- 4 – Clayey-sandy shales
- 5 – Intraclasts, crinoid ossicles, lamellibranch detritus
- 6 – ostracodes, oolites
- 7 – Brownishgrey marly and clayey shales
- 8 – Intraclasts, crinoids, bivalves, ostracodes, SiO₂ fragments
- 9 – Intraclasts, lamellibranch fragments, clastic quartz, sandy splintering shales

Fig. 10 Lithofacial profile (Liassic-Dogger) of the Malá Magura unit 1 km east of Valaská Belá (Slávikova dolina valley); M. POLÁK 1973

- 1 – Crinoidal limestones with intercalations of shales
- 2 – Dark crinoidal, sandy-crinoidal limestones, interbeds of shales, layers of black silicites
- 3 – Dark crinoidal sandy limestones with layers of shales
- 4 – Thick-banked crinoidal limestones
- 5 – Dark shales with intercalations and layers of black weakly crinoidal, in places spotted limestones
- 6 – Dark sandy and compact weakly marly limestones

Fig. 11 Defilé through the Dogger sequence of the Malá Magura group east of Valaská Belá; M. MAHEL 1967

Explanations: 1 – Dark-grey limestones with indication of graded bedding (in the lower layers usually coarse-grained to brecciated); 2 – dark-grey silicites; 3 – dark-grey claystones

Fig. 12 Lithofacial profile through the Dogger of the Malá Magura unit 500 m SW of the hamlet Agnušinci; M. POLÁK 1973

- 1 – Crinoids, sponge spicules, authigenic and clastic quartz
- 2 – Fragments of foraminifers, crinoids, authigenic and clastic quartz
- 3 – Highly sandy limestone to calcareous sandstone
- 4 – Authigenic calcite grains, radiolarians, sponge spicules, ostracodes
- 5 – *Glomospira* sp., crinoid ossicles, intraclasts
- 6 – Radiolarians, crinoids, sponge spicules
- 7 – Clayey shales
- 8 – Crinoid ossicles, radiolarians, sponge spicules, clastic quartz
- 9 – Highly sandy sandstone

Fig. 13 Lithofacial profile through the Tithonian-Neocomian south of the hamlet Hubkovci (east of Valaská Belá); M. POLÁK 1973

- 1 – Radiolarian microfacies, *Tintinnopsella carpathica*, ostracodes, fragments of crinoids
- 2 – Radiolarians, fragments of crinoids
- 3 – *Calpionella alpina*, *Globochaete alpina*, radiolarians
- 4 – Calpionel-radiolarian microfacies: *Calpionella alpina*, *C. elliptica*
- 5 – *Calpionella alpina*, radiolarians, ostracodes

Fig. 14 Lithological profile through the dolomite sequence near Čierna Lehota, M. KRIVÝ 1969

Explanations: 1 – dolomites, 2 – marly dolomites; 3 – intercalations of shales

Fig. 15a-Schematic lithological profile through the Keuper of the Krížna nappe east of Čierna Lehota; V. ĎUROVIČ 1972

- 1 – Limestones
- 2 – Clayey, clayey-sandy shales, claystones, siltstones, clayey dolomites to dolomite claystones with thin layers (15–30 cm) of sandstones
- 3 – Light-grey, light-bluish, fine-grained to compact dolomites
- 4 – Sandstones (greywacke arcoses) with layers of fine-grained conglomerates (the sandstones have parallel cross-bedding)
- 5 – Alternation of variegated sandstones, claystones, clayey to clayey-sandy shales to siltstones, dolomite claystones and dolomites (sandstones with cross-bedding)
- 6 – Layer of fine-grained sandstones
- 7 – Claystones, clayey shales and dolomite claystones
- 8 – Fine-grained sandstones
- 9 – Clayey shales, claystones and clayey dolomites
- 10 – Alternation of light-greyishgreen and red dolomite claystones
- 11 – Dolomites, clayey dolomites, sandstones
- 12 – Alternation of dolomites, clayey dolomites, dolomite claystones and sandstones
- 13 – Dolomites

Fig. 15b Schematic lithological profile through the Keuper of the Krížna nappe north to northeast of Valaská Belá; V. ĎUROVIČ 1972

- 1 – Limestones
 - 2 – Dolomites, claystones, clayey shales and claystones
 - 3 – Dolomites
 - 4 – Dolomites and variegated clayey and clayey-sandy shales, siltstones, claystones and dolomite claystones
 - 5 – Dolomites, clayey shales and sandstones with laminated structures
 - 6 – Platy sandstones, clays shales and dolomite claystones
 - 7 – Fine-crystalline dolomites and alternation of variegated clays, shales, claystones and dolomite claystones
 - 8 – Sandstones with cross-bedding
 - 9 – Dolomites and variegated sandstones, siltstones, claystones, clayey and clayey-sandy shales
 - 10 – Red and reddishbrown clayey and clayey-sandy shales and dolomite claystones
- 1 – Limestones, 2 – dolomites, 3 – sandstones, 4 – clayey shales and claystones, 5 – clayey-sandy shales and siltstones, 6 – clayey dolomites and dolomite claystones, 7 – quartz sandstones to quartzites

Fig. 16 Lithological-stratigraphical profile of the Fatra formation at the locality Hýřeška in Valaská Belá; J. MICHALÍK 1979

Explanations: 1 – dolomites; 2 – marls and claystones; 3 – sandstones; 4 – marly limestones; 5 – marly organodetrital limestones; 6 – organodetrital limestones; 7 – lumachelle limestones with bivalves; 8 – lumachelle brachiopod limestones; 9 – coral limestones;

10 – calcisponge limestones; 11 – lumachelle gastropod limestones; 12 – crinoidal limestones; 13 – oolitic limestones; 14 – yellow marly bodies (of laterite appearance).

Fig. 17 Lithological profiles through the Krížna nappe (according to A. KULLMANOVÁ, M. MAHEL)

a) Belá sequence, b) Kremeniny slice – „transitional“ development, c) “transitional” development in the Zliechov unit, d) Zliechov sequence

Fig. 18 Lithological-stratigraphical profile (Callovian – Barremian) through the Zliechov group – Strážovce, J. Michalik in K. BORZA – V. GAŠPARIKOVÁ – J. MICHALÍK – Z. VAŠÍČEK 1980

Fig. 19 Lithostratigraphical profile through the Lower Cretaceous sequence of the Nozdovice development near Nozdovice (according to J. MICHALÍK 1978)

Fig. 20 Defilé through the Zliechov unit in the cut of the new road Zliechov—Čičmany (southern slope of mount Strážovce SE of Zliechov); J. MICHALÍK – Z. VAŠÍČEK 1981

Explanations: 1 – Marls and claystones; 2 – spotted limestones; 3 – marly limestones; 4 – rhythmical sequence; 5 – tuffitic limestones; 6 – brecciated limestones; 7 – compact biancone limestones; 8 – aptychi limestones; 9 – radiolarites; 10 – red marly belemnite limestones; 11 – greyishbrown marls; 12 – dark-grey organogenic and organodetrital limestones; 13 – corals; 14 – megalodonts; 15 – variegated claystones; 16 – dolomites.

T_{3r} – Rhaetian, J_{1h} – Hettangian, K_{1s} – Sinemurian – Domerian?, ? J_{3k} – ? Kimmeridgian – Oxfordian, J_{3t} – Tithonian, Cr_{1b} – Berriasian, Cr_{1v} – Valanginian, Cr_{1h} – Hauterivian, Cr_{1ba} – Barremian, Cr_{2a} – Albian

Fig. 21 Lithological profiles in the flysch sequence of the Krížna nappe (Albian – Lower Cenomanian) of the Strážovské vrchy mts., J. JABLONSKÝ 1978

1 – Coarse-grained sandstone; 2 – medium-grained sandstone; 3 – fine-grained sandstone to aleurite; 4 – aleuritic fine-sandy calcareous shales and claystones; 5 – deformed redeposited pelites and aleurites, 6 – homogeneous-bedded sandstone terminated by lamination; 7 – sandstone bank with clay galls, terminated by oblique lamination; 8 – chaff; 9 – bioglyphs at the lower bedding plane; 10 – current erosion marks (flute casts); 11 – prod marks, 12 – groove casts, 13 – impressions, pressure marks; 14 – direction of oblique lamination; 15 – direction of orientation of longer quartz grain axes; 16 – orientation of strike structures; 17 – direction of course of ripple-mark ridges

Location of profiles:

No. 1 – Horná Poruba 500 m NE of the village

No. 2 – NNW of Homôlka, 1,9 km

No. 3 – ESE of Homôlka 0,6 km

No. 4 – Horná Poruba NE 800 km of the village

No. 5 – Lietavská Svinná

Fig. 22 Scheme of lithological conditions in the flysch sequence of the Krížna nappe (Albian – Lower Cenomanian) of the Strážovské vrchy mts., J. JABLONSKÝ 1978

1 – Marlstones and marly shales (pelites); 2 – calcareous aleurites; 3 – fine-grained to medium-grained calcareous sandstones; 4 – coarse-grained calcareous sandstones; 5 – microconglomerates; 6 – layer of polymict conglomerate; 7 – paraconglomerates; 8 – organodetrital limestones

Fig. 23 Geological map of the area of Valaská Belá (M. MAHEL)

Explanations: 1 – Choč-nappe – Julian; Lunz beds; 2 – Krížna nappe; 2–5. Zliechov sequence; 2 – Albian; marly shales, sandstones; 3 – Tithonian–Barremian; marly limestones; 4 – Kimmeridgian; red marly limestones; 5 – Kellway–Oxfordian; variegated radiolarites; 6 – green radiolarian limestones and radiolarites; 7 – Liassic; “Fleckenmergel” in lower layers, Kopieniec beds; 8–12 – “transitional” sequence and Jurassic members of the Kremeniny slice; 8 – variegated nodular, partly slightly crinoidal limestones; 9 – Dogger; dark siliceous limestones, spongolites; 10 – Liassic dark. Fleckenmergel; 11 – Liassic; grey crinoidal limestones with cherts; 12 – Lower Liassic; brecciated limestones, breccias and layers of dark limestones; 13–18 – Belá sequence; 13 – Albian; marly shales, sandstones; 14 – Lower Albian; cherty limestones; 15 – Barremian – Aptian; organodetrital limestones; 16 – Malm – Hauterivian; variegated and gray limestones; 17 – Dogger; crinoidal limestones; 18 – Liassic; sandy-crinoidal limestones, shales; 19–25 – Triassic members of the Krížna nappe; 19 – Rhaetian, Fatra beds; 20 – Upper Norian–Lower Rhaetian, Carpathian Keuper; 21 – Ladinian–Upper Triassic, dolomites; 22 – Anisian; Gutenstein limestones; 23 – Spathian; Werfen beds; 24 – Lower Triassic; quartz sandstones, quartzites; 25 – crystalline rocks; 26–32 – Malá Magura unit; 26 – Albian–marly shales; 27 – Tithonian–Hauterivian; platy marly limestones with cherts; 28 – Dogger–Malm, silicites, crinoidal limestones, shales; 29 – Middle–Upper Liassic; shaly untypical Fleckenmergel; 30 – Lower Liassic; dark shales, marly limestones, sandy limestones; 31 – Norian–Carpathian Keuper; 32 – Middle Triassic–Carnian; dolomites; 33 – Lower Triassic; quartzites.

Fig. 24 Lithological profiles through the Manín nappe (according to investigation of A. KULLMANOVÁ, M. MAHEL and K. BORZA) 1 a–b in the Central Carpathian part, 2 c–d in the Klippen Belt

Fig. 25 Lithological-stratigraphical profile through the Butkov klippe – Mojtínska dolina valley; K. BORZA

Fig. 26 Lithological-stratigraphical profile at Bindárka east of Soblahov; K. BORZA

1 – Grey, weakly marly limestones (*Calcisphaerula innominata*, *Pithonella ovalis*, *P. trejoi*, *Bonetocardiella conoidea*); 2 – grey coarse-grained crinoidal limestones (*Cadosina oraviensis*); 3 – dark cherty limestones (*Colomiella resta*, *Calpionellopsis maldonadoi*); 4 – dark-grey cherty limestones (*Praecolomiella trejoi*).

Fig. 26a Upper Albian variegated sequence in the excavation pit of the water works above the quarry near Dobrá; M. MAHEL
1 – Upper Albian–Lower Cenomanian, greyishgreen to greyishwhite clayey shales; 2 – rusty-brown tuffites; 3 – Barremian–Albian dark-grey limestones, at surface weathering crust in places with aragonite cover

Fig. 27 Lithological profiles through the Čierny Váh, Biely Váh and Bebrava groups; M. MAHEL

Fig. 28 Geological profile at the southern slope of Suchá hora; M. MAHEL

1 – Middle Triassic; dark limestones, a) with chert nodules; 2 – dark marly limestones, intercalations of shales–Aon beds; 3 – Lunz beds: dark shales, intercalations of sandstones; 4 – Opponitz limestones, partly marly and dolomitic limestones; 5 – Upper Triassic–dolomites; 6 – Middle Triassic–grey limestones of the Strážov nappe, a) with chert nodules.

Fig. 28a Lithological profile of the Reifling limestones at Homôlka M. KRIVÝ 1969

Explanations: 1 – Limestones: a) nodular, b) brecciated, c) with chert nodules; 2 – dolomites: a) brecciated dolomites; 3 – shales.

Fig. 29 Lithological-stratigraphical profile; Mojtn limestones at the locality Trstie; J. MICHALÍK–A. GAŽDICKI 1980

Explanations: 1 – Limestones; 2 – oolitic limestones; 3 – coral limestones; 4 – brachiopod limestones; 5 – lumachelles; 6 – crinoidal limestones; 7 – organodetrital limestones; 8 – dolomites; 9 – loferitic dolomites; 10 – marly shales; 11 – marls; 12 – belemnites.

Fig. 29a Lithological-stratigraphical profile of Rhaetian (Mojtn) limestones from mount Norovica (according to J. MICHALÍK)

Explanations: 1 – Limestones; 2 – oolitic limestones; 3 – brachiopod limestones; 4 – megalodont limestones; 5 – lumachelles; 6 – crinoidal limestones; 7 – organodetrital limestones; 8 – dolomites; 9 – loferitic dolomites; 10 – marly shales; 11 – marls; 12 – belemnites.

Fig. 30 Lithological profiles of the Strážov nappe, M. KRIVÝ 1979

Fig. 31 Lithological table of the Paleogene in the Strážovské vrchy mountains; P. GROSS 1982

1 – Mesozoic substratum undivided; 2 – grey calcareous sandy claystones; 3 – sandstones of non-flysch type (molasse?); 4 – wild flysch–exotic conglomerates, conglomerate flysch; 5 – variegated (red and green) marls and marlstones, partly also clayey limestones; 6 – olistoliths (reef limestones); 7 – basal transgressive lithofacies–Súfov type; 8 – marginal lithofacies–conglomerates; 9 – marginal lithofacies–alternation of breccias, conglomerates, sandstones and claystones, in places in flysch development; 10 – marginal lithofacies–sandstone–conglomerate lithofacies; 11 – claystone lithofacies; 12 – flysch lithofacies with distinct prevalence of claystones over sandstones; 13 – flysch lithofacies; 14 – sandstone lithofacies –non-flysch development; 15 – layers of conglomerates in flysch (Súfov type conglomerates)

Fig. 32 Tectonic sketch-map of the Suchý and Malá Magura crystalline complex; Š. KAHAN–M. PUTIŠ 1983

Explanations: 1 – Paragneisses; 2 – graphite crystalline schists; 3 – amphibolites; 4 – migmatites, a) with prevalence of paramaterial, prevailingly imbibition gneisses, b) arterites to nebulites; 5–6 – granitoids; 5 – biotitic granite to granodiorite; 6 – leucocratic pegmatite–aplite granites, a) synthetic, b) with abundant garnets; 7 – amphibole–biotite quartz diorite; 8 – lamprophyre; 9 – quartz porphyry; 10 – strike of dip and dip of S₁ surfaces (metamorphic foliation; inherited structure element in migmatites and granitoids); 11 – B–axes of folds (of S₁ surfaces); 12 – S₂ strike of dip and dip of S₂ surfaces (surfaces of Alpine mylonitization); 13 – axes of flat synforms (of S₁ surfaces); 14 – axes of flat antiforms (of S₁ surfaces); 15 – course of compressed and fan-like structures (of S₁ surfaces); 16 – axes of brachysynforms; 17 – axes of brachyantiforms; fault planes; 19 – overthrust planes of Mesozoic nappes; 20 – upthrust planes; 21 – distinct joint systems (strike and strike of dip); 22 – Central Carpathian Paleogene; 23 – Mesozoic of nappes; 24 – Tatríde mantle Mesozoic.

Figs. 33, 34 Explanations to geological profiles of crystalline rocks of the Suchy and Malá Magura (Š. KAHAN 1979)

Explanations: Tertiary deposits (generally) and the Quaternary; 2 – Mesozoic on the whole; 3 – leucocratic – prevailingly aplite granites to granodiorites with macroscopic distinguishable garnets; 4 – pegmatite, or aplite–pegmatite granites–syntectonic; 5 – pegmatites – distinct veins in gneisses and granitoids; 6 – migmatites with prevalence of paleosome, banded–stromatitic; 7 – migmatites with torn lenticles and blocks of paleosome–nebulitic; 8 – migmatites with prevalence of neosome, stromatites to stromatite nebulites; 9 – migmatites with approximately equal representation of paleosome and neosome–prevailingly stromatitic, locally eyed; 10 – amphibolites; 11 – graphitic gneisses; 12 – quartz biotite paragneisses with local occurrences of pegmatites and aplites; 13 – biotite to two–mica paragneisses with local layers of pegmatites and aplites.

Fig. 35 Geological profiles through the Malá Magura disturbed by strike upthrusts; M. MAHEL 1982

Explanations: 1 – Crystalline rocks; 2 – Lower Triassic, prevailingly quartzites; 3 – Middle Triassic – limestones; 4 – Middle Triassic to Carnian, dolomites; 5 – Jurassic (undivided); 6 – Neocomian–platy limestones with cherts; 7 – Albian–shales, intercalations of sandstones

Fig. 36 Digitation of the Krížna nappe in the eastern part of the Strážovské vrchy mountains; M. MAHEL

Explanations: 1 – Crystalline rocks; 2 – Lower Triassic–Upper Albian, Malá Magura unit; 3–7 – Krížna nappe: 3 – Anisian (T₂)–Lower Carnian, limestones, dolomites; 4 – Upper Carnian (T₃) – Rhaetian, Carpathian Keuper and Tatra form.; 5 – Jurassic (J) in Zliechov development with Fleckenmergel and radiolarites; 6 – Tithonian – Aptian, marly limestones (K₁); 7 – Albian–Lower Cenomanian (K₂) marlstones, sandstones; 8 – Choč nappe (T_{2–3})

Fig. 36a Tectonic sketch-map of the Krížna nappe in the Strážovské vrchy mountains M. MAHEL 1982

Explanations: 1–7–Krížna nappe: 1 – basal parts of nappe; 2 – fundamental part (Keuper–Lower Cretaceous) of nappe – Zliechov type; 2a – shallow–water type; 3 – Albian of the Zliechov sequence; 4 – Belá offspring nappe; Keuper–Albian; 5 – Kremeniny slices; 6 – Nozdrovica

slices; 7 – roof digitations; 8 – Manín „klippes“; 9 – Manín “mantle” – Albian – Cenomanian; 10 – axes of plunging anticlines-digitations; 11 – axes of plunging synclines; 12 – recumbent folds; 13 – upthrusts truncating back anticlines, 14 – lines of I. order; 15 – lines of II. order.

Fig. 37 Recumbent folds in the Krížna nappe in the area of Nitrianske Sučany (schematized); M. MAHEL 1980

Explanations: 1 – Krížna nappe: 1 – Middle Triassic (including the Carnian); 2 – Upper Triassic; 3 – Jurassic; 4 – Tithonian – Lower Cretaceous; 5 – Choč nappe.

Fig. 38 Digitation of the Belá nappe and Kremeniny slice at mount Čierny vrch; M. MAHEL 1982

Explanations: 1–10 – Belá nappe: 1 – Anisian – Gutenstein limestones; 2 – Ladinian–Carnian–dolomites; 3 – Norian–Carpathian Keuper; 4 – Rhaetian; 5 – Liassic, partly Dogger – crinoidal, partly sandy crinoidal limestones; 6 – Malm – pink limestones; 7 – Tithonian – Neocomian – organogenic limestones; 8 – Lower Albian – cherty limestones; 9 – Albian – marly shales – sandstones; 10 – calcified limestones; 11–14 – Kremeniny imbricated zone; 11 – Liassic – crinoidal lumachelle limestones; 12 – Upper Liassic – Lower Dogger – cherty Fleckenmergel; 13 – Dogger–dark silicites; 14 – Malm–nodular limestones with radiolarites; 15 – Tithonian – Neocomian – marly limestones; 16 – Choč nappe – dolomites

Fig. 39 Geological profiles; Belá nappe at the western margin of the Suchý crystalline core; M. MAHEL 1982

Explanations: 1 – Crystalline socle; 2–4. Malá Magura unit; 2 – Jurassic on the whole; 3 – Neocomian; 4 – Albian; 5–12 – Belá nappe: 5 – Middle Triassic–dark limestones; 6 – Middle Triassic–Carnian–dolomites; 7 – Norian–Carpathian Keuper; 8 – Rhaetian; 9 – Liassic–Dogger–prevailing crinoidal limestones; 10 – Malm–Neocomian–organogenic limestones; 11 – Lower Albian–cherty limestones; 12 – Albian–marly shales—intercalations of sandstones; 13 – Malm–nodular limestones of the Kremeniny imbricated zone; 14–16 – Zliechov nappe; 14 – Liassic–Fleckenmergel; 15 – Dogger–Malm–radiolarian limestones and radiolarites; 16 – Tithonian–Neocomian–marly limestones; 17–24 – higher nappes: 17 – Middle Triassic to Carnian – dolomites; 18 – Cardita beds; 19 – Anisian – limestones; 20 – Upper Anisian – Ladinian – Reifling limestones; 21 – Ladinian – algal limestones; 22 – Carnian – Lunz beds; 23 – Ladinian – Wetterstein limestones; 24 – Werfen formation

Fig. 40 Continuous succession of the Belá subordinate nappe in its eastern part (east of the road Homolka – Valaská Belá); M. MAHEL

Explanations: 1 – Gutenstein limestones; 2 – dolomites; 3 – Carpathian Keuper; 4 – Rhaetian; 5 – crinoidal limestones (Liassic – Dogger); 6 – variegated limestones (Malm); 7 – marly limestones (Hauterivian); 8 – organogenic limestones (Barremian – Aptian); 9 – cherty limestones (Lower Albian); 10 – shales with intercalations of sandstones (Albian); 11 – marly limestones of the Krížna nappe (Tithonian – Barremian)

Fig. 41 Geological profiles from the Krížna nappe – eastern part of the mountains; M. MAHEL

Explanations: 1 – Crystalline socle; 2 – Malá Magura unit; 3–11. Krížna nappe: 3 – Middle Triassic – limestones and dolomites; 4 – Upper Triassic – Carpathian Keuper and Rhaetian; 5 – Jurassic of the Zliechov group; 6 – Tithonian to Lower Cretaceous – marly limestones of the Zliechov group; 7 – Jurassic to Lower Albian – shallow-water type (Belá subordinate nappe); 8 – Jurassic to Lower Albian – Manín nappe; 9 – Aptian to Lower Albian – limestones of the Nozdrovice imbricated zone; 10 – Triassic to Lower Cretaceous – Kremeniny imbricated zone; 11 – Albian to Cenomanian – flysch; 12 – Choč and Strážov nappes

Fig. 41a Refolding (digitation) in the Fatra formation (Rhaetian); J. MICHALÍK 1973

Explanations: 1 – Carpathian Keuper; 2–4. Fatra formation – Rhaetian; 2 – limestones; 3 – shaly layers; 4 – oolitic limestones, transition to the Hettangian; 5 – Hettangian – Kopieniec beds, prevailing shales with intercalations of sandy limestones

Fig. 42 Geological profiles in the Krížna nappe in the western and central part of the Strážovské vrchy mts; profiles showing combination of digitations, back folds and upthrusts; M. MAHEL

Explanations: 1 – Crystalline basement; 2–8 – Malá Magura (mantle) group; 2 – quartzites – Lower Triassic; 3 – dolomites – Middle Triassic; 4 – shales and sandy – crinoidal limestones – Lower Liassic; 5 – shales, marls – Upper Liassic; 6 – shales, silicites – Dogger and Malm; 7 – limestones with cherts – Neocomian; 8 – shales and sandy shales – Albian; 9–17 – Krížna nappe: 4 – quartzites and variegated shales – Lower Triassic; 10 – Gutenstein limestones – Anisian; 11 – dolomites – Middle – Upper Triassic; 12 – Carpathian Keuper; 13 – organogenic shales – Rhaetian; 14 – Kopieniec beds – Lower Liassic; 15 – Fleckenmergel – Upper Liassic; 16 – radiolarites – Dogger and Malm; 17 – marly limestones – Neocomian; 18 – marly shales, sandstones – Albian; 19–22 – Choč nappe: 19 – grey limestones – Anisian; 20 – dolomites – Middle and Upper Triassic; 21 – Lunz beds – Carnian; 22 – organogenic limestones – Rhaetian

Fig. 43 Geological map of the area of Čičerman; M. MAHEL

Explanations: 1 – Tithonian – Valanginian; marly limestones; 2 – Malm; red radiolarian limestones and radiolarites; 3 – Dogger; dark radiolarian limestones; 4 – Middle – Upper Liassic, “Fleckenmergel” a) dark “Fleckenmergel”; 5 – Lower Liassic, Kopieniec beds; 6 – Rhaetian – Fatra beds; 7 – Lower Rhaetian (Upper Norian?); Carpathian Keuper; 8 – Julian – Lunz beds; 9 – Middle and Upper Triassic; dolomites; 10 – Malá Magura unit – Albian; marly shales, sandstones

Fig. 44 Back folds and upthrusts in the Krížna nappe in the area of Dubnica in the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL

Explanations: 1 – Fleckenmergel – Middle and Upper Liassic; 2 – radiolarites and radiolarian limestones – Dogger – Malm; 3 – marls and marly limestones – Neocomian; 4 – marly shales and sandstones – Albian

Fig. 44a Geological map of the Krížna nappe from the area of Dubnica nad Váhom; M. MAHEL

Explanations: 1 – Manín nappe: a) cherty limestones (Barremian – Aptian), b) marly limestones with chert nodules (Valanginian – Hauterivian); 2–5 – Krížna nappe: 2 – marly shales and sandstones (Albian); 3 – marly limestones and marls (Neocomian); 4 – radiolarian limestones and radiolarites: a) red (Malm), b) grey (Dogger); 5 – Fleckenmergel (Middle and Upper Liassic); 6–11 – Choč

nappe: 6 – grey limestones (Anisian); 7 – dolomites (Middle – Upper Triassic); 8 – Reifling limestones (Upper Anisian and Ladinian, partly); 9 – Lunz beds (Lower Carnian); 10 – Opponitz limestones (Carnian); 11 – organogenic limestones (Rhaetian); 12 – Quaternary; 13 – a) nappe overthrust plane, b) upthrust; 14 – faults; 15 – localities of fossils

Fig. 45 Folding of younger members of the Krížna nappe at the western slope of Vápeč near Horná Poruba; M. MAHEL

Explanations: 1–4 – Krížna nappe; 1 – Lower Cretaceous, marly limestones; 2 – Lower Albian, dark marly shales; 3 – Albian, fine – rhythmical flysch; 4 – Lower Cenomanian? sandstones; 5 – Choč nappe base

Fig. 46 Folding of younger members of the Krížna nappe near the village Kopec; M. MAHEL

Explanations: 1 – Lower Cretaceous – marly limestones; 2–3 – Albian – Lower Cenomanian(?): 2 – marls and shales; 3 – sandstones; 4 – Lunz beds – Choč nappe

Fig. 47 Geological profile through the Čičmany depression; M. MAHEL

Explanations: 1 – Tithonian – Neocomian, marly limestones; 2 – Aptian, organodetrital limestones; 3 – Lower Albian, paraconglomerates; 4 – Albian, flyschoid sequence; 5 – back upthrust of the Vahan anticline

Fig. 48 Geological profile through the frontal part of the „Subtatic nappes“; M. MAHEL 1982

Explanations: 1 – Klape nappe – Middle Cretaceous; 2–10 – Manín nappe: 2 – Liassic – sandy crinoidal limestones; 3 – Dogger – silicites, radiolarites; 4 – Upper Dogger – Malm – pink nodular limestones; 5 – Lower Neocomian – platy limestones with chert; 6 – Barremian – Aptian – organodetrital limestones; 7 – Lower Albian – cherty limestones; 8 – Upper Albian – Lower Cenomanian, variegated marls; 9 – Middle Cenomanian – sandstone flysch; 10 – Upper Cenomanian – Praznov marls; 11–16 – Krížna nappe: 11 – Neocomian – marly limestones; 12 – Aptian – sandy organodetrital limestones; 13 – augitites and tuffs; 14 – Lower Albian – cherty organodetrital limestones; 15 – Albian – marls with intercalations of sandstones; 16 – Upper Albian – Lower Cenomanian – coarse flysch with prevalence of sandstones; 17–21 – Choč nappe: 17 – Upper Triassic dolomites; 18 – Rhaetian – organogenic limestones; 19 – Liassic – crinoidal limestones; 20 – Dogger-Malm – cherty limestones – silicites and variegated red limestones; 21 – Lower Neocomian – platy limestones with cherts; 22–23 – Bebrava (subordinate nappe): 22 – Anisian – dark – grey limestones; 23 – layers of Wetterstein limestones amidst dolomites; 24 – Strážov nappe – Anisian – grey limestones, in upper layers pseudonodular and cherty

Fig. 49 Refolding of Lower Cretaceous sequence of the frontal part of the Krížna nappe in two brook ravines below Mraznické lúky, groove Pod Stráne and groove Pod Stupíkmi (J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1979). Toward the east in the core of fold, overturned to NW thinner sediments occur; its northwestern flank is often tectonized while the southeastern has a regular monoclinical structure, disturbed by only one but distinct upthrust.

Explanations: 1 – Albian claystones with intercalations of sandstones and conglomerates; 2 – Aptian black organodetrital limestones; 3 – tuffites; 4 – spotted limestones (Barremian); 5 – marly, in places spotted limestones and marls (Hauterivian); 6 – platy spotted limestones with intercalations of marls (Lower Hauterivian); 7 – marly grey limestones (Valanginian); 8 – light – grey marly limestone (Berriasian)

Fig. 50 Geological profile through the Lower Cretaceous sequence of the Krížna nappe in the groove of the brook Pod Svinorným, flowing from Mraznické lúky, to the Košecká dolina valley. In the core of the anticlinal structure Valanginian limestones occur. Berriasian sediments are missing (J. MICHALÍK–Z. VAŠÍČEK 1979)

Explanations: 1 – Albian claystones with intercalations of clastics; 2 – Aptian black organodetrital limestones; 3 – tuffites; 4 – spotted limestones with layer of crinoidal admixture (Barremian); 5 – sequence of marlstones and marly spotted limestones (Hauterivian); 6 – platy spotted limestones with intercalations of marl (Lower Hauterivian); 7 – marly grey limestone (Valanginian)

Fig. 51 Geological profile through the Lower Cretaceous sequence of the Krížna nappe in the forest road cut near the electric line southerly above Horna Poruba; J. MICHALÍK 1980

Explanations: 1 – Albian claystones; 2 – marly limestones (Lower Aptian); 3 – light-grey, in places indistinctly spotted limestones (Upper Barremian); 4 – intercalations of sandy – tuffitic limestones with pyrite; 5 – spotted limestones (Upper Barremian); 6 – violetishgrey slightly marly limestones with intercalations of light-grey micrite limestones (“Majolica”), Lower Barremian

Fig. 52 Geological map of the southeastern margin of Suchý proving the post- Paleogene south-vergent upthrust M. MAHEL 1961

Explanations: 1 – Paleogene; prevailing conglomerates; 2 – Choč nappe; Middle Triassic, limestones; 3–8 – Krížna nappe: 3 – Lower Cretaceous, marly limestones; 4 – Dogger and Malm, radiolarian limestones; 5 – Liassic, “Fleckenmergel”; 6 – Rhaetian, shales, organogenic limestones; 7 – Carpathian Keuper; 8 – Upper Triassic, dolomites; 9–12 – crystalline socle; 9 – leucocratic granites; 10 – aplite – pegmatite granites; 11 – paragneisses; 12 – migmatites; 13 – faults and upthrusts

Fig. 53 Geological profiles in the southern part of the Rokoš group (Strážovské vrchy mts.); depict the structure of the Krížna nappe; M. MAHEL

Explanations: 1–6 – Krížna nappe: 1 – dolomites – Middle and Upper Triassic; 2 – Carpathian Keuper; 3 – shales, organogenic limestones – Rhaetian; 4 – Fleckenmergel – Upper Liassic; 5 – radiolarites – Dogger – Malm; 6 – marly limestones – Neocomian; 7–13 – Choč nappe: 7 – Gutenstein limestones – Anisian; 8 – Reifling limestones – Illyrian and Ladinian; 9 – light – coloured limestones – Illyrian and Ladinian; 10 – dolomites – Middle and Upper Triassic; 11 – Lunz beds – Lower Carnian; 12 – crinoidal and sandy – crinoidal limestones – Liassic; 13 – cherty limestones – Dogger; 14 – Paleogene

Fig. 53a Geological map of the tectonic half-window of the Krížna nappe on the eastern slopes of Rokoše; M. MAHEL

1–7 – Krížna nappe; 1 – marls and marly limestones – Tithonian – Barremian; 2 – radiolarites and radiolarian limestones – Dogger and Malm; 3 – Adneth limestones – Upper Liassic; 4 – Fleckenmergel – Liassic; 5 – shales, organogenic limestones – Rhaetian; 6 –

Carpathian Keuper; 7 – dolomites – Middle Triassic to Lower Carnian; 8–11 – Choč nappe: 8 – Malm: a) red nodular limestones, b) grey limestones with cherts; 9 – variegated silicites – Dogger; 10 – crinoidal and sandy-crinoidal limestones – Liassic; 11 – Lunz beds – Lower Carnian; 12 – dolomites – Middle and Upper Triassic; 13 – Reifling limestones – Upper Anisian, partly Ladinian; 14 – dark-grey limestones – Anisian; 15 – Lower Triassic: a) marly limestones and shales, b) sandstones with layers of variegated shales; 16 – faults; 17 – nappe planes.

Fig. 54 Upright structures of the Krížna nappe at the western margin of the Suchý crystalline core; M. MAHEL

Explanations: 1–6 – Krížna nappe: 1 – Tithonian – Lower Cretaceous; marly limestones, 2 – Dogger, Malm; radiolarian limestones, radiolarites, a) Malm, 3 – Middle–Upper Liassic; spotted marls, 4 – Rhaetian; shales, lumachelle limestones, 5 – Carpathian Keuper, 6 – Middle–Upper Triassic; dolomites, 7 – crystalline rocks

Fig. 55 Distribution scheme of the Manín nappe in the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL

1–3. Manín nappe: 1 – lower members of the Manín nappe (to the Lower Albian), a) in the Klippen Belt, b) in the Central Carpathian zone, 2 – “lower mantle”; Albian – Cenomanian, 3 – “upper mantle”; higher members of the Upper Cretaceous, 4–5 – Krížna nappe: Nozdovice slices, 5 – frontal nad near-frontal parts of the nappe (Jurassic–Lower Cenomanian), 6 – Choč nappe, 7 – crystalline rocks of the Považský Inovec mts. and their mantle, 8 – periklippen Paleogene, 9 – Klape nappe, 10 – Kostelec type klippe, 11 – Pieniny Klippen Belt, 12 – Neogene, 13 – important faults, 14 – overthrust lines of first order, 15 – overthrust lines of second order, 16 – mantle (Malá Magura) unit, 17 – crystalline rocks

Fig. 56 Geological map of the frontal part of the Krížna nappe adjacent to the Butkov “klippe”; J. MICHALÍK 1979, interpretation partly modified

Explanations: 1–6 – Manín nappe: 1 – Cenomanian; sandstone flysch, 2 – Upper Albian – Lower Cenomanian; variegated marls, 3 – Barremian – Lower Albian; grey organodetrital limestones, 4 – Tithonian–Neocomian; grey marly limestones, 5 – Dogger–Malm; nodular limestones, 6 – Liassic; sandy crinoidal limestones, 7–11 – Krížna nappe: 7 – Upper Albian – Cenomanian; sandstones, marly shales, 8 – Albian; marly shales, intercalations of sandstones, 9 – lumachelle limestones with exogyres, 10 – Lower Albian; cherty limestones, 11 – Lower Cretaceous; marly limestones, 12–14 – Choč nappe, 12 – Malm – variegated limestones, radiolarites, 13 – Liassic; crinoidal limestones, 14 – Middle – Upper Triassic; dolomites, 15 – Quaternary, 16 – overthrust lines: of first and second order, 17 – augitites

Fig. 57 Frontal part of the Manín nappe near Trenčianska Teplá; M. MAHEL 1982

Explanations: 1–6 – Manín nappe: 1 – Liassic – sandy crinoidal limestones, 2 – Dogger – cherty crinoidal limestones, 3 – Malm – pink, partly nodular limestones, 4 – Lower Neocomian – limestones, partly marly, 5 – Neocomian – Lower Albian – limestones with cherts, 6 – Upper Albian – Lower Cenomanian – variegated marls; 7–10 – Zliechov nappe: 7 – Liassic – Fleckenmergel, 8 – Dogger–Malm – radiolarian limestones and radiolarites, 9 – Tithonian – Neocomian – marly limestones, 10 – Albian – Lower Cenomanian – shales, sandstones, 11 – Lower Albian – cherty limestones

Fig. 58 Geological profiles through the southwestern part of the Strážovské vrchy mountains; M. MAHEL

1 – Middle Triassic – limestones, 2 – Middle Triassic – dolomites; 3 – Upper Triassic – Carpathian Keuper; 4 – Rhaetian – Carpathian type; 5 – Liassic – sandy crinoidal limestones; 6 – Dogger – silicites, shales; 7 – Malm–pink, mostly nodular limestones; 8 – Neocomian – platy limestones with cherts; 9 – Barremian – Aptian – organodetrital limestones (1–9 – Manín subordinate nappe); 10 – Albian – Cenomanian of the Manín and Zliechov subordinate nappes, flysch and marly shales, 11 – Upper Liassic–Fleckenmergel facies; 12 – Malm – radiolarian limestones and radiolarites; 13 – Neocomian – marly limestones and marlstones (11–13 – Zliechov subordinate nappe); 14 – Middle Triassic – Reifling limestones; 15 – Middle Triassic – light – coloured limestones; Middle–Upper Triassic – dolomites; 16 – Lunz beds (14–16 – Choč nappe)

Fig. 59 Distribution of younger members of the Manín unit near Soblahov; M. MAHEL

1 – Tithonian – Hauterivian, weakly marly limestones with nodules of cherts; 2 – Barremian – Aptian, dark grey limestones with cherts; 3 – Albian – marly shales, intercalations of sandstones

Fig. 60 “Small klippe” of the Manín unit on the northern slope of the Opatovská dolina valley; M. MAHEL

1 – Rhaetian lumachelle limestones, shales; 2 – Liassic – crinoidal limestones; 3 – Dogger – cherty limestones; 4 – Malm – pink, partly nodular limestones; 5 – Valanginian – Hauterivian, weakly marly limestones with nodules of cherts

Fig. 61 Defilé through the Manín nappe in Trenčianske Teplice on the northern slope of valley; M. MAHEL

1 – Upper Triassic – Keuper; 2 – Rhaetian – crinoidal sandy limestones with abundant cherts; 3 – Dogger – cherty limestones and radiolarites; 4 – Upper Dogger – Malm, pink limestones; 6 – Tithonian – Hauterivian, weak marly limestones with cherts; 6 – Albian – marly shales and sandstones

Fig. 62 Map scheme of slices of the Manín subordinate nappe near Trenčianske Teplice; M. MAHEL

a – slices of more rigid members (Liassic–Aptian) amidst the more plastic Rhaetian, b – slices of “mixed” facies of the Jurassic and Lower Cretaceous amidst the Albian – Cenomanian, which connects the Manín and Zliechov nappes

1 – (T_{3r}) Rhaetian – Carpathian type; 2 – (J₁) Liassic – sandy – crinoidal limestones; 3 – (J₂) silicites – shales; 4 – (J₂–3) radiolarian limestones and radiolarites; 5 – (J₃) Malm – pink, mostly, nodular limestones; 6 – (K₁) Lower Neocomian – limestones with cherts; 7 – (K₁) Neocomian – marls and marly limestones with cherts; 8 – (K_{1ap}) Barremian – Aptian – organodetrital limestones; 9 – (K₂) Albian – Cenomanian – flysch

Fig. 63 Profiles representing the younger upthrust of the Manín nappe; M. MAHEL

1 - (T_{3k}) Carpathian Keuper; 2 - (T_{3r}) Rhaetian - Carpathian type; 3 - (K_{1m}) Lower Neocomian - limestones with cherts; 4 - (K_{2ap}) Barremian - Aptian - organodetrital limestones with cherts (1-4) Manín subordinate nappe); 5 - (K₂) Albian - Cenomanian - flysch; 6 - (J_{1f}) Upper Liassic; - Fleckenmergel; 7 - (J₂₋₁) Dogger - Malm - radiolarites and radiolarian limestones; 8 - (K₁) Neocomian - marls and marly limestones; (6-8 - Zliechov subordinate nappe); 9 - (T_{2a}) Anisian - Gutenstein limestones; 10 - (T_{2r}) Anisian - Ladinian - Reifling limestones; 11 - (T_{2-3d}) Ladinian - Upper Triassic - dolomites; 12 - (T_{3l}) Carnian - Lunz beds; (9-12 - Choč nappe)

Fig. 64 Geological profile in the area of borehole SBM-1 Soblahov, western part of the Strážovské vrchy mountains; M. MAHEL

1 - (T_{3k}) Carpathian Keuper; 2 - (T_{3r}) Rhaetian; 3 - (J₁) black limestones, marlstones, siltstones - Jurassic, Upper Rhaetian (1-3 - Inovce mantle group); 4 - (T_{2a}) dark limestones; 5 - (T_{2d}) dolomites; 6 - (T_{3k}) Carpathian Keuper; 7 - (T_{3r}) Rhaetian; 8 - (J₁) Liassic - sandy crinoidal limestones; 9 - (J₂) Dogger - silicites, shales, 10 - (J₃) Malm - pink, mostly nodular limestones; 11 - (K_{1m}) Neocomian - platy limestones with cherts, 12 - (K_{ap}) Barremian - Aptian; organodetrital limestones; 13 - (K₂) Albian - Cenomanian of the Manín and Zliechov subordinate nappes - marly shales, flysch (4-13 - Manín subordinate nappe); 14 - (J₁) Upper Liassic - Fleckenmergel facies; 15 - (J₂₋₃) Dogger - Malm radiolarian limestones and radiolarites; 16 - (K₁) Neocomian marly limestones and marls (14-16 - Zliechov partial nappe); 17 - (T_{2a}) Middle Triassic - dark limestones; 18 - (T_{2r}) Middle Triassic limestones with cherts (Reifling); 19 - (T_{2v}) Middle Triassic - light coloured limestones (Wetterstein); 20 - (T₂₋₃) Middle - Upper Triassic - dolomites; 21 - (T_{3l}) Upper Triassic - Lunz beds (17-21 - Choč nappe)

Fig. 65 Distribution of individual sequences of the Choč nappe in the Strážovské vrchy mountains; M. MAHEL

Explanations: 1 - Strážov nappe, 2-4 - Choč nappe, 2 - Bebrava sequence, 3 - Biely Váh sequence, 4 - Čierny Váh sequence; a) younger Jurassic and Lower Cretaceous members, b) the "Melaphyre group" members

Fig. 66 Geological map of Košecké Podhradie-Horná Poruba area, representing lateral transition of the Čierny Váh to Biely Váh sequence; M. MAHEL

1 - Paleogene, 2-13 - Choč and Strážov nappes: 2 - marly limestones (Tithonian - Lower Neocomian), 3 - red, partly nodular limestones (Malm), 4 - cherty limestones (Upper Dogger), 5 - crinoidal limestones (Sinemurian to Bathonian); 6 - organogenic limestones (Hettangian), 7 - organogenic limestones (Rhaetian), 8 - "Cardita" beds, 9 - Lunz beds (Carnian), 10 - dolomites (Middle and Upper Triassic); 11 - light-coloured limestones (Ladinian), 12 - Reifling limestones (Upper Anisian and Ladinian), 13 - Gutenstein limestones (Anisian), 14-16 - Krížna nappe, 14 - marly limestones (Tithonian - Lower Neocomian); 15 - marls and marly limestones (Neocomian), 16 - spotted limestones (Liassic); 17 - alluvium

Fig. 67 Geological profiles through the Choč nappe in the central and southwestern part of the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL

1-8 - Choč nappe and Strážov nappe: 1 - Gutenstein limestones - Anisian; 2 - Reifling limestones - Illyrian - Ladinian; 3 - light-coloured limestones - Ladinian; 4 - Lunz beds - Lower Carnian; 5 - Cardita beds - Upper Carnian; 6 - dolomites - Middle - Upper Triassic; 7 - organogenic limestones - Rhaetian; 8 - crinoidal limestones - Liassic; 9-12 - Krížna nappe; 9 - Fleckenmergel - Liassic; 10 - radiolarites - Dogger and Malm; 11 - marls and marly limestones - Neocomian; 12 - marls and layers of sandstones - Albian and Cenomanian; 13-14 - Manín nappe; 13 - marly shales and marls - Cenomanian; 14 - organodetrital limestones - Barremian and Aptian

Fig. 68 Geological map in the area of Rohatín, digitation of the frontal Choč nappe part; (M. MAHEL)

1 - Alluvium, 2-9 - Čierny Váh unit; 2 - Hauterivian - Barremian - shales and siltstones, 3 - Tithonian - Valanginian - marly limestones, 4 - Malm - red nodular limestones and lenticles of radiolarites, 5 - Dogger - cherty limestones and silicites, 6 - Middle and Upper Liassic - crinoidal limestones, 7 - Lower Liassic - cherty crinoidal limestones, 8 - Rhaetian - organogenic limestones, 9 - Upper Triassic - dolomites, 10-11 - Bebrava unit; 10. Anisian - dark-grey limestones, 11 - Ladinian - dolomites

Fig. 69 Geological map of the Strážov area; M. MAHEL 1981

1-7 - Choč and Strážov nappes; 1 - marly limestones (Tithonian - Valanginian), 2 - silicites and red nodular limestones with radiolarites (Dogger - Malm), 3 - crinoidal limestones (Middle and Upper Liassic), 4 - cherty crinoidal limestones (Lower Liassic), 5 - organogenic limestones (Rhaetian), 6 - dolomites (Middle - Upper Triassic), 7 - dark-grey and grey limestones (Middle Triassic); 8-9 - Krížna nappe: 8 - marlstones, sandstones (Albian), 9 - marly limestones (Tithonian - Aptian)

Fig. 70 Detail of geological map on the slopes of the Biely potok valley north of Strážov; represents complicatedness of structure of younger Choč nappe members; M. MAHEL 1968

Explanations: 1 - Krížna nappe; Lower Cretaceous, marly limestones, 2 - 9 - Choč nappe: 2 - Anisian; Gutenstein limestones, 3 - Ladinian - Upper Triassic; dolomites, 4 - Rhaetian; organogenic limestones, 5 - Lower Liassic; cherty crinoidal limestones, 6 - Upper Liassic; crinoidal limestones, 7 - Dogger; cherty limestones, radiolarites, 8 - Malm; variegated limestones, 9 - Tithonian - Valanginian; limestones with cherts, 10 - Strážov nappe: Anisian; grey limestones.

Fig. 71 Geological profile through the Choč nappe on slopes of the Hradištnica valley; M. MAHEL

1 - Krížna nappe - Lower Cretaceous, marly limestones; 2-6 - Choč nappe: 2 - Lower Triassic - variegated clayey shales, sandy shales; 3 - Anisian - Gutenstein limestones; 4 - Illyrian - Ladinian - Reifling limestones; 5 - Middle - Upper Triassic - dolomites; 6 - Carnian - Opponitz limestones

Fig. 72 Explanations to the geological map of the Baske mountain group and surroundings; M. MAHEL

1-7 - Choč and Strážov nappes: 1 - Carnian; Opponitz limestones, 2 - Lower Carnian; Lunz beds, 3 - Middle and Upper Triassic;

dolomites, 4 – Upper Anisian – Lower Carnian; light – coloured, mostly Wetterstein limestones, a) with diplopores, 5 – Upper Anisian – Ladinian Reifling limestones, 6 – Lower Anisian; Gutenstein limestones, 7 – Lower Triassic; variegated shales, marly limestones, 8 – 15 – Krížna nappe: 8 – Albian; marly shales, sandstones, 9 – Tithonian – Aptian; marly limestones, 10 – Malm; red radiolarites, 11 – Dogger; greenish to grey siliceous limestones, radiolarites, 12 – Middle – Upper Liassic; Fleckenmergel, 13 – Lower Liassic; Kopieniec beds, 14 – Rhaetian; Fatra beds, 15 – Norian – Lower Rhaetian; Carpathian Keuper.

Fig. 73 Profiles showing refolding of the Bebrava unit with the Strážov nappe in the central part of the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL 1–7 – Strážov and Choč nappes: 1 – Werfen beds – Lower Triassic; 2 – dark limestones – Anisian; 3 – limestones with nodules of cherts, Reifling limestones – Upper Anisian; 5 – dolomites – Middle – Upper Triassic; 6 – Lunz beds – Lower Carnian; 7 – Cardita beds – Upper Carnian; 8–9 – Krížna nappe: 8 – marls and sandstones – Albian; 9 – marly limestones and marls – Neocomian

Fig. 74 Geological profiles showing refolding of the Choč nappe with the Strážov nappe in the NW part of the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL 1–9 – Strážov and Choč nappes: 1 – dark-grey limestones – Anisian; 2 – grey limestones, Schreyeralm limestones in upper layers; 3 – light-coloured limestones, prevailinglly Wetterstein limestones – Ladinian; 4 – dolomites – Middle and Upper Triassic; 5 – organogenic limestones – Rhaetian; 6 – crinoidal limestones – Liassic – Lower Dogger; 7 – cherty limestones – Dogger; 8 – pink, partly nodular limestones – Malm; 9 – marly limestones – Neocomian; 10 – Krížna nappe: 11 – marls and marly limestones – Neocomian

Figs. 75, 76 Relation of the Choč and Strážov nappe at the northern slope of Hrubá Kačka

a) in interpretation of M. KRIVÝ (1979)

b) in interpretation of M. MAHEL

Explanations: 1 – Triassic dolomites of the Choč nappe; 2 – light-coloured algal limestones – Middle Triassic (according to M. Krivý part of the Strážov nappe, in interpretation of M. MAHEL part of the Choč nappe – Bebrava unit; 3 – grey Anisian limestones of the Strážov nappe, a) with chert nodules and layers of nodular limestones

Fig. 77 Upthrust (uplift) of the Krížna nappe; M. MAHEL

Explanations: 1 – Krížna nappe: Lower Cretaceous; marly limestones; 2–3 – Choč and Strážov nappes: 2 – Anisian; Gutenstein limestones, 3 – Upper Anisian; variegated limestones, Middle – Upper Triassic; dolomites, 5 – light-coloured Wetterstein limestones, 6 – Paleogene; conglomerates

Fig. 78 Geological profile in section Sadecký vrch–Rajčianka–Kozel; M. MAHEL

Explanations: 1 – Krížna nappe: Lower Cretaceous; marly limestones, 2–4 – Choč and Strážov nappes; 2 – Anisian; Gutenstein limestones, 3 – Ladinian – Upper Triassic; dolomites, 4 – Ladinian; Wetterstein limestones.

Figs. 79a, b Refolding of the Strážov nappe overthrust plane in the NW end of the Strážovské vrchy mts.; M. KRIVÝ 1975

1 – Dolomites of the Choč nappe; 2 – grey Anisian limestones of the Strážov nappe: a) with chert nodules; 3 – Paleogene, a) basal conglomerates, b) flysch

Fig. 80 Tectonic sketch-map of Late Alpine structure elements; M. MAHEL

Explanations: 1 – Neogene, 2 – Central Carpathian and periklippen Paleogene, 3 – crystalline cores, 4 – klippen of the Pieniny zone, 5 – course of Late Alpine anticlines, 6 – axes of Late Alpine synclines, 7 – axes of crystalline cores, 8 – uplifts – upthrusts, 9 – significant faults

Fig. 81 Geological profile through the higher nappes in the middle part of the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL

Explanations: 1–7 – Choč and Strážov nappes: 1 – Anisian; grey limestones, 2 – Upper Anisian; Reifling limestones, 3 – Illyrian – Ladinian; Wetterstein algal limestones, 4 – Ladinian–Carnian; Wetterstein limestones of sponge–coral facies, 5 – Middle – Upper Triassic; dolomites, 6 – Carnian; Lunz beds, 7 – Upper Carnian; organogenic limestones, Cardita beds, 8–9 – Krížna nappe: 8 – Albian; marlstones, sandstones, 9 – Tithonian – Aptian; marly limestones.

Fig. 82 Tectonic sketch-map of faults of the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL

Explanations: 1 – Neogene, 2 – Paleogene, 3 – Malá Magura mantle unit, 4 – crystalline cores, 5 – nappe overthrust lines, 6 – overthrust lines of subordinate lines, 7 – upthrusts, 8 – deep seated faults, 9 – significant fault lines, 10 – faults of lower order, 11 – occurrence of anticlinal axes

Fig. 83 Geological map representing the strike slip at the Diviaky fault; M. MAHEL

Explanations: 1 – Krížna nappe: 1–2 – Middle Triassic; dolomites, 2 – Lower – Triassic quartzites, 3–10 – Malá Magura unit; 3 – Albian; 4 – Tithonian – Hauterivian: marly limestones with cherts, 5 – Dogger – Malm; silicites, crinoidal limestones, shales, 6 – Liassic; marly shales, marlstones, crinoidal limestones, 7 – Middle Triassic – Carnian; dolomites, 8 – Middle Triassic; limestones, 9 – Lower Triassic; variegated shales, 10 – Lower Triassic; quartzites, 11 – leucocratic granites, 12 – granodiorites, 13 – migmatites, 14 – quartz paragneisses, 15 – strike slip

Fig. 84 Geological profile diagonally to the course of the Alpina structures; M. MAHEL

Explanations: 1–2 – Krížna nappe: 1 – Lower Cretaceous; marly limestones, 2 – Albian; marly shales, sandstones, 3–7 – Choč nappe: 3 – Anisian; Gutenstein limestones, 4 – Illyrian – Ladinian; Reifling limestones, 5 – Carnian; “Cardita” beds, 6 – Middle Triassic – Upper Triassic; dolomites, 7 – Ladinian; light – coloured limestones

Fig. 85 Geological profile near Soblahov representing a Late–Alpine upthrust; M. MAHEL

1–7 – Manín nappe: 1 – Middle – Upper Triassic – dolomites; 2 – Norian – Carpathian Keuper; 3 – Rhaetian; 4 – Liassic – sandy

crinoidal limestones; 5 – Tithonian – Hauterivian – weakly marly limestones with cherts; 6 – lenticles of Hauterivian to Upper Albian limestones, partly cherty, partly organodetrital; 7 – Albian – marly sequence; 8–11 – Krížna nappe: 8 – Liassic – spotted limestones and marls; 9 – Dogger – Malm – radiolarian limestones; radiolarites; 10 – Tithonian – Barzemian – weakly marly limestones; 11 – Albian – marls, marly shales, intercalations of sandstones; 12–13 – Choč nappe: 12 – Illyrian – Ladinian – Reifling limestones; 13 – Upper Triassic – dolomites

Fig. 86 Geological profile through higher nappes at the NW end of the Strážovské vrchy mts.; M. MAHEL

Explanations. 1–6 – Choč and Strážov nappes: 1 – Anisian; dark-grey and grey limestones, 2 – Ladinian (partly Illyrian); Wetterstein limestones, algal, 3 – Ladinian – Carnian; Wetterstein limestones of prevalingly sponge–coral facies, 4 – Middle – Upper Triassic; dolomites, 5 – Rhaetian – Liassic; organogenic limestones, 6 – Dogger – Neocomian: silicites, variegated limestones, platy limestones, 7–8 – Krížna nappe: 7 – Tithonian – Aptian; marly limestones, 8 – Albian – Cenomanian; shales, marlstones, sandstones

Fig. 87 Geological map, showing back upthrusts in the area of Zemianska Závada; M. MAHEL

Explanations: 1 – Lutetian – flysch, 2 – Paleocene – Lower Lutetian, conglomerates; 3–4 – frontal parts of the Krížna nappe: 3 – Albian – Cenomanian, marlstones, sandstones, 4 – Neocomian – marly limestones; 5–9 – Choč nappe; 5 – Tithonian – Valanginian, platy limestones with cherts, 6 – Dogger – Malm, variegated limestones with silicites; 7 – Liassic – crinoidal limestones; 8 – Rhaetian – organogenic limestones; 9 – Middle – Upper Triassic, dolomites; 10 – a) overthrust line, b) upthrusts

Fig. 88 Back upthrust of the Manín nappe over members of the Dubnica recumbent fold at the northern slope of the Opatovská dolina – valley; M. MAHEL 1980

Explanations: –4 – Manín nappe: 1 – Rhaetian lumachelle limestones, shales, 2 – Liassic, sandy-crinoidal limestones; 3 – Dogger, silicites; 4 – Malm, pink limestones; 5 – Tithonian – Barremian, cherty limestones; 6–9 – Krížna nappe (Zliechov type); 6 – Liassic, spotted limestones; 7 – Dogger – Malm, radiolarites; 8 – Tithonian – Aptian, marly limestones; 9 – Albian, flyschoid sequence

Fig. 89 Back upthrust of the Vápenica anticline near Zliechov; (M. MAHEL)

Explanations: 1 – Malm, radiolarites, 2 – Tithonian – Aptian, marly limestones with layers of more massive organogenic limestones (Hauterivian); 3 – Lower Albian, shaly sequence; 4 – Upper Albian – Lower Cenomanian, flysch with sandstone banks.

Fig. 90 Geological map of the Čičmany area; (M. MAHEL)

Explanations: 1–6 – Krížna nappe; 1 – Rhaetian; 2 – Lower Liassic – Kopieniec beds; 3 – Middle – Upper Liassic – Fleckenmergel; 4 – Dogger – Malm – radiolarian limestones, radiolarites, a) Malm; 5 – Tithonian – Neocomian – marls and marly limestones; 6 – Albian – marly shales, sandstones, a) limestone breccias at tje base; 7–8 – Choč nappe; 7 – Anisian – Gutenstein limestones; 8 – dolomites; 9 – upthrust and faults; 10 – overthrust line.

Fig. 91 Geological profile through the Malá Magura unit near Gápel; (M. MAHEL)

Explanations: 1 – Crystalline rocks; 2 – Lower Triassic, quartzites; 3 – Anisian, Gutenstein limestones; 4 – Ladinian – Carnian, dolomites; 5 – Liassic, prevalingly marly limestones and dark shales; 6 – Dogger – Malm, silicites, crinoidal limestones; 7 – Tithonian – Hauterivian, cherty limestones; 8 – Albian – flyschoid sequence.

Translation: Jozef Pevný



GEOLOGICKÁ STAVBA STRÁŽOVSKÝCH VRCHOV

Akademik ČSAV a SAV
Prof. RNDr. MICHAL MAHEL', DrSc.

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva SAV, Bratislava roku 1985.

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Salaj, DrSc.
Odborní recenzenti: RNDr. Karol Borza, DrSc. a RNDr. Jozef Michalík, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Jazyková redaktorka: Slavenka Smolíková
Technická redaktorka a korektorka: Gabriela Šipošová
Prebal, väzbu a vstupné strany navrhol: Tibor Hrabovský

Vytlačili Západoslovenské tlačiarne, n. p., závod Svornosť, Bratislava roku 1985, Vyd. 1., náklad 800 kusov. Tem. skup. 03/9. Povol. SÚKK 1997/I-1983. Rozsah AH 29,99, VH 30,22. Cena viaz. Kčs 75,—

