



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

127

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY
127**

Recenzenti

doc. RNDr. Jozef Hók, CSc.
RNDr. Ľubomír Hraško, PhD.

Predseda vydavateľskej rady

Ing. Branislav Žec, CSc.

Vedecký redaktor

RNDr. Ľadislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady

RNDr. D. Boorová, CSc., RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. M. Kohút, CSc., RNDr. J. Kordík, PhD., RNDr. M. Kováčik, CSc., RNDr. J. Maglay, PhD., RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. A. Nagy, CSc., Mgr. P. Ondrejka, PhD., Mgr. F. Teťák, PhD., RNDr. K. Žecová

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2015



GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

127

Venované
akademikovi Dimitrijovi Andrusovovi.



Pohľad na masív Kozla z okolia kóty 971 m n. m. (východne od k. Žiar, 1 029 m n. m.)
tvoreného strednotriasovými karbonátmi,
vľavo v pozadí vyčnieva kóta Čipčie, 919,7 m n. m.

OBSAH

ABSTRAKT	7
ÚVOD	7
PREHLAD NÁZOROV NA TEKTONICKÉ ZARADENIE VRSTVOVÉHO SLEDU KOZLA	8
ZHRNUTIE NEUSPOKOJIVÉHO STAVU POZNANIA A JEHO PRÍČIN	12
NOVÝ POHĽAD NA VRSTVOVÝ SLED KOZLA	13
TEXTOVÉ VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE	15
Tatrikum	15
<i>Horniny kryštalinika Lúčanskej Fatry</i>	15
<i>Malofatranská sukcesia</i>	16
<i>Stráňanské súvrstvie</i>	16
<i>Kozolská sukcesia</i>	16
<i>Stráňanské súvrstvie</i>	16
<i>Lúžňanské súvrstvie</i>	22
„ <i>Verfěnske vrstvy</i> “	26
<i>Gutensteinské vápence</i>	28
<i>Ramsauské dolomity</i>	30
<i>Ílovité dolomity</i>	32
<i>Karpatský keuper</i>	32
<i>Grestenské vrstvy</i>	41
<i>Súvrstvie Slávikovej doliny</i>	49
Fatrikum	51
<i>Ďurčinská sukcesia</i>	51
<i>Zliechovská sukcesia</i>	52
<i>Lúžňanské súvrstvie</i>	52
„ <i>Verfěnske vrstvy</i> “	53
<i>Gutensteinské dolomity</i>	53
<i>Gutensteinské vápence</i>	53
<i>Ramsauské dolomity</i>	54
<i>Kopienecké súvrstvie a pestré vápence</i>	54
<i>Adnetské vápence</i>	54
<i>Allgäuské súvrstvie – „fleckenmergel“</i>	54
<i>Chiemgauerské vrstvy – kremitý „fleckenmergel“</i>	56
<i>Ždiarske súvrstvie</i>	56
<i>Jaseninské súvrstvie</i>	56
<i>Mraznické súvrstvie a strážovské vrstvy</i>	57
Hronikum	57
<i>Gutensteinské vápence</i>	57
<i>Ramsauské dolomity</i>	58
<i>Wettersteinské dolomity</i>	58
Kenozoikum	58
REINTERPRETÁCIA MAPOVACÍCH VRTOV KV-1 (KAMENNÁ PORUBA) A MFG-1 (TURIE)	59
POROVNÁVACIE ŠTÚDIUM LITOSTRATIGRAFICKEJ JEDNOTKY KARPATSKÝ KEUPER	64
<i>Kozolská sukcesia</i>	64
<i>Ďurčinská sukcesia</i>	65
<i>Zliechovská sukcesia</i>	65
<i>Záver</i>	66
ZDROJOVÁ A DEPOZIČNÁ OBLASŤ SEDIMENTOV KARPATSKÉHO KEUPERU	66
TEKTONICKÉ ZARADENIE VRSTVOVÉHO SLEDU KOZLA	69
POĎAKOVANIE	72
LITERATÚRA	73

Správa o geologickom mapovaní vrstvomého sledu Kozla medzi Turskou dolinou a údolím Porubského potoka

MILAN HAVRILA a MÁRIO OLŠAVSKÝ

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstrakt. Na základe geologického mapovania časti Lúčanskej Fatry vykonaného v rokoch 2008 – 2010 bola zostavená nová geologická mapa územia medzi Turskou dolinou a údolím Porubského potoka. Sedimenty ležiace južne od Kuneradského potoka zaradované ku kamennoporubským vrstvám boli na základe litologického vývoja a pozície vo vrstvomom slede preradené k sedimentom karpatského keuperu, v menšej miere aj k sedimentom spodného triasu. Sedimenty lúžňanského súvrstvia boli v rovnakom priestore a z rovnakých príčin preradené k sedimentom grestenských vrstiev. Sedimenty ležiace medzi Kozlom, Polomcom a Turskou dolinou zaradované k spodnému triasu boli z rovnakých dôvodov zaradené k sedimentom karpatského keuperu, v menšej miere aj k sedimentom grestenských vrstiev. „Vznikol“ tak vrstvomý sled kozolskej sukcesie, na základe jeho tektonickej pozície v podloží d'určinskej a zliechovskej sukcesie, ako aj na základe chýbania sedimentov rétu a proximálneho charakteru sedimentov karpatského keuperu a sedimentov grestenských vrstiev zaradený do tatrika. Na základe získaných poznatkov boli prehodnotené vrstvomé sledy mapovacích vrstiev KV-1 Kamenná Poruba a MFG-1 Turie. Antiklinálna stavba a vystupovanie sedimentov permu sa potvrdili len na menšej časti zmapovaného územia medzi Kuneradským potokom a Medzihorským potokom. Súčasťou práce je aj staršia, doteraz nepublikovaná paleogeografická schéma sedimentačného priestoru karpatského keuperu centrálnych Západných Karpát. Jej platnosť bola sčasti overená pri uskutočnenom geologickom mapovaní. Schéma vysvetľuje rozmiestnenie subfácií karpatského keuperu zistené geologickým mapovaním a ich pozíciu vo vrstvomom slede.

Kľúčové slová: centrálna Západné Karpaty, tatrikum, kozolská sukcesia, perm, trias, karpatský keuper, paleogeografia

Abstract. On the basis of geological mapping of a part of the Lúčanská Fatra Mts., carried out in the years 2008 – 2010, the new Geological map of the area between the Turská dolina valley and Porubský potok brook valley. Sediments lying south of the Kuneradský potok brook, ranged to the Kamenná Poruba Member, were newly ranged to Carpathian Keuper sediments, to less degree also to Lower Triassic sediments, on the basis of the lithological character and position in the Triassic bed sequence. Sediments of the Lúžna Formation, in equal area and for equal reasons, were newly ranged to Gresten Member sediments. Sediments lying between Kozol, Polomec and the Turská dolina valley, attributed to the Lower Triassic, for equal reasons were newly ranged to sediments of the Carpathians Keuper, to less degree also to sediments of the Gresten Member. So the Kozol Succession bed sequence “originated”, ranged to the Tatricum on the basis of its tectonic position underlying the D'určiná and Zliechov successions, also on the basis of missing Rhaetian sediments as well as on the basis of the proximal character of Carpathian Keuper and Gresten Member sediments. As a consequence of knowledge obtained the bed sequences of mapping boreholes KV-1 Kamenná Poruba and MFG-1 Turie were revalued. The anticlinal structure and occurrence of Permian sediments was confirmed at a smaller part of the mapped territory between the Kuneradský potok and Medzi-

horský potok brooks only. A part of the work is also the earlier, so far unpublished paleogeographical scheme of the Carpathian Keuper sedimentation area of the Central Western Carpathians. Its validity was partly attested with geological mapping carried out. The scheme explains distribution of Carpathian Keuper subfacies established by geological mapping and their position in the bed sequence.

Key words: Western Carpathians, Tatricum, Kozol Succession, Permian, Triassic, Carpathian Keuper, paleogeography

ÚVOD

Časť Lúčanskej Fatry sme skúmali s cieľom spresniť vrstvomý sled, geologickú stavbu a tektonické zaradenie vrstvomého sledu tektonickej jednotky vystupujúcej na severozápadnom okraji Malej Fatry, známej pod názvami *permsko-druhohorná antiklinála Kozla* (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 1), *antiklinála Kozla* (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 4), *antiklinálne pásmo Kozla* (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 2; Andrusov, 1958, s. 229), *pruh Kozla* (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 4), *zóna Kozla* (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 4) a *kozolská jednotka* (Plašienka, 1999). Výskum sme robili najmä s cieľom zistiť tektonickú príslušnosť vrstvomého sledu tektonickej jednotky Kozla, ktorá je zrejme nedoriešená, keďže tak v minulosti, ako aj v súčasnosti bola a je rôznymi autormi chápaná rozporne¹.

V rokoch 2008 – 2010 sme preto vykonali geologické mapovanie tektonickej jednotky Kozla (v úseku približne medzi obcami Kamenná Poruba a Turie) a jej kontaktu s tektonickými jednotkami vystupujúcimi v jej bezprostrednom okolí, t. j. s malofatranskou sukcesiou tatrika a d'určinskou aj zliechovskou sukcesiou tatrika. Zároveň sme kvôli porovnaniu faciálneho obsahu litostratigrafickej jednotky karpatského keuperu vrstvomého sledu tektonickej jednotky Kozla² s faciálnym obsahom tej istej litostratigrafickej jednotky d'určinskej a zliechovskej sukcesie tatrika vykonali terénne korelačné pochôdzky v d'určinskej a zlie-

¹Dokumentuje to podrobný prehľad názorov na jej tektonickú príslušnosť, uvedený v nasledujúcej kapitole.

²Počas mapovania sme zistili, že sedimenty karpatského keuperu majú na študovanom území oveľa väčšie rozšírenie, ako na svojej mape znázornil Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946), t. j. že veľká časť sedimentov vystupujúcich medzi údolím Porubského a Kuneradského potoka, ktorú Andrusov (l. c.) považoval za sedimenty permu, resp. Rakús et al. (1993) za sedimenty permu a spodného triasu, sú sedimenty karpatského keuperu. Na geologickej mape Rakús et al. (1993) karpatský keuper dokonca nebol znázornený vôbec.

chovskej sukcesii (zo zachovaného vrstvomého sledu Kozla známeho v súčasnosti len táto fácia dávala predpoklad na korelačné štúdium vedúce k stanoveniu tektonickej príslušnosti sledu).

Počas mapovacích prác sme zistili, že celú masu sedimentov vystupujúcich na úpätiach pohoria medzi Kamennou Porubou a Kuneradom, v starších prácach považovaných za sedimenty permu (Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946), resp. za sedimenty permu a spodného triasu (Rakús in Rakús et al., 1993), v skutočnosti tvoria sedimenty karpatského keuperu a grestenských (prípadne aj tomanovských) vrstiev, teda ani sedimenty permu, ani sedimenty spodného triasu. Keďže novozistená fácia jury (prípadne aj rétu) je popri sedimentoch karpatského keuperu tiež vhodná na korelačné štúdium s cieľom zistiť tektonickú príslušnosť vrstvomého sledu vystupujúceho v tektonickej jednotke Kozla, vznikla potreba realizovať terénne korelačné pochôdzky aspoň v Ďurčinskej a zliechovskej sukcesii, ktoré sú súčasťou geograficky najbližších tektonických jednotiek vhodných na korelačné štúdium. Toto štúdium by však bolo potrebné vykonať v širšej oblasti, najmä však v tatriku Krivánskej Fatry, resp. v externejších tektonických jednotkách.

Okrem spoznania vystupovania sedimentov karpatského keuperu a grestenských vrstiev sa geologickým mapovaním zistilo, že antiklinálna stavba na častiach tohto územia prestáva byť zreteľnou (zreteľná zostáva len na území, na ktorom vystupujú sedimenty permu, t. j. severne od Kuneradského potoka po masív Kozla), a preto vhodnosť používať názov, v ktorom sa objavuje termín antiklinála³, treba zvážiť.

Vzhľadom na nové poznatky sme pristúpili k reinterpretácii vrtu KV-1 (situovaného v údolí Porubského potoka) a MFG-1 (situovaného v Turskej doline).

Geologické práce sa realizovali v rámci úlohy *Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky*, riešenej v ŠGÚDŠ v rokoch 2006 – 2013. Sumárne výsledky z nej boli publikované v roku 2014 (Olšavský a Havrila et al. in Hraško et al., 2014). Výsledky čiastkových úloh realizovaných v tejto oblasti sú súčasťou archivovanej geologickej správy (Olšavský a Havrila et al., 2011) a sú zverejnené na mapovom serveri ŠGÚDŠ www.geology.sk.

PREHLAD NÁZOROV NA TEKTONICKÉ ZARADENIE VRSTVOVÉHO SLEDU KOZLA

Zaradenie vrstvomého sledu, resp. už identifikácia jednotlivých litostratigrafických členov vrstvomého sledu

³Predstavu o antiklinálnej stavbe študovaného územia Lúčanskej Fatry prvýkrát prezentoval Vigh (1934, v správe o výskumnej činnosti v roku 1918), ktorý konštatoval: „Len tu na oboch stranách doliny Turskej mohol som konštatovať triasový vápenec a dolomit na oboch ramenách permskej antiklinály a síce tvoria na ľavej strane Čipčie (926 m)... na pravej strane výšinu 792 m, kopy a svahty Dolných Rovní (916 m) a Dedová (872 m).“ Túto predstavu Vigh (l. c.) nadobudol v čase, keď stavba pohoria nebola dobre, resp. uspokojivo preskúmaná. Podľa súčasných znalostí výšiny, ktoré spomína na pravej strane údolia, patria k tatriku a Čipčie na ľavej strane údolia patrí k tatriku. Navyše, aspoň časť sedimentov ležiacich medzi týmito výšinami, ktoré Vigh (l. c.) zaradil k permu, podľa našich znalostí patrí ku karpatskému keuperu a ten leží na vápencoch (nie pod nimi) budujúcich vyvýšeniny ležiace na pravej strane.

vystupujúceho na severozápadnom okraji Malej Fatry, na území ohraničenom dvomi zlomami (na severozápade poklesom oddeľujúcim pohorie od Rajeckej kotliny⁴, na juhovýchode prešmykom⁵ kryštalického jadra Malej Fatry⁶), je dlhodobo problematické a pohybuje sa v pomerne širokom názorovom rozpätí.

Staršie práce vykonané pred vydaním diela *Über die Tektonik der Karpathen* (Uhlig, 1907) skúmali len vrstvomé sledy, keďže existencia tektonických jednotiek (príkrovov) ešte nebola známa. Z tohto obdobia sa sledu Kozla týkajú práce Kornhubera (1858), Stura (1860)⁷, Hauera (1869⁸, 1871⁹) a Uhliga (1902, 1903). V prácach Uhliga (1902, 1903, obr. 6) sú už v Západných Karpatoch odlišné vývoje (vysokotatranský – *hochtatrischen Enklaven* – a subtatranský – *subtatrischen Region*), ktoré sa neskôr v práci Uhliga (1907) stotožnili s tektonickými jednotkami. Uhlig (1902) konštatuje úplné chýbanie vysokotatranského vývoja v Malej Fatre (*Fatra-Kriváň Gebirge*) a všetky mezozoické sedimenty pohoria patria podľa neho

⁴Podľa Maheľa (1986, obr. 146 na s. 383) ide o kuneradský zlom.

⁵Ako prešmyk charakterizovali tento kontakt Andrusov (1958) a Rakús et al. (1993). Paralelnosť tejto línie s poklesovými zlomami na rozhraní Rajeckej kotliny a Malej Fatry naznačuje možnosť, že línia môže byť poklesového charakteru. Vzhľadom na nevyriešenosť tohto problému bude aj v ďalšom texte línia charakterizovaná v zmysle citovaných prác ako línia prešmykového charakteru.

⁶Maheľ (1986, s. 396) aj tento zlom považuje za kuneradský zlom.

⁷V temer najstaršej z týchto prác na území tvorenom sledom Kozla Stur (1860) v Kuneradskom údolí okrem hornín kryštalínika identifikoval sivé ílovité bridlice s *Anarthrocanna deliquescens* GÖPP (UNGER) striedajúce sa s kremencom, balvany kremenca a červených bridlic a kremenec. Všetky spomenuté horniny považoval za súčasť *Rothliegende* – červenej jaloviny. V našej práci sivé ílovité bridlice striedajúce sa s kremencom stotožňujeme s grestenskými vrstvami, balvany kremenca a červených bridlic so sedimentmi karpatského keuperu a kremenec s lúžňanským súvrstvom.

⁸Hauer (1869) v *Geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie – Blatt III. Westkarpathen* na študovanom území okrem hornín kryštalínika vyčlenil *Rothliegendes (dyas)*, *Oberer Trias-kalk (trias)*, *Bunte Keupermergel (trias)*, *Kössener Schichten (Rhätisch)* a *Grestener Schichten (lias)*. Väčšina z týchto útvarov je zobrazená aj na predkladanej mape (pozri prílohu), vedenie geologických hraníc medzi útvarmi je však na Hauerovej mape celkom rozdielne. Napriek tomu v niektorých prípadoch prichádza až k prekvapivej zhode (s našou mapou) v zaradení vyčlenených litofácií. Napríklad pestré horniny vystupujúce v údolí Porubského potoka, ktoré až do súčasnosti boli považované za kamenoporubské vrstvy permu, sú na mape Hauera zaradené ku karpatskému keuperu, ako je to znázornené aj na našej mape. Tie isté horniny na iných miestach (napr. na lokalitách Pod Kopanou, Ďurišovská, Jabradné a Pod Jabraňom) sú však na Hauerovej mape zaradené k *Rothliegendes (dyas)*. Toto konštatovanie sa týka aj rukopisnej geologickej mapy listu *Sillein und Puchov*, zostavenej v mierke 1 : 144 000 Ríšskym geologickým ústavom vo Viedni (1871), geologickej mapy listu *Sillein und Waag-Bistritz (Zone 9, Kol. XIX.)*, zostavenej Kráľovským maďarským geologickým ústavom v Budapešti, a mapy zostavenej Lóczym et al. (1922).

⁹Na rukopisnej geologickej mape listu *Sillein und Puchov*, zostavenej v mierke 1 : 144 000 Ríšskym geologickým ústavom vo Viedni (1871), vyčlenili: *Quarzit (dyas)*, *Ob. Triasdolomit*, *Bunte Keupermergel* a *Kössener Schichten*, t. j. v zásade tie isté litostratigrafické jednotky ako Hauer (1869). Obe mapy sa zhodujú aj kartografickým rozsahom útvarov. Zostavovateľ geologickej mapy listu *Sillein und Puchov* sa nám nepodarilo zistiť, preto za jej autora sa v tejto práci považuje Hauer, ktorý je zostavovateľom geologickej mapy celej rakúsko-uhorskej monarchie.

k *subtatranskému typu*¹⁰. Uhlig (1903, s. 732 a 735) konštatuje, že sedimenty *Fatra-Kriváň Gebirge* výlučne patria k subtatranskému typu, v pohorí Minčol je však prítomná vnútorná zóna s *vysokotatranským vývojom*¹¹. Ten Uhlig (1907) stotožnil s *vysokotatranským príkrovom* (*Hochtatrische Decken*). Následne bola v Kráľovskom maďarskom geologickom ústave v Budapešti v rámci manuskriptovej edície máp 1 : 75 000 zostavená (jej zostavovateľov sa nám nepodarilo zistiť) *Geologická mapa listu Sillein und Waag-Bistritz (Zone 9, Kol. XIX.)* a Lóczy et al. (1922) zostavili *Geologickú mapu Maďarskej ríše a území susediacich krajín v mierke 1 : 900 000*. Tektonické jednotky na oboch mapách nie sú znázornené a vrstvový sled, ako aj geologická mapa z územia jednotky Kozla je kópiou sledu a máp zostavených Hauerom (1869, 1871). Ani Vigh (1934, správa za rok 1918) vyčlenené litostratigrafické jednotky ešte nestotožnil s tektonickými jednotkami.

Matějka (1926) v okolí Turia odlišil *minčolský masív* (tvorený žulou a svormi) s transgresívnymi permskými vrstvami a verfenskými vrstvami, *spodný subtatranský príkrov* a *chočský* či *vrchný subtatranský príkrov*.

Matějka (1927, s. 562) potvrdil, že v Minčole sú zachované spodné členy *vysokotatranskej fácie* (perm a verfén) a konštatoval chýbanie jej vyšších členov.

Matějka (in Kompánek, 1934) v okolí Turia kartograficky odlišil niekoľko litostratigrafických jednotiek. K ich tektonickej príslušnosti sa však nevyjadril, s výnimkou „*kremencov, kremenitých zlepcov a permotriasových pieskovcov, ktoré prechádzajú do prevažne červených ilovitých bridlíc spodnotriasových*“, o ktorých napísal (l. c., s. 43), že „*na svoroch ležia transgresívne*“.¹²

Andrusov (1941, s. 18; in Novák, 1943, tab. XVII, obr. 1¹³) sedimentárne horniny vystupujúce západne od kryštalinika Lúčanskej Fatry (permské vrstvy a spodnotriasové kremence) zaradil k *druhohornému obalu tatriid*.

¹⁰Uhlig (1902) tu vyčlenil tzv. červený permský kvarcit alebo permský pieskovec (z jeho formulácie na s. 521, že „... obsahuje veľké valúny kremeňa a lavice zlepenca... pomerne živú červenú farbu nadobúda tento sediment na Jedľovine“, možno dnes usúdiť, že k permu zaradil aj sedimenty, ktoré sú v našej práci zaradené ku karpatskému keuperu). Vyčlenil tu aj sedimenty, ktoré zaradil k „*horizontu lunzského pieskovca a reingrabenských bridlíc*“, pričom z jeho formulácie na s. 521, že „*Vrstvy... pozostávajú z modravošedých, žltavo alebo hnedavo zvetrávajúcich na sledu bohatých čiastočne piesčitých, čiastočne ilovitých bridlíc, v striedavom uložení so šedými stredozornými kremenitými pieskovecami, ktoré raz tvoria tenké polohy, raz môžu napučnúť až na 1,5 m. Výrazné zvyšky rastlín som v nich nemohol nájsť, len malé roztrhnuté zuholnatené čiastočky*“, možno dnes usúdiť, že k „*horizontu lunzského pieskovca a reingrabenských bridlíc*“ zaradil sedimenty, ktoré sú v našej práci zaradené ku grestenským vrstvám. Súčasne Sturom nájdenú *Anarthrocanna deliquescens* GÖPP (UNGER) preradil z permu do „*horizontu lunzského pieskovca a reingrabenských bridlíc*“.

¹¹Uhlig (1903, s. 735) v Kuneradskom údolí vyčlenil lunzský pieskovec (ako už bolo povedané, usudzujeme, že k lunzskému pieskovcu zaradil sedimenty, ktoré sú v našej práci zaradené ku grestenským vrstvám), permský kremenec (usudzujeme, že sem zaradil sedimenty, ktoré sú v našej práci zaradené ku karpatskému keuperu) a svetlý tenkovrstvovitý vápenec s trblietavými šupinami bridlíc zhodujúci sa s ballensteinickým vývinom (jediný vápenec, o ktorom vieme, že tu vystupuje, je gutensteinský vápenec, miestami zreteľne metamorfne postihnutý).

¹²Túto ich pozíciu na jeho mape nevidno, keďže od hornín kryštalinického jadra ich oddeľujú masy strednotriasových tmavých dolomitických vápencov, o ktorých Matějka (in Kompánek, 1934, s. 43) predpokladal, že „... na kremence a kryštalinikum sú tektonicky presunuté a vovránsené do svorov a do mladších vrstiev permotriasových“. Navyše, podľa nášho názoru k nim Matějka (l. c.) zaradil aj sedimenty grestenských vrstiev.

¹³Je to tektonická mapa západných Karpát od Andrusova (1937).

Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 5 – 6; 1946) časť sledu, ktorú stotožnil s permom a so spodným triasom¹⁴, považoval za „*súčasť pásma vysokotatranského (tatriid)*“, teda za tatrikum, resp. za „*obal jadra Malej Fatry (sériu tatriidnú – vysokotatranskú)*“, teda za „*normálny obal žuly*“ (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 4). Časť sledu, ktorú stotožnil s karbonátmi stredného triasu vrátane fácie karpatského keuperu (napr. karbonátovú kryhu Kopanej) a grestenských vrstiev znázornených na geologickej mape listu Rajec na úpätiach pohoria medzi Kamennou Porubou a Kuneradom, zaradil ku *križňanskému príkrovu* (k nemu zaradil aj sled hornín stredného triasu až spodnej kriedy¹⁵ tvoriaci masív kóty Čipčie pri obci Turie, znázornený na geologickej mape listu Žilina).

Andrusov (in Andrusov et al., 1955) štruktúru označil menom *permsko-druhohorná antiklinála Kozla* (l. c., s. 1), resp. *antiklinála Kozla* (l. c., s. 4), *antiklinálne pásmo Kozla* (l. c., s. 2), *pruh Kozla* (l. c., s. 4) a *zóna Kozla* (l. c., s. 4) a rozšíril jej sled (l. c., s. 3 – 4) o strednotriasové vápence (a dolomity) a o súvrstvie keuperu (napr. o sled karbonátovú kryhu Kopanej), t. j. o „*pruh, ktorý sa ťahá od Kozla cez Stráňanskú dolinu ku Kunerádkemu zámku. Predstavujú nám tu jv. krídlo antiklinály Kozla... Tomuto vápencovému pásmu patrí pruh vápencov a dolomitov s dolomitovým súvrstvom v nadloží, ktoré je vyvinuté pri južnej strane antiklinály Kozla južne od Kamennej Poruby medzi Porubským a Kunerádkym potokom. Tu v nadloží vápencov sú vyvinuté zrejme aj ladínske dolomity a nad nimi e) súvrstvie keuperu*“. Následne konštatoval: „*Na základe štúdia mapy a pozorovaní v teréne nie je možné stanoviť s určitou postavenie antiklinály Kozla*“. Dovtedy sled považoval za normálny obal žuly. Po zistení násunového kontaktu žuly na pruh Kozla Andrusov (in Andrusov et al., 1955, s. 4) vyslovil alternatívu, že „... *antiklinála Kozla by mohla tvoriť samostatný tektonický pruh, ktorý patrí zóne severnejšej než je kryštalinikum masívu Malej Fatry*“. Súčasne uvažoval: „*Podľa druhej alternatívy možno považovať zónu Kozla za element príkrovový, ktorý bol presunutý od juhu cez kryštalinikum*“.

Andrusov (1958, s. 229) *antiklinálne pásmo Kozla* považoval za osobitnú antiklinálu lemujúcu pri severozápadnej strane okraj kryštalinického masívu Malej Fatry (masív Veľkej Lúky), pričom sa nevyjadril k jej tektonickej príslušnosti.

Andrusov (1959, s. 212) sa v odseku venovanom d'určinskej sérii nepriamo vyslovil aj k *antiklinále Kozla*. Uvádza: „*Nie je vylúčené, že vznikla (pozn.: rozumej d'určinská séria) v pásme, ktoré patrí vonkajším elementom (antiklinála Kozla) masívu Malej Fatry (jej jz. časti, t. j. masívu Veľkej Lúky)*“. Okrem toho poznamenal: „*Treba však uvažovať o možnosti pričlenenia tejto série, tak ako d'určinskej, k obalovým členom jaderných pohorí*“. Z toho možno dedukovať, že uvažoval o zaradení antiklinály Kozla k *obalovým členom* (k tatriku).

¹⁴Na našej mape a v tejto práci podstatnú časť plochy týchto facií (perm a spodného triasu) sme zaradili k fácií karpatského keuperu a ku grestenskej fácií tatrika.

¹⁵Podľa Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1944, s. 15) vrstvový sled križňanského príkrovu sa začína tmavými (gutensteinskými) vápencami. Vystupovanie dolomitov pod gutensteinským vápencom považoval (l. c., s. 17) za tektonický jav. Predpokladal, že: „... *dolomit tu patrí nižšiemu dielčiemu príkrovu križňanského príkrovu, tvoriac akýsi viac menej súvislý, len miestami celkom vyvalcovaný tektonický vankúš*“.

Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 92) celé pásmo Kozla (s výnimkou sedimentov permu, ktoré Kamenický in Mahel' et al., 1962, s. 53 – 54, chápal ako *obal kryštalínika tatrika*) zaradil k *d'určinskej sérii krížňanskej jednotky*, t. j. zaradil k nej aj „*spodnotriasové kremence s werfenskými vrstvami a strednotriasové vápence, opísané Andrusovom (in Andrusov et al., 1955) ako súčasť pásma Kozla*“.

Mahel' (in Mahel' et al., 1964) na geologickej mape 1 : 200 000, list Žilina, celé pásmo Kozla (aj s permom) zahrnul ku *krížňanskej jednotke*.

Urban (1965) vápence ťažené vo veľkolome Polom zaradil do stredného triasu (anis) *krížňanského príkrovu*.

Mahel' (in Mahel' et al., 1967, obr. 34¹⁶ na s. 204) perm „*lokálnej štruktúry zvanej antiklinála Kozla*“ znázornil ako *obal kryštalínika tatrika*, úzky pruh mezozoických hornín priliehajúci zo západnej časti ku kryštalickému jadru (t. j. kryhu Kopanej) zaradil k *obalovej malofatranskej jednotke* a podstatnú časť hornín mezozoika zaradil k *zliechovskej i d'určinskej sérii krížňanskej jednotky*.

Mahel' (in Mahel' et al., 1967, s. 195) tektonickú jednotku Kozla (Mahel', l. c., s. 204, použil pre ňu Andrusovom zavedený názov antiklinála Kozla) považoval za „*dielčiu antiklinálu vystupujúcu v podloží mezozoika krížňanskej jednotky*“. Perm tvoriaci túto štruktúru považoval (l. c. s. 195) za „*mladopaleozoický obal kryštalického jadra Malej Fatry*“. Sedimenty v tom čase zaraďované k spodnému triasu a sedimenty stredného triasu, ako aj mladšie členy vrstvomého sledu, ktoré tu vtedy boli známe, začlenil (l. c., s. 198) sčasti k *d'určinskej*, sčasti k *zliechovskej sérii krížňanského príkrovu*. Je však problematické zistiť, ktoré výskyty zaradil k *d'určinskej* a ktoré k *zliechovskej sérii*, keďže podľa neho (l. c., s. 204) „*Vzťah d'určinskej série k zliechovskej nie je jasný; zatiaľ nie je zistená hranica medzi nimi*“.

Molnárová (1973) pre túto tektonickú jednotku (za jej súčasť považovala sled tvorený permom a nekompletne vyvinutou obalovou sériou od spodného triasu po spodný lias) použila názov antiklinálne pásmo Kozla. Považovala ju za *samostatný tektonický element antiklinálneho charakteru*. Konštatovala, že leží v nadloží tektonickej jednotky tvorenej kryštalikom jadra Malej Fatry a v podloží krížňanského príkrovu.

Ďurovič (1973b) sedimenty vystupujúce v Malej Fatre v Turskej¹⁷ doline a v doline Kuneradského potoka zaradil k permu a spodnému triasu, pritom ich považoval za súčasť *obalovej jednotky*.

Rakús (1973a, s. 2, 3, príloha *Tektonická mapa*; 1973b, s. 3, príloha č. 13 a 14) celý sled antiklinály Kozla, ktorý je značne nekompletný (v rozsahu perm až krieda), stotožnil s *obalovou sériou*.

Vozárová (1978) vyčlenila a charakterizovala v štruktúre Kozla v Malej Fatre dva typy permu, preukázala odlišnosť hornín zaraďovaných k permu vystupujúcich severne od Kuneradu, vyvinutých v kontinentálnom sedimentačnom prostredí typu aluviálnych kužeľov, od hornín

vystupujúcich pri Kamennej Porube, vyvinutých v sedimentačnom prostredí v plytkom vodnom bazéne, ktorý mal väčšiu rozlohu a pravidelný vodný režim. Uvedené litofaciálne odlišnosti podľa nej vyplývajú z príslušnosti k inej tektonickej jednotke. Perm vystupujúci severne od Kuneradu údajne leží „*v podloží spodného triasu ako súčasť obalovej série*“, kým perm vystupujúci pri Kamennej Porube podľa nej vystupuje „*v tektonickom styku s mezozoikom obalovej série*“, pričom „*najviac sa podobá sedimentom mladšieho paleozoika chočského príkrovu*“.

Vozárová a Vozár (1980) dva spomenuté typy permu stotožnili s dvomi novodefinovanými litostratigrafickými jednotkami: so stráňanským súvrstvom vystupujúcim „*v autochtónnej pozícii ako bazálny člen obalovej série*“ a s porubským súvrstvom, ktoré sa „*najviac podobá maluzinskému súvrstviu z príkrovov hronika*“ a ktoré „*je považované za súčasť allochtónnej jednotky – hronika*“.

Vozárová a Vozár (1983) túto štruktúru označili názvom zavedeným Andrusovom (in Andrusov et al., 1955), t. j. názvom *antiklinálna štruktúra Kozla*. Jej rozsah však obmedzili na územie medzi Turským potokom, Kuneradom a záverom Porubského potoka. Stotožnili sa s názorom, že štruktúru buduje *obalová séria*. V severnejšej časti Lúčanskej Fatry (medzi Turským potokom, Kuneradom a záverom Porubského potoka) v jadre antiklinály vyčlenili hrubodetritické stráňanské súvrstvie permu. Rozsah antiklinály obmedzili – zakončili – zlomom južne od Kuneradu. Územie južne od zlomu, ktoré podľa starších názorov bolo súčasťou antiklinály, považovali za tektonickú jednotku v alochtónnom postavení, ktorej horninový súbor považovali za dobre korelovateľný s *hronikom*. Takto zároveň pelitické porubské vrstvy vystupujúce v južnejšej časti Lúčanskej Fatry (južne od Kuneradu a juhovýchodne od Kamennej Poruby) stotožnili s maluzinským súvrstvom¹⁸ a zaradili ich tak (spolu so súvrstvami spodného triasu, ako aj s vyššími členmi triasu) k *hroniku*. Hronikum znázornili v nadloží tatrika.

Horniny vystupujúce pri Kamennej Porube, ktoré považovali za perm, pod názvom maluzinské súvrstvie zaradili Vozárová a Vozár k *hroniku* aj v inej práci (1988). Tektonické zaradenie litostratigrafických jednotiek v práci Vozárovej a Vozára (1988, obr. 2.2) je zhodné so zaradením aj v ich neskoršej práci (Vozárová a Vozár, 1983, obr. na s. 30 zostavený Vozárom, 1980), rozdielny je len plošný rozsah litostratigrafických jednotiek permu a spodného triasu tatrika (v prospech spodnotriasových súvrství zredukovali rozsah sedimentov permu, sedimenty spodného triasu zároveň rozdelili na dve fácie). „*Antiklinála Kozla... sa z pohľadu dnešných poznatkov javí*“ Vozárovej a Vozárovi (1988) „*... len ako časť zvrásneného obalu*“.

Mahel' (1986, obr. 146 na s. 383) sedimenty mezozoika vystupujúce v priestore antiklinály Kozla zaradil k „*obalovému mezozoiku – k malofatranskej jednotke*“. Sedimenty permu tejto štruktúry síce tektonicky priamo nezaradil, ale hovorí, že sú bazénovým typom – kálnickým – a predstavujú výstup „*spodnejších štruktúrnych elementov*“. Mahel' (1986, s. 384) antiklinálu Kozla ozna-

¹⁶Je to tektonická skica Malej Fatry, ktorú zostavil Mahel' (1963).

¹⁷Sedimenty permu podľa našich znalostí v Turskej doline nevystupujú.

¹⁸Za základné znaky súvrstvia určili veľkú pestrosť zafarbení sedimentov a výrazne vyvinutú cyklickosť, prejavenu rádo vo malých aj veľkých cykloch.

čil za samostatnú štruktúru bez toho, aby sa vyslovil k jej tektonickej príslušnosti. Maheľ (l. c., s. 391) s preradením porubských vrstiev k maluzinskému súvrstviu (teda s preradením z tatrika do hronika) uskutočneným Vozárou a Vozárom (1983) nesúhlasil. Svedčí o tom jeho vyjadrenie: „*Sprivedné mezozoické členy sa však nelíšia od tých, ktoré vytvárajú mezozoický obal antiklinály Kozla v jej celom rozsahu*¹⁹. Navyše, ani spodnotriasové súvrstvie ani ďalšie členy melafýrovej série nezvyknú vystupovať v chočskom príkrove v jeho pričelovej časti. ... Znamy, ktoré spomínajú autori vyzdvihujú pri permskom súvrstvi juhozápadného bloku antiklinály Kozla, ... poukazujú buď na vrchnejšie polohy v rámci permského komplexu Malej Fatry alebo na vznik v tatríckom bazéne vzdialenejšom od vynoreného kryštalinika – analogické ako vývin permských členov v Považskom Inovci.“ Maheľ (1986, s. 391 a obr. 149) spodno- a strednotriasové sedimenty²⁰ opísané Andrusovom (in Andrusov et al., 1955) ako súčasť pásma Kozla už nepovažoval za súčasť d'určinskej jednotky (ako v práci Maheľ in Maheľ et al., 1962), ale za súčasť sledu *antiklinály Kozla*.

Rakús, Vozár a Vozárová (in Rakús et al., 1988b, a in Rakús et al., 1993) celý sled, ktorý vyčlenili na študovanom území ležiaci v podloží krížňanského a chočského príkrovu (Vozár a Vozárová zmapovali sedimenty permu a spodného triasu, t. j. litostratigrafické jednotky označené č. 72, 73 a 75²¹, Rakús sedimenty stredného triasu až jury vystupujúce nad nimi, t. j. litostratigrafické jednotky označené č. 67 – 69, a sedimenty spodného triasu vystupujúce v pruhu karbonátov kryhy Kopanej, t. j. litostratigrafické jednotky označené č. 70 – 73²²), zaradili k *tatriku* (k antiklinále Kozla)²³. Pre prácu Rakúsa et al. (1989) platí to isté, čo bolo povedané o práci Rakúsa et al. (1988b, 1993), ale s jednou výnimkou, že sedimenty spodného triasu v nej charakterizoval M. Rakús.

Geologické kontúry na mapách Bieleho et al. (1996a), Lexu et al. (2000) a Chábu et al. (2007) sú zhodné, teda pri ich zostavení bol použitý podklad zhotovený pre prvú

¹⁹rozumej od tatríckych

²⁰Na s. 391 uvádza, že d'určinská sekvencia sa začína až keuperom, ale na obr. 149 na s. 392 k nej (ku krížňanskému príkrovu) priradil aj gutensteinské vápence. K antiklinále Kozla tak zaradil perm, spodný trias (kampil) a stredný trias (dolomity).

²¹Všetky sedimenty vystupujúce južne od doliny Kuneradského potoka, ktoré Vozár a Vozárová (in Rakús et al., 1993) zaradili do permu a spodného triasu, považujeme za sedimenty karpatského keuperu a grestenských vrstiev.

²²Všetky sedimenty vystupujúce v priestore kryhy Kopanej, ktoré Rakús (in Rakús et al., 1993) zaradil k spodnému triasu, považujeme za sedimenty karpatského keuperu.

²³Vozár a Vozárová (in Rakús et al., 1989, s. 19) k tomu podávajú nasledujúce vysvetlenie: „*V geologickej mape regiónu Lúčanská Fatra, 1: 50 000 bola prijatá iná koncepcia (pozn.: rozumej iná ako v ich dovtedajších prácach), podľa ktorej sú litologické odlišnosti týchto dvoch typov permských sekvencií odrazom rozdielnych sedimentárnych podmienok v rámci toho istého sedimentačného bazénu (M. Rakús 1989, v tejto práci)*“. Spomenutá iná koncepcia bola prijatá už v práci Rakúsa et al. (1988a). Na s. 6 – 7 sa uvádza: „*V súčasnom období bol vyjadrený aj iný názor na faciálne vyjadrenie vzťahov tohto výskytu (pozn. rozumej maluzinského súvrstvia ako súčasť hronika) voči stráňanskému súvrstviu (sensu A. Vozárová – J. Vozár 1983) ktoré bolo jednoznačne definované ako súčasť obalu a podieľa sa na stavbe antiklinály Kozla. Pre zostavenie tejto mapy bol prijatý tento druhý názor ktorý predkladá redaktor mapy regiónu.*“

z týchto máp. Problémom týchto máp je, že príslušnosť vrstvomých sledov k tektonickým jednotkám nevyjadrujú priamym spôsobom a zistiť ju je problematické. Na mape Chábu et al. (2007) sú do každej vysvetlivky vždy zahrnuté všetky podobné (nečlenené) litostratigrafické jednotky hronika, tatrika a tatrika (neodlišené). Tejto koncepcii uniklo len zaradenie sedimentov jury a kriedy vystupujúcich pri Turí do krížňanského príkrovu, pričom od iných sedimentov vystupujúcich v priestore budovanom sledom Kozla až po zlom pri Kunerade sú oddelené len normálnou geologickou hranicou, teda celý sled hornín vrátane permu podľa mapy patrí do krížňanského príkrovu. Južne od spomenutého zlomu sú horniny sledu Kozla od hornín d'určinskej sukcesie oddelené tak isto len normálnymi geologickými hranicami, teda tiež patria ku krížňanskému príkrovu. Perm a spodný trias ležiaci južne od spomenutého zlomu sú od tejto sukcesie oddelené presunovou (príkrovovou) líniou naznačujúcou, že patria k vyššej tektonickej jednotke. V tomto priestore takúto pozíciu permu a spodného triasu znázornili jedine Vozár a Vozárová (1980, 1983) a zaradili ich k hroniku. Na mape Bieleho et al. (1996a) a Lexu et al. (2000) je tento perm (vystupujúci južne od zlomu pri Kunerade) označený ako maluzinské súvrstvie (a zároveň je súčasťou sledu oddeleného príkrovovou líniou), oddelený od okolia ako vyššia tektonická jednotka, a tak je tu znázornená ako hronikum (súhlasné riešenie je v práci Bieleho et al., 1996b, s. 58 – 59). Sedimenty v jej podloží sú od sedimentov d'určinskej sukcesie opäť oddelené len normálnou geologickou hranicou, a tak opäť spadajú do krížňanského príkrovu. Sedimenty jury a kriedy vystupujúce pri Turí aj na týchto mapách sú od sedimentov sledu Kozla (perm, spodný a stredný trias) oddelené len normálnou geologickou hranicou a tvoria spolu jeden sled neznámej tektonickej príslušnosti. Napriek tomu sa z *Tektonickej schémy slovenskej časti Západných Karpát*, ktorá je súčasťou mapy Bieleho et al. (1996), a zo *Štruktúrnej schémy Západných Karpát a prilahlých území*, ktorá je súčasťou mapy Lexu et al. (2000), dozvedáme, že celý sled Kozla je sedimentárnym obalom *tatrika*.

Vozárová a Vozár (in Biely et al., 1996b, s. 58 – 59) dva rozdielne typy permu vystupujúce v priestore antiklinály Kozla zaradili k dvom tektonickým jednotkám: stráňanské súvrstvie zaradili do *tatrika* a maluzinské súvrstvie do *hronika*.

Plašienka (1999, s. 16) sled pod názvom *kozolská jednotka* zaradil k *infratatriku*.

Rakús a Hók (2002, 2003) sled zaradili sčasti k *tatriku* (grestenské vrstvy, kartograficky vyčlenené Andrusovom in Andrusov a Kuthan, 1946²⁴, vystupujúce medzi Kamennou Porubou a Kuneradom, ktoré súčasne zaradili k súvrstviu Slávikovej doliny), väčšinu sledu však zaradili k *d'určinskej sekvencii* tatrika (celú ostatnú plochu pohoria, s výnimkou malých tektonických trosiek vyšších tektonických jednotiek vystupujúcich na úpätí pohoria pri zlome oddeľujúcom pohorie od kotliny).

²⁴Známe boli už Vighovi (1934, s. 272), ktorý napriek tomu, že konštatoval ich veľkú podobnosť s grestenskými vrstvami, ich v zhode so svojimi predchodcami zaradil k lunzským vrstvám.

Polák (in Bezák et al., 2004a, b) územie pokryté celým známym sledom Kozla, ako aj územie pokryté d'určinskou sekvenciou (okolie Ďurčinej) a zliechovskou sekvenciou (okolie Turia) zahrnul do jedného celku a zrejme pod vplyvom najnovšej predchádzajúcej práce (Rakús a Hók, 2002, 2003) zaradil k *fatriku*.

Wetter (2005) celý známy sled Kozla (perm až jura) zaradil k obalovej sérii k *tatriku*.

Vozárová (in Polák et al., 2005, s. 22) na základe „diametrálne odlišného litologického a metamorfného vývoja stráňanského súvrstvia a kamenoporubských vrstiev a taktiež permských sedimentov vo *fatriku*“ vyjadrila nesúhlas so zaradením kamenoporubských vrstiev k jednotnému obalu tatrika (Rakús et al., 1988) alebo k permu fatrika (Rakús a Hók, 2002, 2003). Obe litostratigrafické jednotky (stráňanské súvrstvie aj kamenoporubské vrstvy) prezentovala individuálne a obe zaradila k *tatriku*. (pozn.: jazykovo korektne „kamenoporubské“)

Olšavský (in Bezák et al., 2009, s. 437 – 438) zaradil kamenoporubské vrstvy aj stráňanské súvrstvie do *tatrika*. Tam boli zaradené aj v práci Bezáka et al. (2008b, s. 58).

Polák et al. (2008, in Bezák et al., 2008a) časť sledu Kozla (kamenoporubské vrstvy a stráňanské súvrstvie, lúžňanské súvrstvie, časť gutensteinských vápencov vystupujúcich severne od doliny Kuneradského potoka a juru pri Kunerade) začlenil k *tatriku*. Časť sledu (gutensteinské vápence a ramsauské dolomity karbonátovej kryhy Kopanej) však zaradil do fatrika, kam zaradil aj juru a kriedu vystupujúcu pri Turí. V *Schéme rozmiestnenia tektonických jednotiek*, ktorá je súčasťou mapy v oboch prácach, je vyjadrený iný názor: kamenoporubské vrstvy a stráňanské súvrstvie, lúžňanské súvrstvie a jura pri Kunerade je zaradená k *tatriku* a všetky karbonáty stredného triasu spolu s jurou a kriedou pri Turí k *fatriku*.

ZHRNUTIE NEUSPOKOJIVÉHO STAVU POZNANIA A JEHO PRÍČIN

Ako vyplýva z prehľadu v predchádzajúcej kapitole, názory na tektonické zaradenie vrstvom sledu Kozla sú pomerne pestré a pomerne často sa menia. Prevažne sa prikláňajú k zaradeniu sledu do tatrika, pomerne často sa uvažuje o jeho zaradení k d'určinskej sérii/sekvencii, ba ojedinele sa vyskytli aj exotické návrhy. Názory však často vychádzajú z pohľadu viac-menej cez jednu fáciu, často ani nie sú zdôvodnené a ak sú, tak iba povrchné. Nie je zjednotený ani názor na rozsah, resp. obsah vrstvom sledu. V niektorých prácach je vrstvom sled rozdelený na dve časti a tie sú zaradené k dvom sledom a k dvom tektonickým jednotkám. Otázka tektonického zaradenia sledu je dlhodobo nedoriešená. Stav výskumu je v súčasnosti neuspokojivý. Ani posledný pokus (Rakús a Hók, 2002, 2003) z nedávnej minulosti sa nestretol s porozumením a nenavodil uspokojivý stav.

Príčiny neuspokojivého stavu možno hľadať v nasledujúcich skutočnostiach: a) vrstvom sled Kozla je veľmi nekompletný (názory sa ako-tak zjednotili aspoň v tom, že pozostáva zo sedimentov permu, spodného triasu, stredného triasu a liasu) a nedáva predpoklady na porovnávacie

štúdium (príčina reliktného zachovania sledu nie je známa); b) sled je izolovaný od iných mezozoických sledov (zo severozápadnej strany je uťatý poklesovým zlomom, na ktorom susedí so sedimentmi paleogénnej výplne Rajčianskej kotliny, z juhovýchodu je uťatý prešmykovým zlomom, na ktorom susedí s kryštalinikom Lúčanskej Fatry); c) najmä v južnej časti (medzi Kamennou Porubou a Kuneradom) ho tvoria hlavne siliciklastické sedimenty (karbonátové horniny, ktoré sa v súčasnosti všeobecne považujú za súčasť sledu Kozla a ktoré sa už časom stotožnili s gutensteinskými vápencami a s ramsauskými dolomitmi stredného triasu, nie sú vhodné na úvahy o tektonickej príslušnosti sledu, v ktorom vystupujú), ktorých litostratigrafické zaradenie sa neustále mení, a to dokonca aj u toho istého autora; d) znalosť geologickej stavby územia je neuspokojivá, aj keď sa časom mení (v období pôsobenia D. Andrusova sa postupne ustálil názor, že stavba je antiklinálna, s normálnym uložením sledov na ramenách antiklinály; v nasledujúcom období M. Rakús prezentoval predstavu stavby s prevrátenými sledmi – napr. na Kopanej; A. Vozárová a J. Vozár prevrátený sled prezentovali vo vrte MFG-1 situovanom v Turskej doline). Neboli objasnené „nenormálne“ kontakty niektorých členov sledu, napr. nebolo objasnené, prečo jura v okolí Kuneradu leží na sedimentoch spodného triasu (interpretácia Rakúsa et al., 1993).

Preto predpokladáme, že receptom, ak už nie na riešenie stavu, tak aspoň na dosiahnutie pokroku v riešení neuspokojivého stavu trvajúceho v otázke tektonického zaradenia sledu Kozla, je zvýšenie stupňa poznania otázok súvisiacich so siliciklastickými horninami a geologickej stavby, a to aj preto, lebo siliciklastické sedimenty tvoria podstatnú časť plochy pokrytej vrstvom sledom Kozla.

Siliciklastické sedimenty v priestore južne od Kuneradu sa v súčasnosti považujú za sedimenty permu (kamenoporubské vrstvy) a spodného triasu (lúžňanské súvrstvie, verfénske vrstvy a neformálne jednotky vyčlenené Rakúsom in Rakús et al., 1989, 1993).

V priebehu času možno sledovať (od obdobia vzniku prác D. Andrusova cez práce M. Molnárovej, A. Vozárovej, J. Vozára a M. Rakúsa), ako sa plošný rozsah sedimentov permu na jednotlivých geologických mapách neustále zmenšuje (výnimkou je až mapa Rakúsa a Hóka, 2002 a 2003, na ktorej je zobrazená opačná tendencia, t. j. návrat k veľkému rozsahu sedimentov permu). Maximálny rozsah majú na mapách Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1943, 1946), minimálny dosahujú snád' na mape Rakúsa et al. (1993), na ktorej sa pôvodne súvislý široký pruh permu rozprestierajúci sa po celej dĺžke pohoria scvrkol do dvoch izolovaných okien. Značná časť sedimentov bola postupne preradovaná z permu do spodného triasu. To všetko naznačuje, že tu máme problém s rozpoznaním siliciklastických litofácií a s ich stratigrafickým zaradením. Navyše, dospieva sa aj k názoru, že sedimenty permu ležiace južne od doliny Kuneradského potoka sú rozdielne od sedimentov permu ležiacich severne od nej. Preto Vozárová (1978) po preukázaní ich mnohých odlišností vyčlenila dva typy permu, ktoré neskôr Vozárová a Vozár (1980) aj pomenovali. Sedimenty vystupujúce južne nazvali

porubské súvrstvie a sedimenty ležiace severne nazvali stráňanské súvrstvie. A. Vozárová a J. Vozár konštatovali, že vyčlenené dva typy permu sa líšia litologickým vývojom, zastúpením vulkanoklastík, paleoklimou vzniku, paleoprostredím vzniku, úložnými pomermi, paleomagnetickou rotáciou (Muška, 1980) a hodnotami rádioaktivity (Ivanov, 1977). Umiestniť následne také rozdielne súvrstvia v sedimentačnom priestore v zhode s dovtedajšími predstavami bol snáď až neriešiteľný paleogeografický problém. Vozárová (1978) a Vozárová a Vozár (1980, 1983, 1988) preto prišli s úplne novým princípom riešenia, navrhli zaradiť každý typ sedimentov permu k inej tektonickej jednotke. Stráňanské súvrstvie ponechali v tatriku, porubské vrstvy na základe litologickej podobnosti stotožnili s maluzinským súvrstvom a zaradili ich do hronika. Neskôr ho pod názvom kamenoporubské vrstvy včlenili späť do tatrika (in Rakús et al., 1993).

Plošný rozsah sedimentov spodného triasu na geologických mapách v priebehu času, naopak, narastá. Minimálny rozsah majú na mapách Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1943, 1946), maximálny rozsah dosahujú snáď na mape Rakúsa et al. (1993). Zároveň s nárastom plošného podielu sedimentov spodného triasu sa postupne rozlišuje aj viac jeho litofácií. Andrusov in Andrusov a Kuthan (1943, 1946) najprv vyčlenil bazálne kremence²⁵, neskôr (in Andrusov et al., 1955) vyčlenil aj verfénske vrstvy. Rakús in Rakús et al. (1989, 1993) okrem toho, že pre bazálne kremence použil formálny názov lúžňanske súvrstvie, k uvedeným dvom litofáciám pridal ešte ďalšie dve litofácie: kremité konglomeráty, ktoré pokladal za najnižší člen sledu, a dolomity s polohami intraformačných brekcií, ktoré pokladal za najvyšší člen sledu. Tento stav nezodpovedal stavu v iných pohoriach centrálnych Západných Karpát, kde situácia je jednotná a jednoznačná, kde vystupujú len dve litofácie: kremence lúžňanskeho súvrstvia a pestrejšie sedimenty verfénских vrstiev. Neudržateľnosť tohto stavu nakoniec akceptoval aj Rakús, resp. Rakús a Hók (2002, 2003), ktorí pestré dolomity s polohami intraformačných brekcií na základe upozornenia M. Havrila a na základe starších prác Uhliga (1897 – 1898), Turnau-Morawskej (1953) a Havrila (in Havrila et al., 2001) preradili pod názvom jedľovinské vrstvy ku karpatskému keuperu²⁶. Zároveň ich však preradili k d'určinskej sekvencii fatrika.

NOVÝ POHĽAD NA VRSTVOVÝ SLED KOZLA

Nazhromaždené faktografické údaje sú rešpektované aj v tejto práci. Doterajší pohľad na litostratigrafické a tektonické zaradenie niektorých sedimentov bol však v čase až veľmi nestály, podliehal pomerne rozsiahlym a časťým zmenám a ani napriek tomu nevedol k prijateľnému

²⁵Na našej mape veľká časť týchto bazálnych kremencov sa však považuje za súčasť grestenských vrstiev.

²⁶Porovnaním mapy Rakúsa et al. (1993) s našou novou mapou sme prišli k záveru, že na území južne od doliny Kuneradskeho potoka lúžňanské súvrstvie a verfénske vrstvy vyčlenené Rakúsom (l. c.) nevystupujú a k nim zaradené sedimenty sú buď súčasťou karpatského keuperu, alebo grestenských vrstiev.

výsledku. Preto vznikali a vznikajú pochybnosti a bolo potrebné hľadať iné možnosti ich litostratigrafického, prípadne aj tektonického zaradenia.

Najmä veľká rozdielnosť dvoch typov permských sedimentov, ktorú priebežne opisovala A. Vozárová, núkala možnosť zapochybovať o ich správnom zaradení. S nesúhlasom odbornej verejnosti sa stretlo hlavne netradičné tektonické zaradenie časti permských sedimentov. To navodzovalo úvahy, že riešenie sa nenachádza v oblasti ich tektonického zaradenia. Núkala sa teda druhá možnosť, vysvetliť rozdielnosť sedimentov ich iným litostratigrafickým zaradením. Pri toľkých a takých výrazných odlišnostiach dvoch typov permu sa logicky vynorila aj otázka, či oba tieto typy permu sú permom. Ak nie sú, vzniká ďalšia otázka: čím teda sú? O príslušnosti stráňanskeho súvrstvia k permu nevznikali a nevznikajú pochybnosti. Aj Vozár a Vozárová (1980) zastávajú názor, že tento typ sedimentov sa nelíši od sedimentov permu vystupujúcich v iných oblastiach. Problematikým sa zdalo a zdá zaradenie kamenoporubských vrstiev. Ak vznikla pochybnosť o ich príslušnosti k permu a k hroniku, vzniká aj otázka, kam teda patria. Porovnávať ich možno so siliciklastickými súvrstviami pestrých, prevažne červených farieb. Z možností niekoľkých súvrství tohto charakteru sa na porovnanie núka najmä súvrstvie karpatského keuperu vrchného triasu vystupujúce v centrálnych Západných Karpatoch v tektonických jednotkách tatrika a fatrika. Podobnosť, resp. zhodu so súvrstvom karpatského keuperu možno konštatovať v niekoľkých bodoch: 1. psamiticko-psefitickú frakciu sedimentov zaraďovaných ku kamenoporubským vrstvám tvorí prakticky len kremeň; to je pre fáciu karpatského keuperu normálne, kontinentálne sedimenty permu však nie sú mineralogicky také zrelé ani také vytriedené, a preto majú nápadne pestrejšie zloženie; 2. súvrstvie v údolí Porubského potoka, v priestore kryhy Kopanej aj v priestore medzi Hluchou dolinou a dolinou Kuneradskeho potoka vystupuje vo vrstvom slede nepochybne nad karbonátovými sedimentmi stredného až vrchného triasu (sled karbonátových hornín tvoria odspodu nahor gutensteinské vápence, ramsauské dolomity a ílovité dolomity); to je pre fáciu karpatského keuperu opäť normálne, ale pre sedimenty permu znova problematické; 3. súčasťou sledu „červených“ hornín zaraďovaných k permu sú aj viaceré litofácie karbonátových hornín: na báze sledu „červených“ hornín vystupujú jedľovinské vrstvy (pestré dolomity a dolomitové zlepenice), zistili sa najmä v priestore kryhy Kopanej a na južných svahoch Jedľoviny, resp. Jabradného; vyššie v súvrství, v červenofialových pelitoch, sa vyskytujú neprehľadnuteľné polohy klastických karbonátov (vápencov), t. j. pseudopizolitov, zistili sa v údolí Porubského potoka; v najvyššej časti pelitov sa vyskytujú horizonty karbonátových (dolomitových) klastov (napr. na Kamennom diele), t. j. jedľovinské vrstvy, ktoré v súčasnosti patria ku karpatskému keuperu²⁷, pre ktorý je aj fácia karbonátových pseudopizolitov typickou fáciou, naproti tomu, z permu podobné (karbonátové) horniny nie sú známe.

Aj ďalšie skutočnosti svedčia proti zaradeniu skúmaných sedimentov k permu: a) z ílovcov získaných

²⁷Pôvodne horniny jedľovinských vrstiev v Lúčanskej Fatre Rakús (in Rakús et al., 1993) považoval za jednu z facií spodného triasu.

z vrhu MFG-1 z hĺbky 166 m tvoriacich jeden horninový komplex spolu s anhydritmi získala Planderová (1986) bohatú a dobre zachovanú asociáciu sporomorf vrchného ladinu až karnu; b) vo vrte MFG-1 (v Turskej doline) v komplexe „červených“ hornín sa zistili aj sírany – z nich na základe izotopového zloženia síry nebol stanovený jednoznačný vek (Kantor, 1988); c) na základe porovnania s izotopovým zložením niektorých evaporitov mimo územia Slovenska bol vyslovený názor (Kantor, 1988), že skúmané vzorky majú zloženie zodpovedajúce evaporitom vrchnej časti spodného triasu.

Na základe uvedených poznatkov možno konštatovať, že nevznikajú pochybnosti o tom, že kamenoporubské vrstvy nepatria k permu, ale je spoľahlivo preukázané, že sú sedimentmi karpatského keuperu. Od sedimentov tejto fácie vystupujúcich vo vnútornejších oblastiach centrálnych Západných Karpát sa však už na pohľad čiastočne líšia. Ich psamiticko-psefitická litofácia je dosť nápadne hrubozrnnejšia, zároveň je zreteľné aj jej slabšie vytriedenie a slabšie opracovanie klastov. Výskyt fácie približne tohto charakteru bol v tatriku Veľkej Fatry známy už Matějko (1927), ktorý ju vzhľadom na nápadnú litologickú zhodu s kremencami spodného triasu s nimi stotožnil. Vzhľadom na ich zjavne „nenormálnu“ – vrchnotriasovú – pozíciu (vystupovali v nadloží sedimentov stredného triasu a v podloží „transgresívnych“ sedimentov liasu) vo vrstvovom slede vyvodil tektonické dôsledky. Rozdelil vrstvový sled tak, že vrchnú časť sledu, počnúc opisovanými kremencami, vyčlenil ako samostatnú tektonickú jednotku – šiprúnsky príkrov (Matějka, 1930). Bystrický (1956) poukázal na nelogickosť tohto zaradenia kremencov a zaradil ich ku karpatskému keuperu. V dôsledku toho existencia šiprúnskeho príkrovu sa skončila. Fácia tohto charakteru (hruboklastická, so zle vytriedeným a zle opracovaným materiálom, „usadená zo subaerických gravitačných tokov typu plošných príválov, prúdových tokov a úlomkotokov“²⁸) vyskytujúca sa v priestore Lúčanskej Fatry jednoznačne v tomto priestore vyhovuje aj podľa paleogeografickej schémy karpatského keuperu, ktorú vypracoval Havrila (1996)²⁹. Schéma znázorňuje celý priestor tvorený v centrálnych Západných Karpatoch fáciou karpatského keuperu ako „plochý aluviálny vejár v piedmontnej pozícii voči vyzdvihnutému okraju staršej karbonátovej platformy“³⁰.

Vzhľadom na nové litostratigrafické a staronové tektonické zaradenie kamenoporubských vrstiev sa zároveň mení aj názor na zdrojovú oblasť klastického materiálu. Tá leží externejšie vo vzťahu k celému vejáru, čo jasne vyplýva zo zjemňovania sedimentov karpatského keuperu od externej časti tatrika k internej časti tatrika.

Iným siliciklastickým súvrstvím vyznačujúcim sa pestrými, prevažne červenými farbami sedimentov, s ktorým možno porovnávať kamenoporubské vrstvy, sú verfénske

²⁸charakteristika transportných tokov a prostredia sedimentácie podaná Kováčom et al. (1997) na základe prednášky Havrila a Barátha (1996)

²⁹Paleogeografická schéma bola zverejnená v rámci prednášky Havrila a Barátha konanej 21. 3. 1996 v SGS v Bratislave. Písomnú informáciu o tejto prednáške podali Kováč et al. (1997).

³⁰charakteristika vejára podaná Kováčom et al. (1997) na základe prednášky Havrila a Barátha (1996)

vrstvy spodného triasu. Hlavne M. Olšavský dospel k názoru, že práve na typovej lokalite kamenoporubských vrstiev vystupujú sedimenty „verfénских vrstiev“, ktoré boli v starších prácach spolu s karpatským keuperom včlenené do jedného celku, do kamenoporubských vrstiev. Hoci „verfénske vrstvy“ južne od Kuneradskej doliny vystupujú len vo veľmi obmedzenom plošnom rozsahu (prakticky len na tejto jedinej lokalite), sú nositeľom mnohých vlastností, ktoré sú v prácach Vozárovej a Vozára pokladané za identifikačné vlastnosti kamenoporubských vrstiev. Za identifikačné znaky „verfénских vrstiev“ M. Olšavský považuje „heterolitické zvrstvenie, častý výskyt čerín, intraklasty ílovcov, bahenné (?synerézne) praskliny a skolitovú ichnofáciu s charakteristickou ichnofaunou, ktorá stratigraficky determinuje najvyššiu časť lúžňanského súvrstvia“³¹ (Olšavský a Šimo, 2007). V sedimentoch karpatského keuperu sa tieto znaky nezistili.

Po objasnení nejasností súvisiacich so sedimentmi doteraz považovanými za perm zostáva ešte nasledujúca otázka: ak kamenoporubské vrstvy považované za perm (neskôr stotožnené s maluzinským súvrstvom permu) v skutočnosti sú karpatský keuper (z malej sčasti aj „verfénske vrstvy“), čím sú potom sedimenty vystupujúce podľa Rakúsa et al. (1993) nad nimi?³² Rakús et al. (1993) ich považujú za lúžňanské súvrstvie tatrika a Vozárová a Vozár (1983, 1988) sčasti za sedimenty spodného triasu tatrika, sčasti za sedimenty spodného triasu hronika. Sú to horniny, resp. pravdepodobne len časť hornín, ktoré Stur (1860) poznal v doline Kuneradskeho potoka ako „sivé ílovité bridlice s *Anarthrocanna deliquescens* GÖPP. (UNGER) striedajúce sa s kremencom“. Zaradil ich aj s celou paleotou iných hornín k červenej jalovine (perm). Následne na základe litologického vývoja ich Uhlig (1902) považoval za lunszké, resp. reingrabenské vrstvy (karn). Rešpektujúci Uhligov názor, k lunszkým vrstvám ich zaradil aj Vigh (1934). Upozornil však na ich podobnosť s grestenským pieskovcom, podobnosť vedúcu podľa neho až k omylu.³³ V spomenutých starších prácach chýbalo kartografické znázornenie súvrstvia, preto bolo možné zhodnotiť len písomné vyjadrenie autorov, ktorému chýba konkrétny geografický rozsah. Novšie práce (najmä Rakús et al., 1993; Vozárová a Vozár, 1983, 1988) podávajú aj kartografický obraz jednotlivých súvrství. Porovnaním našej novej mapy s predchádzajúcimi mapami vidno, že plocha tvorená na našej mape jedným súborom hornín (konkrétne súborom ležiacim nad karpatským keuperom) je na starších mapách

³¹Používanie termínu verfénske vrstvy v priestore centrálnych Západných Karpát je v rozpore s prácou Fejdiovej (1980), ktorá sedimenty zodpovedajúce tejto litofácii považuje za vrchnú časť lúžňanského súvrstvia.

³²Súvrstvie, o ktorom hovoríme, na našej novej mape bez problémov v celom rozsahu spĺňa pozíciu „nad nimi“, t. j. po novom nad sedimentmi karpatského keuperu. Túto pozíciu však spĺňa len menšia časť sedimentov, ktorú Rakús et al. (1993) zahrnuli do lúžňanského súvrstvia, pretože dnes vieme, že doň nevedome zahrnuli aj sedimenty karpatského keuperu. Podobne Vozárová a Vozár (1983, 1988) k sedimentom spodného triasu zahrnuli aj sedimenty karpatského keuperu.

³³Vigh (1934) spomína „komplex vápenca, pieskovca a šedých bridlic“. Stur (1860) a Uhlig (1902) vápenca v tejto súvislosti nespomínali. Z Vighovho (l. c.) vyjadrenia je zrejme, že časť hornín tohto komplexu treba určite stotožniť až s vyšším členom tu charakterizovaného vrstvového sledu.

tvorená viacerými súbormi hornín, a preto litostratigrafickú charakteristiku z týchto starších prác nie je možné sprostredkovať, resp. použiť. Je nutné uviesť skutočný horninový obsah súvrstvia. Sled hornín v nadloží karpatského keuperu je smerom odspodu nahor tvorený bazálnym horizontom sivožltých ílovcov prechádzajúcich cez viac-menej sivé, často šmuhovité ílovce a piesčité ílovce do kremenných pieskovcov (v ktorých s hrubnutím zrna prudko klesá ílovitý podiel) až drobnozrnných čistých kremenných zlepcov. Smerom do nadložia v tomto slede viditeľne rastie podiel kremeňa, klesá podiel ílovitej zložky, znižuje sa podiel ílovcov, rastie podiel pieskovcov-kremencov a zlepcov. Kremenné klasty sú v tomto slede len slabo opracované. Hrubozrnné fácie sú zreteľne porózne. V súvrství sa priebežne vyskytujú tenké vrstvy čiernosivých kompaktných ílovcov. Neobsahuje žiadne fosílie, jeho sedimenty sú nevápnité a majú kontinentálny charakter.

Na úpätí pohoria medzi Kamennou Porubou a Kuneradom leží najvyšší známy člen vrstvom sledu Kozla. Víghovi (1934) bol v tomto priestore známy ako súčasť sledu „komplexu vápenca, pieskovca a šedých bridlic“, ktorý však na základe práce Uhliga (1902) zaradil k lunzským vrstvám. Vápence tohto komplexu podľa neho „obsahujú mnohé, bližšie neurčiteľné fosílie (*Avicula*, *Placunopsis?*)“. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) túto časť sledu zobrazil kartograficky a považoval ju za grestenské vrstvy (spodný lias). Rakús (1973a, s. 4; 1973b, s. 12; in Rakús et al., 1989, s. 55) a Rakús a Hók (2002, 2003) z bazálnej časti komplexu uvádzajú nález fosílie *Gervilleia* cf. *praecursor* QUENSTEDT., určenej M. Kochanovou. Tá vzhľadom na zlé zachovanie fosílie pripúšťa, že by prípadne mohlo ísť o *Bakewelia dunkeri* (TERQ.). Možné stratigrafické rozpätie Rakús (l. c.) stanovil v intervale rét – spodný lias. Rakús a Hók (2002, 2003) túto litofáciu stotožnili so súvrstvím Slávikovej doliny. Súvrstvie v prevažnej miere tvoria sivočierne ílovce, vo vyššej časti ktorých sporadicky vystupujú vrstvy organodetrítických vápencov obsahujúcich morskú faunu (napr. lastúrniky a detrit ľalioviiek).

Na základe pozície vo vrstvom slede spomenuté siliciklastické súvrstvie, vyznačujúce sa prevažne sivou farbou, ležiace nad pestrými sedimentmi karpatského keuperu a pod sledom ílovcov a vápencov obsahujúcich morskú faunu, považujeme predbežne za kontinentálnu fáciu grestenských (prípadne aj tomanovských) vrstiev.

Vrstvom sled Kozla po týchto zmenách je kompletnejší a zrozumiteľnejší. Obsahuje: stráňanské súvrstvie (perm), lúžňanské súvrstvie a „verfenské vrstvy“ (spodný trias), gutensteinské vápence a ramsauské dolomity (stredný trias – spodná časť vrchného triasu), ílovité dolomity (vyššia časť karnu), karpatský keuper (norik), grestenské vrstvy v kontinentálnom vývoji (lias) a Andrusovom (in Andrusov a Kuthan, 1946) vyčlenené grestenské vrstvy v morskom vývoji (lias), Rakúsom a Hókom (2003) premenované na súvrstvie Slávikovej doliny. Na základe vývoja jednotlivých facií (sled obsahuje proximálne časti facií karpatského keuperu a grestenských vrstiev), stratigrafického hiátu v réte a tektonickej pozície (na juhu vystupuje v podloží

ďurčinskej sukcesie, na severe v podloží zliechovskej sukcesie) priradujeme sled Kozla (kozolskú sukcesiu) k tatriku.

TEXTOVÉ VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE

Tatrikum

Paleozoikum Lúčanskej Fatry

Paleozoikum Lúčanskej Fatry na študovanom území zastupujú horniny kryštalinika staršieho až mladšieho paleozoika (podľa Goreka in Rakús et al., 1989 a 1993, kryštalické bridlice, magmatické horniny a žilné horniny) a kontinentálne klastické sedimenty mladšieho paleozoika – permu.

Na mape Rakúsa et al. (1993) sú sedimenty permu zaradené k stráňanskému súvrstviu a sú znázornené ako súčasť malofátranskej sukcesie a antiklinály Kozla, teda od hornín kryštalinika Lúčanskej Fatry sú oddelené zlomom prešmykového charakteru. Vzhľadom na chýbanie sedimentov spodného triasu medzi spomenutými sedimentmi permu a gutensteinskými vápencami sledu Kozla predpokladáme, že zlom prešmykového charakteru nemá pozíciu, ktorú znázornili Rakús et al. (1993), ale že oddeľuje tieto sedimenty permu od sledu Kozla a sedimenty permu sú preto obalom kryštalinika Lúčanskej Fatry a ako celok spolu s ním sú prešmyknuté na sled Kozla (k podobnému, resp. rovnakému riešeniu dospel Andrusov, 1958, s. 229).

V dôsledku toho nie je celkom jasné, či sedimenty permu môžeme stotožniť so stráňanským súvrstvím, je to však pravdepodobné.

Staršie až mladšie paleozoikum

Horniny kryštalinika Lúčanskej Fatry – nečlenené (karbón – ?prekambrium)

Horniny kryštalinika Lúčanskej Fatry neboli predmetom nášho výskumu, preto sú na mape znázornené len ako nečlenený celok.

Oproti sledu Kozla sú horniny kryštalinika oddelené zlomovo-prešmykovou líniou, pričom kryštalinikum ležiace východne od nej je prešmyknuté na sled Kozla ležiaci západne od nej. V širšom okolí zámočka Kunerad (najmä severovýchodne od neho) je tento jednoduchý vzťah kryštalinika a sledu Kozla zneprehľadnený hustejšou sieťou zlomov vytvárajúcich kryhovú stavbu, v ktorej sa kryhy mezozoických hornín šachovnicovo striedajú s kryhami kryštalinika. V Hlučej doline sa pruh kryštalinika vyklinuje. Medzi kótou Konštica a Zbyňovskou dolinou sú horniny kryštalinika „vklínené“ medzi teleso tvorené sledom Kozla (vystupujúce na severozápade) a medzi príkrovové teleso fatrika (vystupujúce na juhovýchode) zastúpené vrchným z jeho dvoch čiastkových telies (príkrovov). Toto teleso tvorí paleogeograficky vnútornejšia zliechovská sukcesia (spodnejšie čiastkové teleso tvorí paleogeograficky externejšia ďurčinská sukcesia, ktorá vystupuje južnejšie a na povrchu sa nedostáva do kontaktu s horninami

kryštalinika). Vrstvový sled Kozla je od hornín kryštalinika oddelený zlomom (zlomami), a to nielen v tomto úseku, ale v celom (zmapovanom) úseku ich styku. Kontakt príkrovového telesa fatrika s horninami kryštalinika podľa starších geologických máp tvorí v tejto oblasti príkrovová línia. Kontakt je však veľmi strmý, preto nie je vylúčené, že v tomto úseku je sprostredkovaný zlomom.

Malofatranská sukcesia

Mladšie paleozoikum (perm)

Stráňanské súvrstvie (polymiktné konglomeráty; vrchný perm)

Sedimenty permu vystupujú v Hlučej doline na úpätí kóty Konštica a v súvislom pruhu medzi sedlom Košariská a vyústením doliny Skalná do Zbyňovskej doliny.

Ležia v normálnom nadloží hornín kryštalinika Lúčanскеj Fatry (tvoria ich obal). Od vrstevového sledu Kozla sú oddelené zlomom.

Kartograficky ich v spomenutom rozsahu vyobrazil už Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946). Považoval ich za mladopaleozoický obal hercýnskeho masívu Malej Fatry (takúto pozíciu prisúdil vtedy aj všetkým sedimentom vystupujúcim v priestore, ktorý neskôr nazval pásmo Kozla a zaradil ho k permu – vo vývoji verukana). Rovnaký názor na pozíciu týchto sedimentov (t. j. v Hlučej doline...) mal Andrusov aj neskôr (1958, s. 229), hlavnú masu sedimentov permu však viazal na osobitnú antiklinálu (antiklinálne pásmo Kozla) lemujúcu pri severozápadnej strane okraj kryštalickeho masívu Malej Fatry (masív Veľkej lúky). Molnárová (1973, geologická mapa) a Rakús (1973a, tektonická mapa; 1973b, geologická mapa a príl. 13) znázornili šošovkovité, prípadne súvislejšie zachovanie sedimentov permu tohto pruhu a zhodne ich začlenili k antiklinálnemu pásmu Kozla (Molnárová, 1973; Rakús, 1973a), resp. k obalovej sérii antiklinály Kozla (Rakús, 1973b)³⁴. K obalovej sérii tieto výskyty (spolu s hlavnou masou sedimentov permu vystupujúcich medzi systémom kuneradských zlomov a Turskou dolinou) začlenili aj Vozárová a Vozár (1980, s. 6; 1983, obr. príl.; 1988, obr. 2.2) a Rakús et al. (1993)³⁵. Rovnako Mahel' (1986, obr. 146 a s. 390) zahrnul tieto výskyty k obalovému permu (k obalu kryštalickeho jadra).

Tieto sedimenty permu pôvodne buď neboli pomenované, alebo na základe litologického vývoja boli označované ako *verrucano*, resp. *verukáno* (Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946; Andrusov, 1958, s. 229; Mahel', 1986, s. 385). K *stráňanskému súvrstviu* ich zaradili

³⁴Toto začlenenie vyplynulo z pozície sedimentov permu vo vzťahu k zlomu oddeľujúcemu sled Kozla od kryštalinika Malej Fatry. Perm od kryštalinika oddelili zlomom. Vzhľadom na to, že medzi sedimentmi permu a sedimentmi stredného triasu chýbajú sedimenty spodného triasu, je toto riešenie nefunkčné. Znázornením zlomu na opačnej strane sedimentov permu (ako je to na našej mape) tento nedostatok zaniká a perm sa stáva obalom kryštalinika.

³⁵V práci Rakúsa et al. (1993) sú k tatriku antiklinály Kozla zaradené všetky sedimenty začlenené k permu (vrátane kamenoporubských vrstiev).

Vozárová a Vozár (1980, 1983, 1988; in Rakús et al., 1989 a 1993).

Juhovýchodným smerom od Kamennej Poruby boli na dvoch lokalitách v Hlučej doline (1. sedlo medzi lokalitami Zapieraná a Košariská v nadmorskej výške 880 m, 2. lokalita Konštica, pravá strana ústia dolinky sv.-jz. smeru v nadmorskej výške 800 m pri poľovníckej chate) v bezprostrednej blízkosti kryštalinika v sutine evidované úlomky pestrých hrubozrnných drôb až zlepcov s obliakmi a klastami z granitoidného kryštalinika.

Vek sedimentov stráňanského súvrstvia nie je preukázaný priamo z týchto sedimentov. Vychádza len z ich pozície vo vrstevovom slede a z ich vývoja.

Kozolská sukcesia

Mladšie paleozoikum (perm)

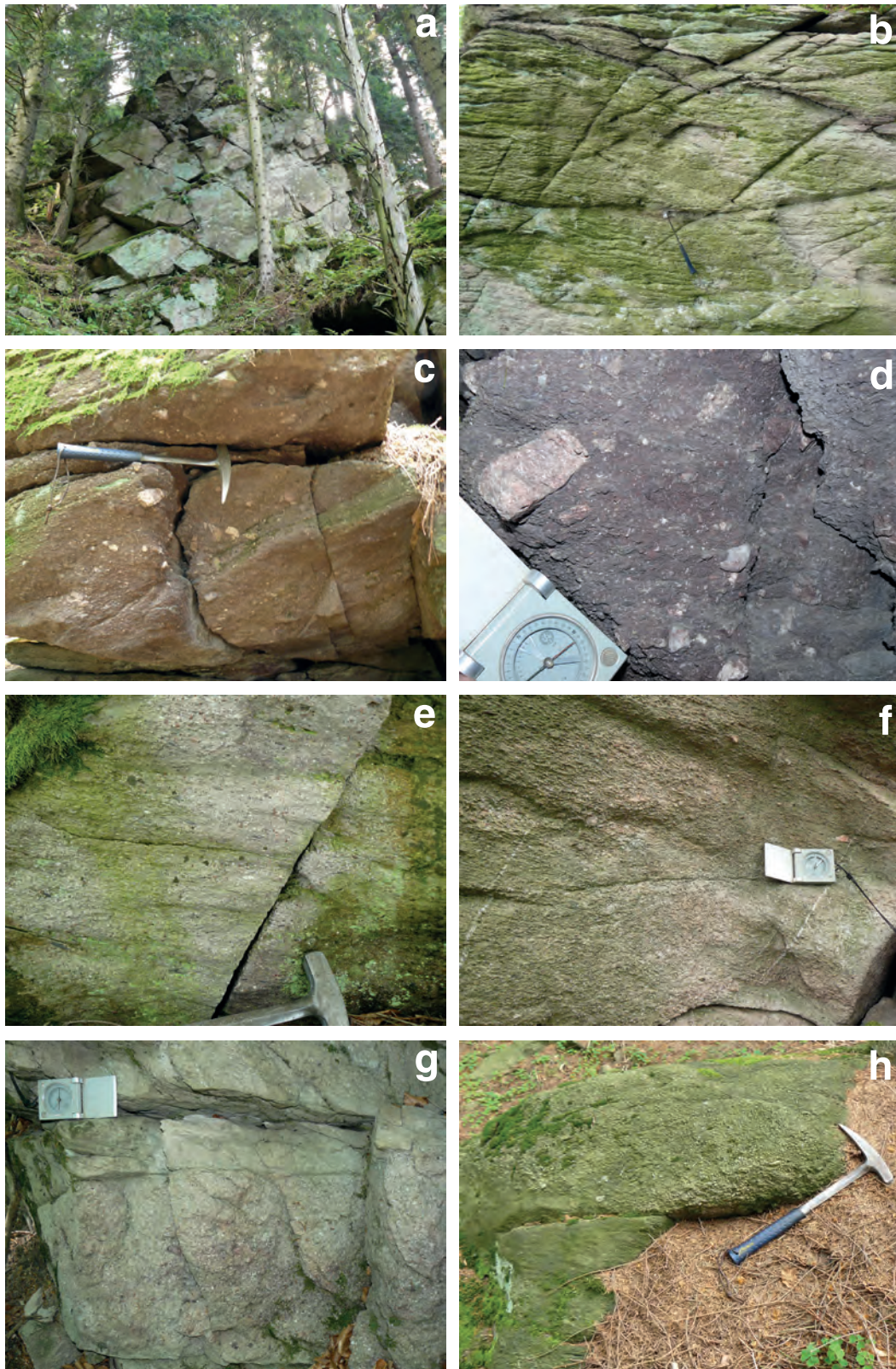
Mladšie paleozoikum je obdobím, v ktorom v sedimentačnom priestore sledu Kozla prebiehala sedimentácia v kontinentálnom prostredí (stráňanské súvrstvie). Staršie sedimenty sa doteraz nezistili a podložie stráňanského súvrstvia nepoznáme.

Vozárová (1978) a Vozárová a Vozár (1980, 1983, 1988) opísali zo sledu Kozla z tohto obdobia mineralogicky, štruktúrne a textúrne nezrelé sedimenty uložené v kontinentálnom suchozemskom prostredí typu aluviálnych kužeľov (vejárov) v prostredí divočiaccich riek, čiže krátkych riek s nízkou sinuozitou s neustálou zmenou prúdu. Z bazálnej časti súvrstvia dokumentujú zachovanie najmä vrchných častí tokov, zo strednej a vrchnej časti súvrstvia najmä stredných častí tokov. Sedimentáciu predpokladajú v tektonicky obmedzených depresiách grabenového typu s vysokým a morfológicky členitým okrajom v semiaridnej klíme.

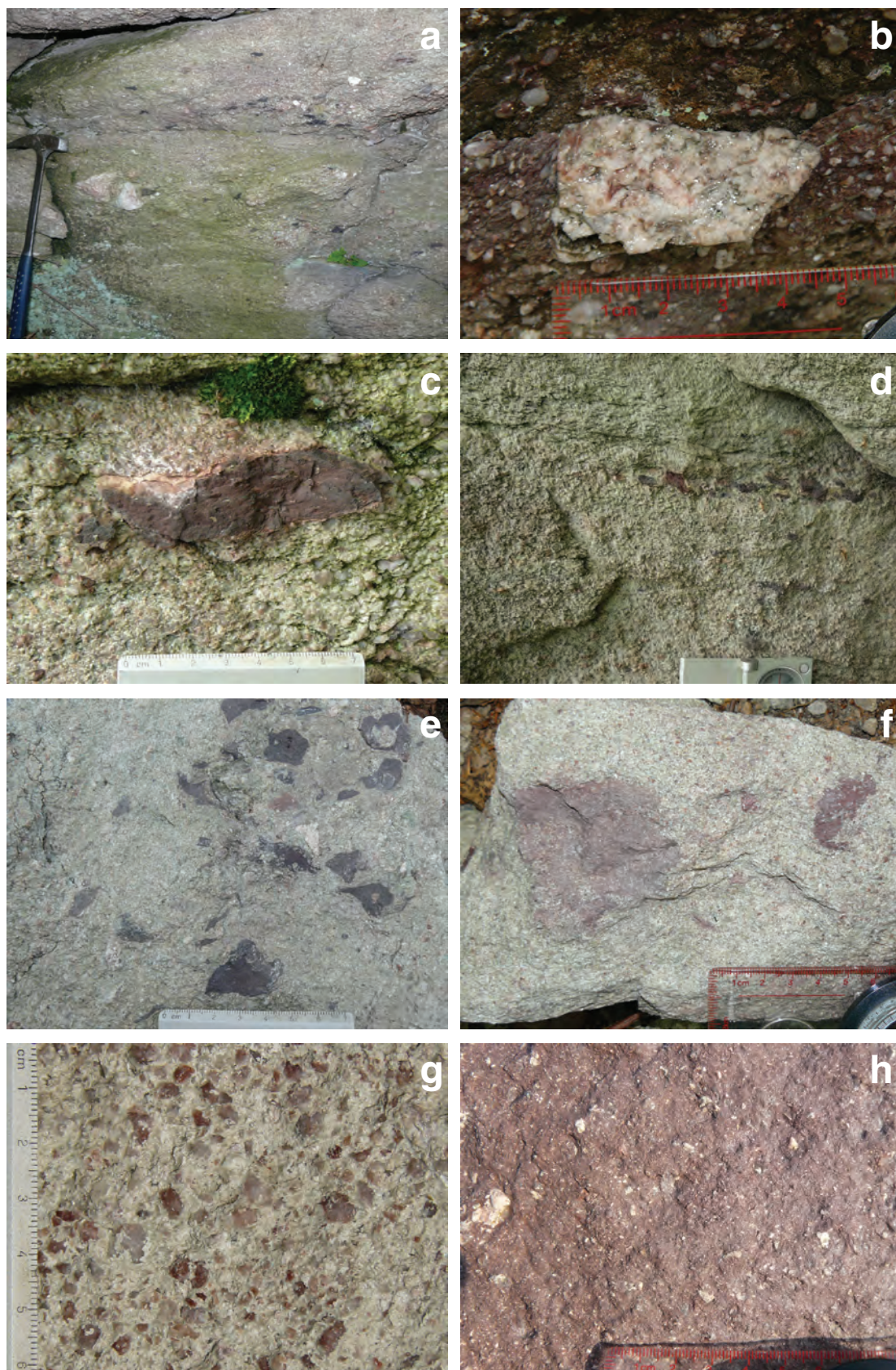
Stráňanské súvrstvie (hrubozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepenec; vrchný perm; obr. 1 – 3)

Sedimenty stráňanského súvrstvia vystupujú severne od údolia Bystričky (doliny Kuneradského potoka), tvoria vyššiu časť svahov doliny v priestore medzi Kuneradom a zámočkom Kunerad až po hrebeň medzi dolinou Kuneradského potoka a dolinou Stránskeho potoka a súvisle pokračujú do priestorov nadväzujúcich smerom na sever, prekračujúc Stránsky potok a Medzihorský potok až po masív Kozla. Na povrch vystupujú ešte na oboch stranách údolia ležiaceho medzi masívom Kozla a Kozlovej a masívom Čipčia. Sedimenty stráňanského súvrstvia boli zastihnuté aj vrtmi KV-1 a MFG-1. Vo vrte KV-1 vystupujú v podloží sedimentov lúžňanského súvrstvia, vo vrte MFG-1 v podloží karbonátov stredného až vrchného triasu.

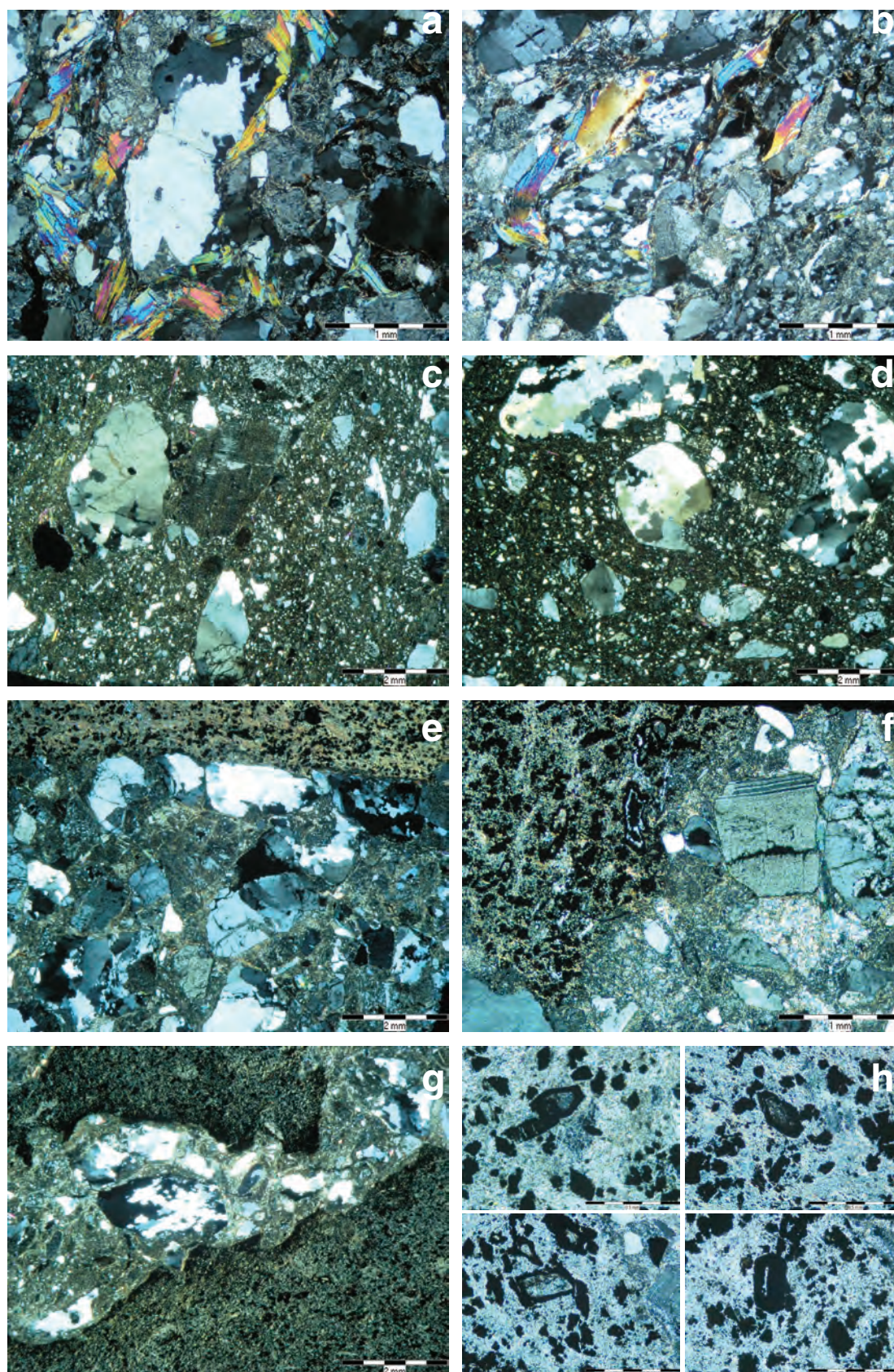
Od mezozoickej časti vrstevového sledu Kozla sú v doline Kuneradského potoka v celom rozsahu oddelené zlomami. Podložie stráňanského súvrstvia nie je nikde odkryté. Nebolo zastihnuté ani vrtmi KV-1 a MFG-1. V nadloží by mali vystupovať sedimenty spodného triasu kozolskej sukcesie, od ktorých sú však sedimenty stráňanského súvrstvia v doline Kuneradského potoka temer



Obr. 1. Sedimenty stráňanského súvrstvia: a – odkryv v permských zlepencoch na lokalite Veľký Žiar (760 m n. m.); na obrázku si možno všimnúť masívne zvrstvené telesá s hrúbkou okolo 1 m, odkryv je navyše postihnutý systémom puklín prebiehajúcich diagonálne na vrstvitosť; b – lokalizácia dtto, rozhranie dvoch sedimentárnych telies, vnútri veľkých telies sú náznaky subhorizontálnych až konkávných rozhraní teliesok s centimetrovou hrúbkou; c, d – odkryvy v charakteristickej litofácii na lokalite Domčica (710 m n. m.); ide o nevytriedený zlepenkový materiál s klastami kryštalinika a s relatívne vysokým obsahom ílovito-piesčitého matrixu; e – zdanlivo masívne teleso svetlosivých zlepenčov s nepatrným subhorizontálnym zvrstvením, sediment obsahuje typický červený kremeň; f – masívne zvrstvený zlepenkový materiál, rozhranie dvoch telies (lok. Žiar, asi 800 m n. m.), možno si všimnúť aj dve tenké extenzné pukliny vyhojené kremeňom; g – jeden z mála evidovaných aluviálnych cyklov, na báze 30 – 40 cm poloha masívne zvrstveného zlepenca s asi 10 cm klinovitou polohou drobnozrnného zlepenca, nová poloha sa začína opäť hrubším materiálom (lok. Medzihorská dolina – pravá strana, 760 m n. m.); h – čiastočne gradačne zvrstvené teleso – lavica zlepenca s nepatrným šikmo zvrstveným materiálom, prúd smeroval sprava doľava (ľavá strana doliny Stráňanskeho potoka, Domčica, 840 m n. m.).



Obr. 2. Sedimenty stráňanského súvrstvia: a – klastický materiál tvoria úlomky kryštalinika a čierne úlomky („hematizované vulkanity“) pravdepodobne vulkanického pôvodu (lok. Veľký Žiar); b – klast svetlého granitu v pestrom nevytriedenom zlepení (lok. Veľký Žiar); c, d – „hematizované vulkanity“, detail klastu a akumulácia týchto úlomkov v rámci masívne zvrstveného telesa (lok. Veľký Žiar); e – akumulácia vulkanických klastov na ploche vrstvy zelenosivého zlepenca (medzi lok. Veľký Žiar a Chrochoť); f – intraklasty hrubozrnnej droby v drobnozrnnom zlepení (hrebienok lok. Dlapa); g – charakteristický červený kremeň so živcovým detritom v zelenosivom matrice (lok. ľavá strana doliny Strážanského potoka); h – zlepenec s podpornou štruktúrou jemnopiesčitého matixu, fácia typu „flash flood – debris flow“ (lok. Dlapa).



Obr. 3. Mineralogické zloženie stráňanského súvrstvia: a, b – pestrý zlepenec, pozostávajúci výlučne z úlomkov kryštalinika zo záveru Hlučej doliny, klastický muskovit a úlomok polykryštalickeho kremeňa s muskovitom; c, d – drobnozrný zlepenec s podpornou štruktúrou piesčito-ílovitého matrixu, kremeň, živce a klastický muskovit, klasty tvorí červený kremeň a rozložený živcový detrit; e – drobnozrný zlepenec s úlomkom premenenej vulkanickej horniny vo vrchnej časti obrázka; f – úlomok tmavého vulkanitu so známami po výrastliciach v nevytriedenom piesčitom detrite; g – dtto ako e; h – detaily pôvodných kryštálových tvarov ?amfibolov z úlomkov premenených vulkanických hornín.

v celom rozsahu oddelené zlomami³⁶, len v lokalite Predhorie sa zdá, že v ich normálnom nadloží ležia sedimenty spodného triasu. Vzhľadom na to, že tieto sedimenty patria k „verfenským vrstvám“, je však aj tento kontakt pravdepodobne tektonický. Na stavbe menších kryh vytvorených zlomovou tektonikou ležiacich v okolí zámočka Kunerad sa sedimenty permu temer nepodieľajú. Preto vzťah sedimentov permu k nadložiu, s výnimkou jednej menšej kryhy ležiacej severne od zámočka Kunerad, nie je prístupný na priame pozorovanie. Len na tejto kryhe možno potvrdiť už spomenuté konštatovanie Rakúsa a Hóka (2002, s. 6), že sedimenty permu sú prekryté sedimentmi spodného triasu. Túto ich vzájomnú pozíciu potom možno dobre sledovať severnejšie až po masív Kozla a Kozlovej (vrátane tohto masívu), ako aj vo vrte KV-1.

Tieto sedimenty permu pôvodne Stur (1860) začlenil k *Rothliegende* (červenej jalovine). Neskôr sa ukázalo, že k červenej jalovine nevedome zaradil aj iné, dnes samostatné litostratigrafické jednotky (lúžňanské súvrstvie, verfenské vrstvy, karpatský keuper, grestenské vrstvy), keďže vtedajší stupeň poznania mu ich ešte nedovoľoval oddeliť. Podobne sú sedimenty permu zaradené k *Rotliegenden* (*Dyas*) na mape zostavenej Hauerom (1869), ku *Quarzitu* (*Dyas*) na mape zostavenej Hauerom (1871), k *Ältere Quarzite* (*Dyas*) na mape listu *Sillein und Waag-Bystritz* zostavenej Kráľovským maďarským geologickým ústavom v Budapešti v rámci manuskriptovej edície máp 1 : 75 000 a ku *Kvarcitos homokköés pala* (*verrukáno*) – *Perm* na mape zostavenej Lóczym (1922). Vigh (1934) si uvedomoval problematiku odlišovania podobných facií, preto vyčlenil *pruh permských a verfenských vrstiev*. Paleta podobných facií však bola ešte širšia, a tak do tohto pruhu okrem sedimentov permu vystupujúcich na severných svahoch doliny Kuneradského potoka (lokalita Domčica) nevedome zahrnul aj horniny karpatského keuperu vystupujúce v doline Kuneradského potoka a na Kamenom diele. Aj následne sedimenty permu buď ešte neboli pomenované, alebo na základe litologického vývoja boli označované ako *verrucano*, resp. *verukáno* (Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946; Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 2; Mišík in Mišík et al., 1956, s. 4; Andrusov, 1958, s. 229; Ďurovič, 1973b, s. 130). Horniny (v Turskej doline a v doline Kuneradského potoka), ktoré študoval Ďurovič (l. c.) a považoval ich za perm tatrika, pravdepodobne patria ku karpatskému keuperu. Pri ich zaradení do permu sa pravdepodobne opieral o mapy Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1943, 1946). V Turskej doline podľa našej mapy perm vôbec nevystupuje. Vystupuje tam len jedinú súvrstvie, s ktorým sa mohol perm zameniť, a to je súvrstvie karpatského keuperu. Problém podobnosti facií čiastočne začala riešiť aj Molnárová (1973), ktorá rozsah sedimentov permu znížila: a) vyčlenením časti kremencov a ich zaradením k spodnému triasu (v súčasnosti vieme, že tento krok nebol celkom úspešný, pretože sa ukázalo, že odčlenené kremence patria k facií karpatského keuperu a k facií gres-

tenských vrstiev)³⁷, b) preradením časti súvrstvia k facií karpatského keuperu (tento krok sa ukázal oprávnený a akceptujeme ho aj v našej práci). Vozárová (1978) problém odlišovania facií sčasti posunula ďalej, keď sedimenty, ktoré sa v súčasnosti zaraďujú k stráňanskému súvrstviu, oddelila od sedimentov vystupujúcich v okolí Kamennej Poruby, zaraďovaných k permu. Následne ich pomenovala (stále však kartograficky dôsledne neočistené od iných súvrství) ako *stráňanské súvrstvie* (Vozárová a Vozár, 1980). Ich pomenovanie pretrváva aj v ďalších prácach Vozárovej a Vozára (1983, 1988; in Rakús et al., 1989 a 1993; in Biely et al., 1996b). Stráňanské súvrstvie, vystupujúce podľa Vozárovej a Vozára (1983, obr. *Geologická stavba...*) južne od Kuneradu, považujeme za karpatský keuper. Mahel' (1986) všetky sedimenty vystupujúce v antiklinálnej štruktúre Kozla zaraďované k permu považoval za reprezentanta severného kálnického žľabu. Pomenovanie stráňanské (v pozmenenom tvare stráňavské) súvrstvie (neodčlenené však od kamenoporubských vrstiev) zachovali aj Rakús a Hók (2002, geologická mapa a s. 6; 2003, geologická mapa), považovali ho však za súčasť d'určinskej sekvencie tatrika. Perm vyčlenený týmito autormi považujeme južne od doliny Kuneradského potoka v celom rozsahu (aj s kamenoporubskými vrstvami) najmä za karpatský keuper (sčasti za grestenské vrstvy) sledu Kozla. To isté platí o perme v Turskej doline, ktorý zobrazili Rakús a Hók (2002, geologická mapa; 2003, geologická mapa), Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) a Molnárová (1973)³⁸.

Litologickým vývojom a petrografickým zložením súvrstvia sa zaoberal celý rad odborníkov (napr. Ďurovič, 1973b; Molnárová, 1973; Kamenický in Mahel' et al., 1962, s. 53 – 54), hlavne však Vozárová (1978) a Vozárová a Vozár (1980, 1983, 1988; in Rakús et al., 1989 a 1993).

Na prvý pohľad ide o pomerne litologicky rovnorodé siliciklastické súvrstvie, no pri podrobnejšom skúmaní je možné registrovať v jeho vývoji určité zmeny. Ide predovšetkým o drobnozlepencovitý až hrubopiesčitý materiál sivej až svetlozelenosivej farby, najčastejšie len v masívnom zvrstvení so slabo viditeľnou vrstvositosťou. Vo vrchných častiach súvrstvia sa nachádzajú aj jemnozrnejšie sedimenty s pestrejšim hnedočerveným až fialovým zafarbením. Jeho hrúbka sa z povrchového výskytu odhaduje asi na 500 m.

Siliciklastický detrit stráňanského súvrstvia je pomerne monotónny a jeho zloženie zreteľne determinuje provenienciu. Základné komponenty sú: kremeň, plagioklasy, ortoklas, mikroklín, mikropertit a v rôznom stupni rozložený biotit. V drobnozrnných zlepencoch sa celkom bežne nachádza obliakový materiál (klasty do 15 cm) svetlých granitov a variabilných hornín kryštalínika. Vozárová určila úlomky kryštalických bridlic, migmatitov a granitoidov. Klasty vystupujú jednak ako samostatné obliaky v drobnozlepencovitom detrite (piesčité zlepence), jednak niekedy tvoria rozsiahlejšie akumulácie na bázach sedimentárnych

³⁶Konštatovanie Rakúsa a Hóka (2002, s. 6), že: „členy mladšieho paleozoika... sú prekryté lúžňanským súvrstvím“ v doline Kuneradského potoka nemožno potvrdiť.

³⁷Pokus s odčleňovaním kremencov od permu sa viac či menej neúspešne opakuje v mnohých ďalších prácach Rakúsa, Vozárovej a Vozára a Rakúsa a Hóka.

³⁸Na mape Rakúsa et al. (1993) na tomto území sú zobrazené kremité konglomeráty spodného triasu tatrika.

telies. Zaujímavá je podobnosť v zložení klastického detritu s krivosúdskym súvrstvom v seleckej sukcesii Považského Inovca. Konkrétne zvýšený obsah červenavého kremeného detritu a zelenosivé zafarbenie matrixu vo faciách objavujúcich sa v strednej a vyššej časti súvrstvia neobyčajne napodobňuje vrchnopermský analóg z Považia. Za jediný exotický materiál možno považovať tzv. hematitizované vulkanity, ktoré A. Vozárová určila ako dacity (Vozárová a Vozár, 1980, s. 17). Ide o jemnozrnné tmavofialové horniny bez viditeľných minerálnych súčastí. Tieto pomerne časté úlomky sa nachádzajú jednak ako izolované klasy v drobnozrnných zlepencoch, jednak v podobe plošných akumulácií v rámci vrstvy. Klasy (4–10 cm) majú takmer pravidelný plochý tvar a nezriedka presahujú hrúbku 1 cm. Nikdy nie sú zachované ako obliaky, čo poukazuje na ich primárny charakter spôsobený buď metamorfózou, alebo špecifickou odlučnosťou pôvodných hornín. Ich výskyt sa viaže skôr na prvú polovicu (spodnejšiu časť) súvrstvia, čo bolo evidované v povrchových výskytoch aj vo vrte KV-1 (úsek 400–600 m).

Najčastejšie je možné pozorovať masívne zvrstvenie bez výraznejšieho usporiadania klastického materiálu. Skôr vzácnou výnimkou sú korytovo krížovo, prípadne tabuľovo šikmo zvrstvené sedimentárne telesá. Gradačné zvrstvenie nie je výnimčné, no zároveň pri množstve masívnych zvrstvení je prehľadnuteľné. Na základe meraní šikmých zvrstvení z lokality v doline Stránskeho potoka Vozárová a Vozár (l. c.) uvažovali o smere transportu zo SZ na JV. Cyklicita v permských sedimentoch z Malej Fatry spomínaná A. Vozárovou (Vozárová a Vozár, 1983, s. 48; Vozárová a Vozár 1988, s. 269) je vždy opisovaná z domnelých permských „kamenoporubských vrstiev“, resp. „malužinského súvrstvia“, teda sedimentov, ktoré sme interpretovali ako najvyššiu časť lúžňanského súvrstvia (pozri obr. 6).

Charakter zachovaných sedimentárnych štruktúr, ako aj ich frekvencia výskytu napovedá, že ide najskôr o sedimenty aluviálneho sedimentačného prostredia, presnejšie o sedimenty aluviálneho vejára, resp. jeho strednej časti s prostredím krátkych priamych korýt (Vozárová a Vozár, 1980, s. 12–13). Veľmi všeobecne možno povedať, že sú tu zachované dva hlavné typy facií odrážajúce spôsob depozície, pokiaľ ide o energiu a unášaciu schopnosť. Hlavným kritériom je obsah matrixu. Facie s vysokým obsahom matrixu majú pestré zafarbenie a sú štruktúrne nezrelé, čo dokladá, že klastický materiál bol deponovaný v krátkom čase (ich celkový objem v stráňanskom súvrstvi je okolo 15 %). Facie s relatívne nízkym obsahom matrixu majú zeleno-sivé zafarbenie, sú lepšie štruktúrne vytriedené a môžu obsahovať sedimentárne štruktúry v podobe zvrstvení (ich objem je okolo 85 %). Charakter slabo vyvinutej cyklicity sedimentárnych telies dovoľuje predpokladať nízku sinuozytu korýt. Rovnako absencia zachovania dnových foriem poukazuje na pomerne rýchle procesy agradácie bez možnosti ich migrácie, de facto ich nevzniknutia. Uvedené fakty hovoria v prospech sedimentačného prostredia so všeobecne nízkou perzistenciou tokov.

Sedimenty stráňanského súvrstvia sú mierne metamorfované, čo je možné pozorovať už makroskopicky na horninách v podobe usporiadania stlačeného klastického

detritu, ako aj odlučnosti úlomkov z primárnych odkryvov. Na niektorých odkryvoch je kliváž markantná až do takej miery, že zastiera pôvodnú vrstvitosť. V mikroskopickej mierke je znateľná kataklastická deformácia, rekryštalizácia a vznik metamorfného sericitu (Vozárová in Rakús et al., 1989, s. 47).

Vek sedimentov stráňanského súvrstvia nie je preukázaný priamo. Jediná fosília uvádzaná zo sedimentov permu sledu Kozla *Anarthrocanna deliquescens* GÖPP (UNGER), ktorú našiel Stur (1860), bola neskôr viackrát nanovo určená. Uhlig (1902) na základe litologického vývoja sedimentov vyskytujúcich sa na mieste jej nálezu vyslovil názor, že nepochádza z permských vrstiev, ale z lúnzkých (vrchný trias). Lokalizácia jej nálezu podaná Sturcom (1860) sa na našej geologickej mape premieta do priestoru výskytu hornín grestenských vrstiev, prípadne hornín súvrstvia Slávikovej doliny (grestenských vrstiev v zmysle Andrusova in Andrusov a Kuthan, 1946). Jeho litologická charakteristika sedimentov, v ktorých fosíliu objavil, neprotirečí zaradeniu ku grestenským vrstvám.

Mezozoikum

Stratigrafické rozpätie zachovanej mezozoickej časti sledu Kozla je spodný trias až lias. Vystupujú v ňom siliciklastické sedimenty spodného triasu (lúžňanské súvrstvie a „verfénske vrstvy“), karbonátové sedimenty stredného až vrchného triasu (gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, ílovité dolomity, jedľovinské vrstvy), siliciklastické sedimenty vrchného triasu (karpatský keuper) až spodnejšieho liasu (grestenské vrstvy) a sedimenty vyššej časti liasu (súvrstvie Slávikovej doliny). V tomto slede teda chýbajú sedimenty rétu, pravdepodobne v dôsledku ich primárneho chýbania (nesedimentácie).

Spodný trias

Spodný trias v priestore sedimentácie sledu Kozla je obdobím prechodu od okrajovej kontinentálnej sedimentácie lúžňanského súvrstvia k sedimentácii „verfénnych vrstiev“ prebiehajúcej v priestore na rozhraní kontinentálneho a transgredujúceho morského prostredia.

Lúžňanské súvrstvie Mišík a Jablonský (1978, 1999, 2000) charakterizovali ako kontinentálne sedimenty otvorenej fluvialnej podhorskej plošiny divočenia siete piesčito-balvanovitých, často sa meniacich, spájajúcich sa a rozvetvujúcich korýt divočiacich riek v semiaridnej oblasti s lokálnym eolickým vplyvom.

Vozárová (1978) a Vozárová a Vozár (1980) v domnienke, že opisujú sedimenty permu (porubské vrstvy), charakterizovali sedimenty vyššej časti spodného triasu ako rytmicky zvrstvené sedimenty s dobre zachovanými sedimentárnymi textúrami svedčiacimi o sedimentačnom prostredí v plytkom vodnom bazéne, ktorý mal väčšiu rozlohu a pravidelný vodný režim. Na základe stavby sedimentárnych sekvencií dospeli k deltovo-jazernému prostrediu so široko rozvetvenými distribučnými meandrujúcimi korytami krátkych delť, medzi ktorými boli rozložené plytké jazerá.

Lúžňanské súvrstvie (kremenné pieskovce – kremence; spodný trias; obr. 4 – 5)

Sedimenty lúžňanského súvrstvia vystupujú v okolí zámočka Kunerad (v menšej miere južne od potoka Bystrička, najmä však na svahoch severne od potoka Bystrička) a severne od neho (severne od neho tvoria dve krídla antiklinály, východné krídlo možno pozorovať na svahoch východne od lokality Dlapa, odkiaľ ho možno súvisle sledovať smerom na sever cez údolie Stránskeho potoka, cez hrebeň Žiaru a cez údolie Medzihorského potoka na južné svahy Kozla, kde sa spája so západným krídlom rozprestierajúcim sa na západných svahoch Žiaru a na západnom hrebeni Kozla). Vystupovanie sedimentov lúžňanského súvrstvia v tomto severnom priestore je zakončené zo západnej strany okrajovým zlomom na úpätí pohoria a z východnej strany zlomom zhruba severojužného smeru prebiehajúcim masívom Kozla a Kozlovej. Sedimenty lúžňanského súvrstvia vystupujúce v nadloží sedimentov stráňanského súvrstvia boli zastihnuté vrstvom KV-1. V priestore medzi Porubským potokom a Kuneradským potokom súvrstvie nevystupuje, pretože staršie členy v tomto priestore viac-menej monoklinálne skloneného vrstvom sledu Kozla vystupujú v juhovýchodnej časti telesa sledu a najstaršie z nich sú na juhovýchode uťaté zlomom (najspodnejším členom sledu Kozla sú preto v tomto priestore gutensteinské vápence). Dobré odkryvy sa v súvrství vyskytujú západne od zámočka a v koryte Bystričky južne od zámočka, najmä však na oboch svahoch Stránskeho potoka a Medzihorského potoka, potom východne od kóty 922, t. j. asi 1,5 km západne od Kozla (1 119 m n. m.), ako aj na východných svahoch údolia medzi kótou 922 a Kozlovou.

Všetky výskyty súvrstvia v okolí zámočka Kunerad sú súčasťou drobných krýh obmedzených zlomami. Kontakt s podložím (s výnimkou jednej menšej kryhy) nie je prístupný na pozorovanie, všade je sprostredkovaný zlomami. V tomto úseku (s výnimkou spomenutej kryhy) teda nie je jasné, či lúžňanské súvrstvie vystupuje v nadloží stráňanského súvrstvia kozolskej sukcesie alebo v nadloží hornín kryštalínika Lúčanskej Fatry. Kryhy, ktorých súčasťou sú sedimenty lúžňanského súvrstvia, ležia na rozhraní dvoch areálov: v západnom z nich z hornín prichádzajúcich do úvahy ako podložie lúžňanského súvrstvia vystupujú sedimenty stráňanského súvrstvia, pričom sa v ňom nevyskytujú horniny kryštalínika, vo východnom vystupujú horniny kryštalínika, pričom sa v ňom nevyskytujú horniny permu. Severne od zámočka Kunerad až po Kozol vrátane priestoru masívu Kozla je pozícia lúžňanského súvrstvia už jednoznačná, všade leží v nadloží stráňanského súvrstvia. V nadloží lúžňanského súvrstvia ležia mladšie sedimenty spodného triasu zaradené k „verfenským vrstvám“, v prípade ich nevystupovania gutensteinské vápence.

Sedimenty spodného triasu pôvodne Stur (1860) spolu s inými litostratigrafickými jednotkami nevedome začlenil k *Rothliegende* (červenej jalovine). Podobne (spolu s inými litostratigrafickými jednotkami) boli k *Rotliegenden* (*Dyas*) zaradené na mape zostavenej Hauerom (1869), ku *Quarzitu* (*Dyas*) na mape zostavenej Hauerom (1871), k *Ältere Quarzite* (*Dyas*) na mape listu *Sillein und Waag-Bystritz* zostavenej v Kráľovskom maďarskom geologickom ústave

v Budapešti v rámci manuskriptovej edície máp 1 : 75 000 a ku *Kvarcitos homokkő és pala* (verrukáno) – Perm na mape zostavenej Lóczyom (1922). Uhlig (1903, s. 735) v doline Kuneradského potoka síce vyčlenil *Permquarzit* (permský kremec), podľa našich znalostí tak však na spomenutej lokalite nazval hlavne horniny karpatského keuperu, od ktorých neoddelil kremence spodného triasu vystupujúce v tejto doline na malom úseku okolo zámočka Kunerad). Podobne Vigh (1934) nebol schopný odlišiť jednotlivé siliciklastické litofácie, často prevažne červenej farby, a zhrnul ich pod označenie *pruh permských a verfenských vrstiev*. Je zrejme, že k nemu zaradil aj sedimenty ležiace na Kamennom diele a v doline Kuneradského potoka, ktoré považujeme za sedimenty karpatského keuperu. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) prvý začal horniny spodného triasu oddeľovať od iných litostratigrafických jednotiek a na základe ich litologického vývoja a pozície v slede hornín ich nazval *bazálne kvarcity*. Bazálne kvarcity, ktoré južne od Kuneradu na pôvodnej aj reambulovanej mape znázornil v nadloží sedimentov permu sledu Kozla a v podloží grestenských vrstiev, ktoré zaradil ku krížňanskému príkrovu, považujeme v súčasnosti za kontinentálnu fáciu grestenských vrstiev sledu Kozla. Oprávnenosť vyčlenenia bazálnych kremencov na iných lokalitách (západné svahy Žiaru a Kozla) je podľa našej mapy zrejme. Podľa Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1946) v okolí zámočka Kunerad (kde sme na našej mape zobrazili sedimenty lúžňanského súvrstvia) vystupujú iba horniny kryštalínika hercýnskeho masívu Malej Fatry, sedimenty permu (považoval ich za obal hercýnskeho masívu Malej Fatry) a gutensteinské vápence (považoval ich za súčasť krížňanského príkrovu). Sedimenty spodného triasu teda na tomto mieste pravdepodobne považoval za súčasť permu³⁹. Až Andrusov (in Andrusov et al., 1955, s. 2 a geologická mapa) pri reambulácii svojej mapy vykonal vo vrstvom slede Kozla niektoré zmeny a v okolí zámočka Kunerad (a smerom na sever až po dolinu Medzihorského potoka) od permu odčlenil bazálne kremence spodného triasu (na tom istom území súčasne vyčlenil aj verfenske vrstvy). Obe tieto zmeny sú akceptované aj v našej práci. Horniny, ktoré študoval Ďurovič (1973b) (v Turskej doline a v doline Kuneradského potoka) a považoval ich za spodný trias tatrika, pravdepodobne patria ku karpatskému keuperu. Pri ich zaradení do spodného triasu sa pravdepodobne opieral o mapy Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1943, 1946). V Turskej doline podľa našej mapy spodný trias nad permom (ako to Ďurovič, l. c., znázornil v profile I) nikde nevystupuje. Vystupuje tam len jediné súvrstvie, s ktorým sa mohol perm a spodný trias zameniť, a to súvrstvie karpatského keuperu. *Kremence, kremenné pieskovce, resp. sedimenty spodného triasu*, ktoré vyčlenili Molnárová (1973), Rakús (1973a, b; in Rakús et al., 1993) a Vozárová a Vozár (1983; 1988, obr. 2.2) južne od doliny Kuneradského potoka, považujeme za karpatský keuper alebo za grestenské vrstvy. Rakús (in Rakús et al., 1993)

³⁹V našej práci preukazujeme, že na území, na ktorom podľa Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1946) vystupujú iba sedimenty permu, vystupujú aj sedimenty spodného triasu (lúžňanské súvrstvie, verfenske vrstvy), vrchného triasu (karpatský keuper) a jury (grestenské vrstvy).

sedimenty, ktoré považoval za spodnotriasové, rozčlenil na štyri litofácie: 1. *kremité konglomeráty, hrubozrnné kremité pieskovce*; 2. *lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné arkózové a drobové pieskovce*; 3. *verfénske vrstvy: červené piesčité ílovce a bridlice*; 4. *ružové, červené a béžové kalové dolomity s polohami intraformačných brekcií*. Všetky tieto štyri litofácie znázornil na mape aj v priestore medzi dolinou Kuneradského potoka a dolinou Porubského potoka. Ako sme už uviedli a ako to vyplýva z našej mapy, sedimenty spodného triasu na tomto území nevystupujú (s výnimkou malého areálu v okolí zámočka Kunerad). Všetky Rakúsom (l. c.) vyčlenené litofácie sú v spomenutom priestore na našej mape stotožnené s litofáciami karpatského keuperu a grestenských vrstiev. Problémy s odlišovaním litofácií boli v minulosti také veľké, že ten istý autor tie isté horniny na tom istom území (napr. pruh hornín vyčlenený medzi dolinou Kuneradského potoka a kótou Jedľovina, resp. Jabradné) raz zaradil ku konglomerátom spodného triasu (Rakús in Rakús et al., 1993) a druhý raz k permu (Rakús a Hók, 2002, 2003). Rakús a Hók (2002, 2003) na oboch krídlach antiklinály Kozla vyčlenili viac-menej súvislé pruhy *lúžňanského súvrstvia*, ktoré zaradili k d'určinskej jednotke. Oba tieto pruhy (na území južne od doliny Kuneradského potoka) sú na našej mape súčasťou buď karpatského keuperu (masív Jedľoviny a masív Kamenného dielu), alebo grestenských vrstiev (pruh na severozápadnom ramene antiklinály medzi Kamennou Porubou a Kuneradom). Severne od doliny Kuneradského potoka sú oba tieto pruhy aj na našej mape znázornené zhodne s prácou Rakúsa a Hóka (2002, 2003) ako *lúžňanské súvrstvie*. To isté (o *lúžňanskom súvrství*) platí aj v prípade mapy Molnárovej (1973).

Litostatigrafická charakteristika súvrstvia vypracovaná predchádzajúcimi autormi nie je použiteľná, pretože bola vypracovaná zo súboru hornín patriacich podľa súčasných znalostí k iným (viacerým) litostratigrafickým jednotkám.

Súvrstvie v zmapovanom areáli sa vyznačuje minimálne tromi faciálnymi zosťavami. Bazálna časť je po štruktúrnej stránke nezrelá a neskúsené oko pozorovateľa by ju mohlo ešte zaradiť k permským sedimentom (zlepencom) hlavne kvôli relatívne vysokému obsahu živcového detritu, štruktúrnej nezrelosti a pestrému zafarbeniu. Pravidelne sa tu však vyskytujúce šikmé zvrstvenia a intraklasty ílovcov, absencia ílovitého matrixu a úlomky ryolitov poukazujú na úplne odlišné sedimentačné prostredie aj nový zdroj klas-togénneho detritu. Časté sú tu zlepence, či skôr piesčité zlepence (ojedinele sa vyskytujúce aj v bazálnych častiach vrstiev) s viditeľným šikmým zvrstvením. Opracovanie obliakového materiálu je variabilné, od poloostrohranných po dobre zaoblené. Dobře opracované bývajú najmä kremenné obliaky dosahujúce veľkosť do 7 cm. Stredná časť obsahuje o niečo lepšie štruktúrne vytriedené sedimenty najmä v podobe drobnozrnných zlepencov a hrubozrnných arkóz. Prevažujú svetlejšie farby, lavice od centimetrovej do decimetrovej hrúbky (bežne od 10 do 50 cm) majú tendenciu sa vyklinovať. Obliakový materiál (zhruba 3 – 4 cm) býva koncentrovaný v bazálnych častiach vrstiev. Takmer pravidelne obsahujú šikmé zvrstvenia a na povrchu vrstiev badať

známky sedimentárnych štruktúr vykazujúcich dnové formy v podobe čerín a dún. Ide o typické fácie lúžňanského súvrstvia, ktoré sú známe aj z iných lokalít Západných Karpát. Vrchnú časť reprezentuje sekvencia, ktorá sa dodnes v literatúre označuje ako verfénske vrstvy. Túto pestrú časť definovala Fejdiová (1985) ako tretí člen lúžňanského súvrstvia, ide teda o jeho integrálnu súčasť. Ide hlavne o hnedočervené bridlice – prachovce a jemnozrnné pieskovce s klastickou sľudou striedajúce sa so strednozrnnými arkózami. Ich charakteristickým znakom je pestré hnedočervené zafarbenie, heterolitické zvrstvenie, pomerne časté čeriny, intraklasty ílovcov, bahenné (?synerézne) praskliny, a hlavne charakteristická skolitová ichnofácia (Olšavský a Šimo, 2007). Boli tu zaznamenané aj ďalšie stopy nateraz neidentifikovanej ichnofauny. Priamy prechod do strednotriasových sedimentov sa tu nezistil a predpokladá sa, že kontakt na lokalitách, ktorý vidíme dnes (v. od k. 1 029 Žiar), môže byť tektonizovaný. Celkovú hrúbku súvrstvia možno odhadovať na 150 až 250 m.

Litologické znaky a sedimentárne štruktúry, resp. ich frekvencia výskytu vo vertikálnom smere v lúžňanskom súvrství poukazujú na jeho polysekvenčný vývoj. Sedimenty bazálnej časti majú charakter fluvialných výplní korytových sedimentov v meniacom sa prúdovom režime. Oproti nadložným dvom sekvenciám šlo o rýchlejší, razantnejší transport aj depozíciu v sedimentačnom priestore. Stredná sekvencia vykazuje stabilnejší prúdový režim, v ktorom dochádzalo k migrácii korýt, ako aj sedimentárnych telies – transversálnych barov spojených so vznikom dnových foriem. Absencia typických fluvialných cyklov posúva sedimentačné prostredie na okraj kontinentu do prostredia pobrežných aluviálnych plošín (*coastal alluvial plains*). Najvyššiu sekvenciu môžeme považovať za produkt transgresie. Jej sedimentárne štruktúry spolu s ichnologickými znakmi dovoľujú predpokladať minimálne brakické sedimentačné prostredie v prostredí plytkých estuárií, resp. intertidálu prílivových plošín „*tidal flats area*“.

Mineralogické zloženie sedimentov v bazálnej časti súvrstvia zodpovedá takmer stráňanskému súvrstviu v podloží. Nie je tu však zachovaný matrix v takej podobe, ako je prítomný v permskom súvrství, a obsah kremeňa je tu citeľne vyšší. Zvýšený obsah matrixu oproti nadložíu je však znateľný, ten vlastne zodpovedá za pestré zafarbenie sedimentov. Úlomky granitov nie sú výnimočné, navyše k nim pribúda ryolitový detrit v podobe červených úlomkov centimetrovej veľkosti. Živce sú často vybielené a čiastočne kaolinizované. V strednej časti lúžňanského súvrstvia sú zachované najmä stabilné úlomky (kremeň, ryolity, čierne kremité horniny ?turmalínovce). Celkovo možno povedať, že smerom do nadložia mineralogická zrelosť, ako aj štruktúrne vytriedené sa zvyšuje. Metamorfóza lúžňanského súvrstvia nie je až taká výrazná ako v prípade stráňanského súvrstvia. Na niektorých miestach sa deformácia prejavuje najmä ako krehké porušenie v podobe puklinovitosti a kliváže. Niekoľko lokalít lúžňanského súvrstvia poskytuje širšie spektrum litologických znakov so špecifikami. Napríklad na lokalite Dlapa (na V od Kuneradu) je zaznamenaný prechod z permského stráňanského súvrstvia, aj v širšom okolí k. 1 029 Žiar (resp. lokalita Veľký Žiar),

kde je množstvo odkryvov nad kontaktom s podložným stráňanským súvrstvom. Najmladšie sedimenty lúžňanského súvrstvia sú zachované na niekoľkých lokalitách. Je to predovšetkým lokalita na pravej strane ústia doliny Porubského potoka, kde je niekoľko nádherných odkryvov, ale aj východne od k. 1 029 Žiar (sedlo), na lokalite Kozlová j. a z. od k. 758 (Polomec) a sv. od k. 920 Čipčie. Posledné spomenuté lokality sa vyznačujú typickým litologickým

vývojom, ako je vystupovanie stredno- až jemnozrnných arkóz, pestrých drôb s klastickou sľudou a hnedočervených prachovcov. Obsahujú charakteristické sedimentárne značky, a najmä ichnofosílie, ktoré doteraz neboli bližšie preštudované.

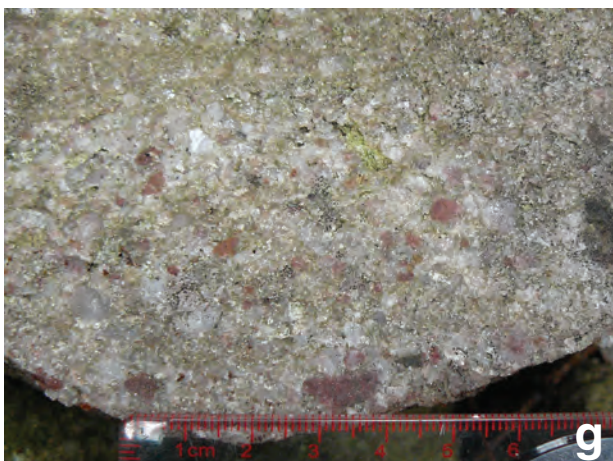
Vek sedimentov lúžňanského súvrstvia nie je preukázaný priamo z týchto sedimentov. Vychádza len z ich pozície vo vrstvovom slede.



Obr. 4. Bazálne fácie lúžňanského súvrstvia: a, b, c, d – lokalita Veľký Žiar, ľavá strana Medzihorského potoka. Netypické litologické zloženie bazálnej časti spodného triasu, variabilne opracovaný nevytriedený zlepenčový materiál, pozostávajúci najmä z kremeňa a úlomkov živcov. Charakteristické je pestré zafarbenie zlepenčov. Podobné zlepence sa vyskytujú aj stratigraficky vyššie, v mladších spodnotriasových sedimentoch, ich výskyt je tu však veľmi sporadický.



Obr. 5. Lúžňanské súvrstvie: a – odkryv v hrubozrnných arkózach až drobnozrnných zlepencoch, vrstvy majú hrúbku 20 – 50 cm, v spodnej časti odkryvu je krížové zvrstvenie, vzájomný kontakt medzi vrstvami je pomerne ostrý (lok. ľavá strana doliny Medzihorského potoka, Veľký Žiar – a, d, e, f, g, h); b – súbor vrstiev, v strednej časti obrázka možno pozorovať planoparalelné zvrstvenie drobnozlepenčovitého materiálu, vo vrchnej časti sú známky čerinového zvrstvenia (lok. Tarneková, Kunerad); c – šikmo zvrstvené telesá z drobnozrnného zlepenca, pravdepodobne ide o uloženíny transverzálnych barov, „foresety“ sú zvýraznené zlepenčovým materiálom (Medzihorská dolina); d – súbor vrstiev, spodná lavica hrubá asi 40 cm je vo vrchnej časti šikmo zvrstvená, so zlepenčovým materiálom, na nej leží lavica piesčitého zlepenca a v jej nadloží šošovkovité teleso s podstatne hrubozrnnjším obliakovým materiálom, teleso nadobúda tvar duny; e – pohľad na spodnú vrstevovú plochu lavice zlepenca, obliakový materiál tvorí najmä svetločervený a svetlý kremeň, menej sú zastúpené tmavé kremité a ryolitové obliaky a pomerne veľké úlomky K-živcov; f – 20 – 25 cm lavica drobnozrnného zlepenca s šikmo zvrstveným obliakovým materiálom; g – hrubozrnný arkózový arenit s červenými úlomkami ryolitov; h – obliakový materiál v kremitých arkózových arenitoch, čierny kremitý klast s obliakom kremeňa a metakvarciom, intraklasty jemnozrnných drôb, úlomok ryolitu, obliak žilného kremeňa.



„*verfenské vrstvy*“ (pestré piesčité ílovce a kremenné pieskovce; spodný trias; obr. 6)

Vystupovanie sedimentov „*verfenských vrstiev*“ sa zistilo južne od doliny Kuneradského potoka na troch lokalitách: 1. v doline Porubského potoka na lokalite Korelice; 2. na severných svahoch doliny Kuneradského potoka v lokalite Predhorie; 3. v okolí zámočka Kunerad južne od potoka Bystrička. Severne od doliny Kuneradského potoka vystupujú na povrch v súvislom pruhu, ktorý možno sledovať v štruktúre východného ramena antiklinály od lokality Dlapa smerom na sever cez údolie Stránskeho potoka a cez hrebeň Žiaru až do údolia Medzihorského potoka. Sú aj súčasťou štruktúry západného ramena antiklinály (vystupujú v záreze cesty a pod ňou na úpätí pohoria v mieste jeho prieseku s Medzihorským potokom, rovnako na úpätí pohoria vystupujú po oboch stranách údolia ležiaceho západne od Kozlovej). Dobré odkryvy „*verfenských vrstiev*“ sa nachádzajú na lokalite Korelica nad korytom Porubského potoka v záreze lesnej cesty na úpätí pohoria v údolí potoka tečúceho spod Kozla a Kozlovej.

V doline Porubského potoka „*verfenske vrstvy*“ vystupujú tesne nad korytom potoka, obklopené sú sedimentmi kvartéru. Ich podložie nie je odkryté. Nadložie v celom okolí zdanlivo tvoria sedimenty karpatského keuperu. Kontakt „*verfenských vrstiev*“ s nadloží je však zakrytý sedimentmi kvartéru a jeho charakter preto nie je objasnený. V doline Kuneradského potoka na lokalite Predhorie vystupujú sedimenty „*verfenských vrstiev*“ medzi sedimentmi grestenských vrstiev a permu. Kontakt južnejšie ležiacich grestenských vrstiev a severnejšie ležiaceho permu je sprostredkovaný zlomom. „*Verfenske vrstvy*“ ležia severne od zlomu, zdanlivo teda v normálnom nadloží sedimentov permu. Vzhľadom na to, že tu v podloží „*verfenských vrstiev*“ chýbajú sedimenty lúžňanského súvrstvia, ktoré sa v blízkom okolí (pri zámočku) vyskytujú, normálna pozícia „*verfenských vrstiev*“ v nadloží permu je neistá a ich kontakt môže byť aj tektonický. V okolí zámočka Kunerad sú „*verfenske vrstvy*“ spolu s lúžňanským súvrstvom a gutensteinskými vápencami súčasťou jednej z viacerých krýh vytvorených na križovatke dvoch systémov zlomov. Terén je v danej lokalite dobre odkrytý, podložie i nadložie je nespochybniteľné. Nejasný však zostáva vzťah tohto sledu hornín k sedimentom permu sledu Kozla a k horninám kryštalinika Lúčanskej Fatry. Pozícia „*verfenských vrstiev*“ vystupujúcich severne od doliny Kuneradského potoka je jednoznačná. Sú súčasťou sledu Kozla a vystupujú v nadloží hornín lúžňanského súvrstvia a v podloží gutensteinských vápencov.

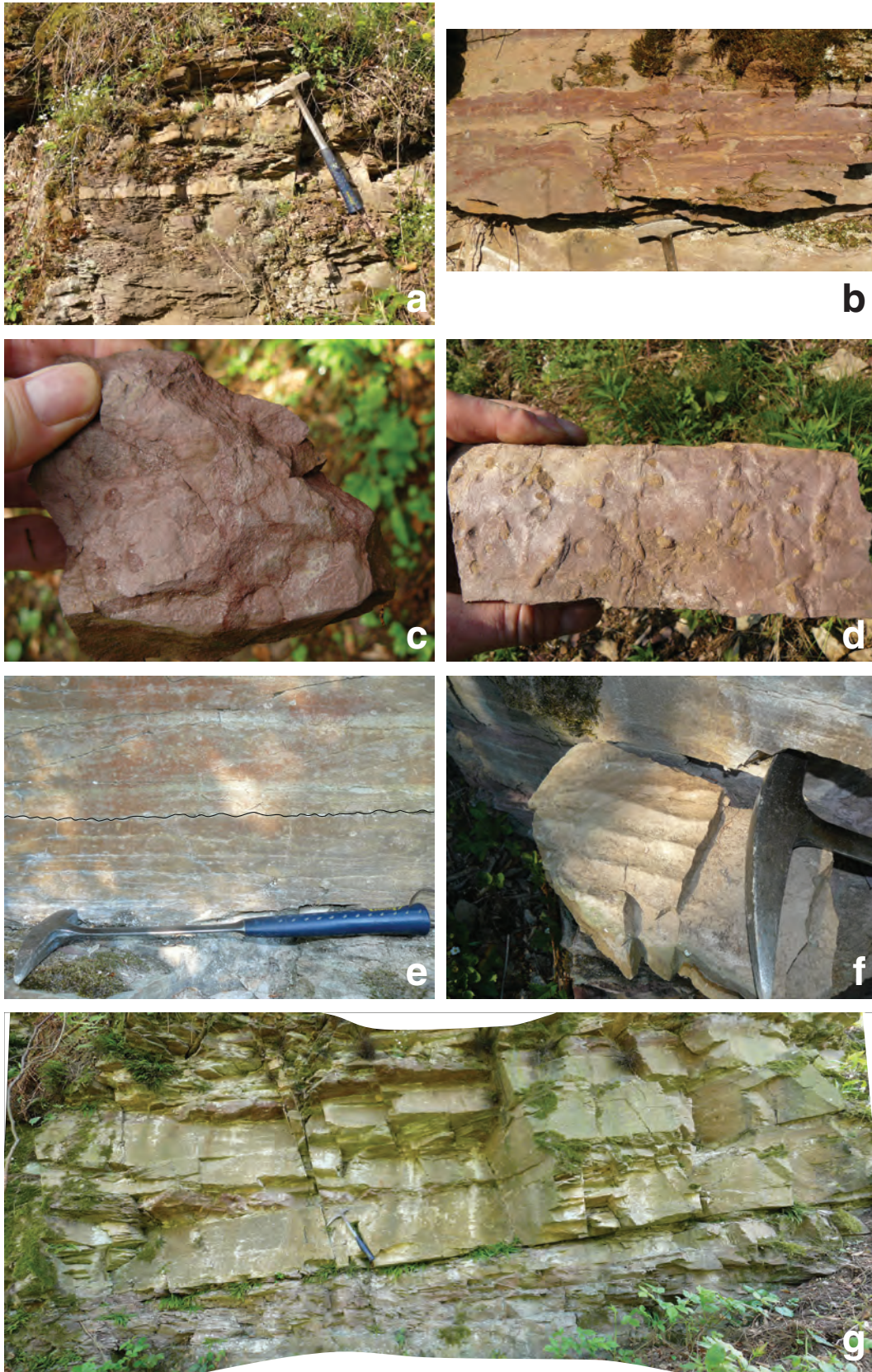
Ako sme už spomenuli, Andrusov (in Andrusov et al., 1955, s. 2 a geologická mapa) pri reambulácii svojej staršej mapy v okolí zámočka Kunerad (ale aj medzi Kuneradským potokom a Stránskym potokom a medzi Stránskym potokom a Medzihorským potokom) odčlenil od permu bazálne kremence spodného triasu a súčasne v ich nadloží vyčlenil aj *verfenske vrstvy*. Bolo to prvé kartografické zobrazenie *verfenských vrstiev* v slede Kozla. Táto zmena je akceptovaná aj v našej práci. *Pestré bridlice*, ktoré vyčlenila Molnárová (1973) na severných svahoch doliny Kuneradského potoka, zaradené do spodného triasu, považujeme za sedi-

menty karpatského keuperu. Rakús (1973a, s. 3) v pozícii zodpovedajúcej *verfenským vrstvám* vyčlenil „*červené, červenofialové miestami hnedé (až bežové) slienité bridlice*“, ale na tektonickej mape vyčlenil len „*spodný trias vcelku (kremence a bridlice)*“. „*Červené bridlice s vložkami kremencov (spodný trias – kampil)*“ vyčlenené Rakúsom (1973b, geologická mapa) v doline Porubského potoka, na Kopanej a na južných svahoch Jedľoviny (v prílohe 13 aj v doline Kuneradského potoka a na hrebeni medzi Hluchou dolinou a dolinou Kuneradského potoka) vzhľadom na ich pozíciu vo vrstvovom slede, ako aj vzhľadom na to, že obsahujú dolomitové zlepenice (t. j. fáciu charakteristickú pre vrchný trias), považujeme za sedimenty karpatského keuperu (s výnimkou výskytu na hrebeni medzi Hluchou dolinou a dolinou Kuneradského potoka, ktorý považujeme za grestenské vrstvy). Rakús (in Rakús et al., 1989, s. 50) pre tieto sedimenty už použil názov *verfenske bridlice* (už k nim však nezahrnul výskyt v doline Porubského potoka a doline Kuneradského potoka. Silno zredukoval aj výskyt na hrebeni medzi Hluchou dolinou a dolinou Kuneradského potoka). Vozárová a Vozár (1983, 1988) v grafickej prílohe, resp. na obr. 2.2 v pozícii zodpovedajúcej *verfenským vrstvám* v tatriku v doline Kuneradského potoka znázornili „*pestrofarebné súvrstvie ílovitých a piesčitých bridlic, bridličnatých pieskovcov (spodný trias)*“ a súvrstvie s podobným zložením vystupujúce v rovnakej pozícii na úpätí pohoria medzi Kamennou Porubou a Kuneradom („*súvrstvie pestrofarebných bridličnatých pieskovcov, piesčitých a ílovitých bridlic... – spodný trias*) zaradili do tektonickej jednotky hronika. Súvrstvie zaradené do hronika považujeme za súčasť sledu Kozla a stotožňujeme ho sčasti s grestenskými vrstvami, sčasti s karpatským keuperom (na Kamennom diele). Rakús a Hók (2002, 2003) na území južne od Kuneradu *verfenske vrstvy* neuvádzajú, časť lokalít uvedených Rakúsom (1973b) už neuvádzajú vôbec a zvyšnú časť lokalít (Kopaná, Jedľovina) stotožnili s karpatským keuperom d'určinskej sekvencie.

Litostratigrafická charakteristika súvrstvia podaná predchádzajúcimi autormi nie je použiteľná. Bola vypracovaná zo súboru hornín patriacich k iným litostratigrafickým jednotkám, prípadne bola charakteristika *verfenských vrstiev* (vystupujúcich v doline Porubského potoka) zahrnutá do charakteristiky porubského (resp. kamenoporubského, resp. malužinského) súvrstvia/vrstiev, pretože sa považovali za ich súčasť. Za identifikačné znaky sedimentov vyššej časti spodného triasu považujeme heterolitické zvrstvenie, častý výskyt čerinovo zvrstvených piesčitých lavičiek, intraklasty ílovcov, bahenné (?synerézne) praskliny a skolitovú ichnofáciu s charakteristickou ichnofaunou (Olšovský a Šimo, 2007).

Súbor hornín považovaný za „*verfenske vrstvy*“ je pravdepodobne zhodný so súborom hornín, ktorý Fejdiová (1980) zaradila do vrchnej časti lúžňanského súvrstvia (tzv. tretí člen). Preto sa názov *verfenske vrstvy* javí nevhodný. V budúcnosti bude potrebné redefinovať vrchný člen lúžňanského súvrstvia.

Vek sedimentov „*verfenských vrstiev*“ nie je preukázaný priamo z týchto sedimentov. Vychádza len z ich pozície vo vrstvovom slede.



Obr. 6. Vrchná časť lúžňanského súvrstvia („verfénske vrstvy“), lokalita južne od Kamennej Poruby – Korelice, pravá strana doliny Porubského potoka. Tieto sedimenty boli pôvodne identifikované ako porubské, resp. kamenoporubské súvrstvie (sensu Vozárová a Vozár, 1980, 1983): a – charakteristické heterolitické zvrstvenie, čerinovo zvrstvené lavice arkóz v jemnozrnnej drobe; b – striedanie jemnozrného a hrubozrnnejšieho piesčitého materiálu so známkami extenzívnej bioturbácie skolitovej ichnofácie; c, d – výsledky biogénnej činnosti ichnodruhu *Skolithos* a *Diplocraterion* na plochách vrstiev v pestrých drobách; e – poloha bioturbovaných strednozrných až jemnozrných arkóz so známkami planparalelného zvrstvenia, v strednej časti je čerinovo zvrstvený povrch vrstvy (zvýraznené líniou); f – detail povrchu čerín vykazujúcich oscilačný typ čerín; g – striedanie šikmo zvrstvených, dobre vytriedených arkózových lavíc a šošovkovitých medzivrstiev jemnozrných drôb s bioturbáciami, bahennými prasklinami a čerinami.

Stredný trias

Stredný trias v priestore sedimentácie sledu Kozla je obdobím karbonátovej morskej sedimentácie v šelfovom prostredí (gutensteinské vápence, ramsauské dolomity) prebiehajúcej pred lunzským eventom.

Karbonátové horniny stredného triasu (gutensteinské vápence, ramsauské dolomity) vystupujú na juhu najmä v štruktúre/kryhe Kopanej a súběžne s kontaktom sledu Kozla s kryštalinikom ich možno temer súvisle sledovať smerom na sever, kde tvoria vrcholovú časť masívu Kozla a Kováčovej a východné svahy Turskej doliny s kótami Dedová a Dolina. Odtiaľ ich možno sledovať do Višňovskej doliny. V priestore medzi Turskou dolinou a Višňovskou dolinou sa tento pruh karbonátových hornín stredného triasu tatrika postupne spája s pruhom rovnakých hornín pokračujúcich sem cez Turskú dolinu z masívu Čipčia, ktoré sú na Čipči zaradené ku krížňanskému príkrovu. Oba sledy karbonátových hornín stredného triasu tu (mimo študovaného územia) potom ležia na sebe bez iných členov vrstvomého sledu. Preto ich odlíšenie je problematické, aj ich zaradenie k tektonickej jednotke vyššieho rádu na lokalitách Valentov diel, Hoblík a Polom.

Kryha Kopanej je sčasti vymedzená zlomom sv.-jz. smeru prebiehajúcim medzi dolinou Porubského potoka a Hluchou dolinou a priečnym zlomom prebiehajúcim pozdĺž Hluchej doliny. Nachádza sa v južnej časti jednotky Kozla medzi poklesnutým priestorom (na severozápade) budovaným siliciklastickými súvrstviami karpatského keuperu a grestenských vrstiev patriacich k sledu Kozla a medzi priestorom (na juhovýchode) budovaným tektonickými jednotkami tatrika (obsahujúceho horniny kryštalinického jadra Malej Fatry s mladopaleozoickým obalom zastúpeným sedimentmi permu) a fatrika Malej Fatry (ďurčinskej a zliechovskej sukcesie), ktoré sú prešmyknuté oproti karbonátovej kryhe Kopanej, resp. jednotke Kozla. Vnútna stavba karbonátovej štruktúry/kryhy Kopanej má charakter plytkej synklinály (jej jadrom sú sedimenty karpatského keuperu) s normálne uloženým (neprevráteným) sledom. Takúto štruktúru kryhy kartograficky znázornil aj Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946), celý jej sled však začlenil ku krížňanskému príkrovu, neskôr (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 5 – 6) ho včlenil do tatrika. Najpravdepodobnejším dôvodom tejto synklinálnej stavby je ohýbanie (hákovanie) stratiformného telesa spôsobené v dôsledku spomenutého prešmyku hornín vystupujúcich jv. od karbonátovej kryhy Kopanej. Rakús (in Rakús et al., 1993) v dôsledku toho, že súvrstvie tvorené siliciklastickými sedimentmi (podľa našej mapy patriacimi ku karpatského keuperu) vystupujúce v jadre synklinály identifikoval ako súvrstvie spodného triasu (v starších prácach sčasti aj permu), znázornil kryhu Kopanej ako hlbokú synklinálu s obráteným vrstvomým sledom, pričom celý jej sled priradil k tatriku.

Karbonátový sled severne od zlomu usekávajúceho kryhu Kopanej v Hluchej doline pokračuje na SV do doliny Kuneradského potoka. V tomto úseku má sled jednoduchú monoklinálnu stavbu s upadáním vrstiev na SZ pod masy keuperských sedimentov. Severne od zámočka Kunerad

vystupujú z karbonátových hornín už len gutensteinské vápence. Tvoria súčasť niektorých krýh, obmedzených pomerne hustou sieťou zlomov. Kryhy majú jednoduchú monoklinálnu stavbu. V tejto oblasti sa mení sklon vrstiev. Na hrebni Žiaru upadajú smerom na východ (kde je sled useknutý zlomom tvoriacim kontakt s kryštalinikom), v oblasti Kozla na severovýchod. Na východných svahoch Turskej doliny sú prevrásnené, tvoriac synklinálnu štruktúru, v jadre ktorej na svahoch Dedovej a Doliny vystupujú sedimenty karpatského keuperu. Na Polome, kde je ich zaradenie k tektonickej jednotke vyššieho rádu problematické, tvoria rozsiahlu antiklinálnu štruktúru zhruba s v.-z. priebehom. Jej južné rameno zapadá do svahu a severné rameno upadá dolu svahom k úpätiu pohoria. Tým je sčasti vysvetlená zdanlivo veľká hrúbka gutensteinských vápencov v tomto priestore.

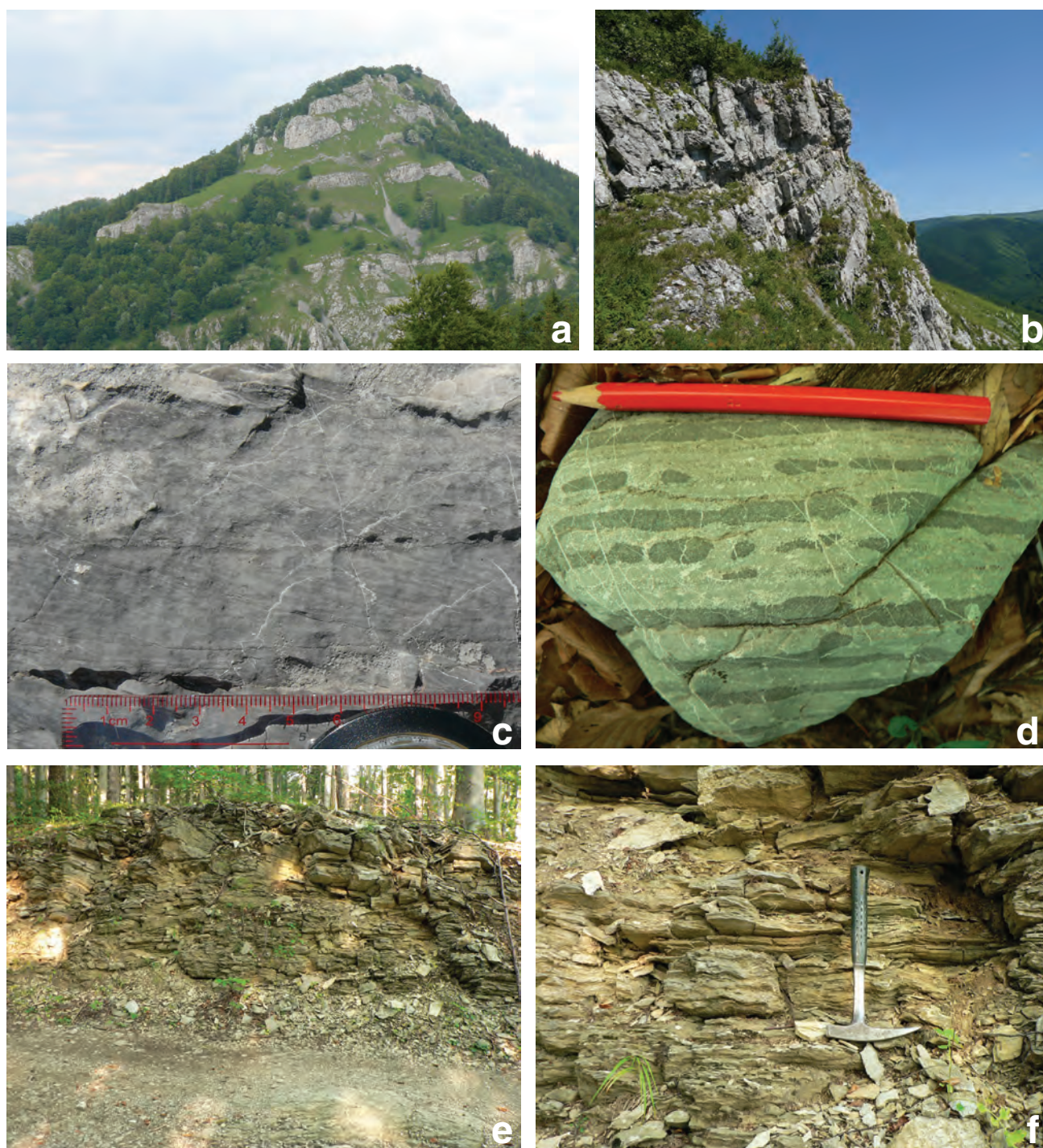
Gutensteinské vápence (tmavosivé vrstvomité vápence; anis⁴⁰; obr. 7)

Gutensteinské vápence v nepatrnej miere vystupujú v doline Porubského potoka pri objekte vodného zdroja, hlavne však po celom obvode štruktúry/kryhy Kopanej a nadväzne na ňu smerom na sever v širokom pruhu, pokračujú z Hluchej doliny do doliny Kuneradského potoka. Tam v okolí zámočka Kunerad sú súčasťou menších, zlomovo obmedzených krýh. Smerom na sever ich možno sledovať cez hrebeň do údolia Stráňavského potoka, cez ďalší hrebeň do údolia Medzihorského potoka a cez Kozol a Kováčovú do Turskej doliny a ďalej na SV. Tvoria veľké množstvo rozsiahlych bralových a stenových odkryvov, pomerne často so zreteľnou vrstvomitosťou.

Pozícia gutensteinských vápencov vo vrstvomom slede Kozla je zreteľná. Superpozícia vo vzťahu k podložným sedimentom spodného triasu je zreteľná v širšom okolí zámočka Kunerad (južne od potoka Bystrička ležia na „verfenských vrstvách“, severne od potoka Bystrička na lúžňanskom súvrství), ale najmä na hrebeňoch medzi Kuneradským potokom a Medzihorským potokom a na hrebni medzi kótou 922 a Kozlom (1 119 m n. m.). Kontakt s nadložnými ramsauskými dolomitmi je zreteľný v doline Porubského potoka, hlavne však v priestore štruktúry/kryhy Kopanej, ako aj severne od nej medzi Hluchou dolinou a dolinou Kuneradského potoka, v masívoch Kozla a Kováčovej a na východných svahoch Turskej doliny.

Prvé kartografické znázornenie vápencov a dolomitov (nečlenených) stredného až vrchného triasu poskytujú mapy zobrazujúce územie Lúčanskej Fatry zostavené v období rakúsko-uhorskej monarchie, t. j. mapy, ktoré zostavili Hauer (1869, 1871), pre nás neznámy kolektív autorov (list *Sillein und Waag-Bistritz Zone 9, Kol. XIX*) a Lóczy et al. (1922). Všetky tieto mapy sú celkom identické, všetky zobrazujú pruh nečlenených karbonátových hornín stredného až vrchného triasu ležiaci medzi Kuneradom a Kamennou Porubou na úpätiu pohoria, odkiaľ sa stáča dnu do pohoria na Kopanú. Pri porovnaní s našou mapou je zrej-

⁴⁰Stratigrafické rozpätie gutensteinského vápencu v tatriku a fatriku nie je presne známe. V hroniku je jeho rozpätie obmedzené na spodnú časť anisu, jeho horná hranica je pravdepodobne v spodnej časti pelsónu.



Obr. 7. Gutensteinský vápenc kozolskej sukcesie: a – pohľad na sústavu odkryvov na svahu Kozla; b – detailnejší pohľad na jeden z odkryvov na svahu Kozla; c, d – laminárne sedimentárne textúry na blokoch v sutine (c – na svahoch Kozla, d – 600 m jv. od Jabradného); e – metamorfne zbrídlíčenatý a vybielený gutensteinský vápenc vystupujúci v záreze cesty 500 m severne od zámočka Kunerad; f – detail zbrídlíčenatého a vybieleného gutensteinského vápenca.

mé, že pruh prepája izolované telesá hornín stredného triasu (gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov) fatrika vystupujúce pri Kunerade s rovnakými horninami tatrika vystupujúcimi na Kopanej. Hauer (1869) ich zhrnul pod *Oberer Triaskalk*, Hauer (1871) pod *Ob. Triasdolomit*, neznámy kolektív autorov pod *Oberer Trias Dolomit* a Lóczy et al. (1922) pod *Triasz (Kárpáti dolomit, Közep trias mészkő, Alsó triasz rétegek)*. Uhlígom (1903, s. 735) opísaný „svetlý, tenkovrstevnatý vápenc s lesklými šupinami bridlic presne sa zhodujúc s ballensteinským vývinom“

vystupujúci v doline Kuneradského potoka pri hájovni patrí podľa súčasných poznatkov ku gutensteinskému vápencu. Matějka (1926, s. 330 a obr. 1) ich ako „tmavé, biele žilované vápence stredotriasové“ opísal z Ostrej južne od Čipčie, kde ich považoval za súčasť spodného subtatranského príkrovu. Vigh (1934) detailne opísal priebeh pruhu (od Turskej doliny až na Kopanu) stredotriasových ladinských vápencov a dolomitov prekrývajúcich permské útvary. Podľa neho „... vápenc... ukazuje... vyšehradský typ, t. j. je tmavo i svetlošedý, dobre vrstevnatý, tenko a hrubolavi-

covitý, tabuľkový, často aj doskovitý, pritom rozpadavý... husto preniknutý kalcitovými žilami a dobre štiepatelný... na silne stlačených miestach sa vyskytujú tenkodoskovité odrody, ktorých vrstevné plochy sú potiahnuté žltavou sericitickou kôrou, pripomínajúc ballensteinský typ vysokotatranských vápencov". Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) pre tieto vápence použil názov *gutensteinské vápence*. Aj prvé kartografické vyjadrenie ich rozsahu pochádza od Andrusova (l. c.). Ich vyobrazenie v priestore medzi dolinou Porubského potoka a dolinou Kuneradského potoka, v okolí zámočka Kunerad a smerom na sever cez Kozol po Dedovú je v zhode s našou mapou. Zaradil ich však ku križňanskému príkrovu. Pri reambulácii spomenutej mapy ich už včlenil do vrstvomého sledu Kozla a konštatoval (Andrusov in Andrusov et al., 1955, s. 3) ich „... silné dynamické postihnutie a často d'alekosiahle zbridičnenie“. Ako príčinu toho uviedol „zjavné nasunutie žuly masívu Malej Fatry na pruh vápencov antiklinály Kozla“. Plochu nasunutia charakterizoval ako príkro upadajúcu na juhovýchod. Molnárová (1973) gutensteinské vápence pokladala za súčasť sledu Kozla a ich vystupovanie zobrazila v podobnom rozsahu ako Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946). Konštatovala v nich (l. c., s. 18) výskyt polôh drobnolumachelových vápencov (bez uvedenia lokality) tvorených drobnými neurčiteľnými lastúrnikmi. Rakús (1973a) vápence v priestore medzi dolinou Porubského potoka a dolinou Kuneradského potoka zobrazil ako súčasť sledu Kozla, a to prevráteného sledu stredného triasu v celku. Neskôr ich Rakús (1973b; in Rakús et al., 1993) pod označením *vápence gutensteinského typu*, resp. *gutensteinské vápence* zobrazil už oddelené od dolomitov, ale stále v rovnakej tektonickej pozícii. Bez označenia lokalizácie uviedol (l. c., s. 10), že obsahujú organické zvyšky (foraminifery, ostrakódy, ihlice hubiek a krinoidové články). V podobnom rozsahu a tiež ako súčasť tatrika zobrazili „sivé lavicovité i masívne vápence, dolomitické vápence miestami drvené, rauwaky (stredný trias)“ aj Vozárová a Vozár (1983, 1988). Rakús a Hók (2002, 2003) zobrazili rovnaké rozšírenie gutensteinských vápencov ako Rakús (1973b), zaradili ich však k d'určinskej sekvencii ako súčasť ležatej vrásky.

V slede Kozla vystupujú litotypy, bežne zaraďované k tejto litostratigrafickej jednotke. Prevažne sa vyskytujú sivé až tmavosivé mikrokrystalické vrstvomité vápence neobsahujúce fosílie. Zriedkavejšie sa vyskytujú aj horniny označované ako červíkovité, resp. „robačkovité“ vápence. Miestami (hlavne v okolí Kozla) až v extrémnom množstve obsahujú pseudomorfózy po kryštálikoch sadrovcu alebo anhydritu. V blízkosti kontaktu s horninami kryštalínika, t. j. v blízkosti zlomu prešmykového charakteru sú vápence zreteľne postihnuté metamorfózou (metamorfná foliácia, vybielenie). Aj podľa Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1944) vápence obsahujú vložky dolomitov, krasovatej a sú dôležitým zdrojom podzemnej krasovej vody. V Turskej doline sú v nich známe ponory a menšie jaskyne (Matějka in Kompánek, 1934). Zdrojom vody sú aj v doline Porubského potoka. Krasové dutiny v nich možno dobre pozorovať na južnom úpätí Kováčovej. Gutensteinské vápence sa desaťročia intenzívne ťažia na Polome (ako sme už uviedli, ich zaradenie k tektonickej jednotke vyššieho rádu je problematické).

Vek gutensteinských vápencov nie je preukázaný priamo z týchto sedimentov. Vychádza len z ich pozície vo vrstvomom slede.

Ramsauské dolomity (tmavosivé bituminózne vrstvomité dolomity; ladin⁴¹ – spodná časť karnu; obr. 8)

Ramsauské dolomity vystupujú v doline Porubského potoka (v okolí objektu vodného zdroja), najmä však v štruktúre Kopanej a nadväzne na ňu v úzkom pruhu pokračujú z Hluchej doliny do doliny Kuneradského potoka. Sú aj súčasťou kryhy vystupujúcej severne od potoka Bystrička. Smerom na sever sa vyskytujú až v masívoch Kozla, Kováčovej a Dedovej. Medzi údolím Bystričky a Medzihorského potoka nevystupujú, vyššia časť vrstvomého sledu Kozla je v tomto priestore urezaná zlomom. Gutensteinské vápence sledu Kozla sa na tomto zlome stýkajú s horninami kryštalínika tatrika Lúčanskej Fatry. Ramsauské dolomity netvoria skalné odkryvy, na miestach ich vystupovania nachádzame len ich úlomky.

V doline Porubského potoka dolomity vystupujú v malom okne, zo sv. strany useknutom zlomom. V jadre okna (pod dolomitmi) vystupujú gutensteinské vápence, nad dolomitmi sú sedimenty karpatského keuperu. Rovnakú pozíciu dolomitov vo vrstvomom slede možno pozorovať v synklinálnej štruktúre na Kopanej, kde však medzi nimi a sedimentmi karpatského keuperu vystupujú ešte ílovité dolomity vrchného triasu. Rovnakú pozíciu vo vrstvomom slede zaberajú dolomity aj medzi Hluchou dolinou a dolinou Kuneradského potoka, kde sú však súčasťou monoklinálneho, v normálnej pozícii uloženého sledu. Rovnakú pozíciu v slede majú aj medzi Kozlom a Dedovou. V tomto priestore však vystupujú vo vztýčenom až v obrátenom slede, na Dedovej tvoria spolu s ílovitými dolomitmi a so sedimentmi karpatského keuperu jadro plynkej synklinály.

História výskumu dolomitov, hlavne ich kartografického zobrazenia, z obdobia, keď boli spolu s gutensteinskými vápencami zobrazované neoddelené (t. j. v celku), je opísaná v časti venovanej gutensteinským vápencom. Koncom tohto obdobia dospel Vigh (1934) k poznaniu, že dolomity ležia na vápencoch. Ich väčšie masy pozoroval len na Kopanej. Matějka (1926, s. 330 a obr. 1) ich poznal ako „tmavošedé až černé, jemnozrnné až téměř celistvé dolomity triasové“ a považoval ich za súčasť spodného subtatranského príkrovu. Pod prostým označením *dolomity* ich prvýkrát kartograficky oddelil od gutensteinských vápencov Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946). Aj prvé kartografické vyjadrenie rozsahu ich vystupovania pochádza od Andrusova (l. c.), ktorý ich v zhode s Vighom (l. c.) zobrazil na Kopanej v nadloží gutensteinských vápencov, pritom ich zaradil do ladinu. Toto vyobrazenie v priestore medzi dolinou Porubského potoka a dolinou Kuneradského potoka je viac-menej v zhode s našou mapou. Zaradil ich však ku križňanskému príkrovu. Pri reambulácii spomenutej mapy ich už včlenil do vrstvomého sledu Kozla (Andru-

⁴¹V súčasnosti sa v Západných Karpatoch (najmä v hroniku) termín ramsauský dolomit nechápe jednotne, aj preto jeho stratigrafické rozpätie nie je presne známe. V tatriku a fatrike je príčinou nepresne známeho veku aj skutočnosť, že nie je presne známy vek gutensteinského vápencu vystupujúceho v slede v podloží ramsauského dolomitu.



Obr. 8. Ramsauské dolomity kozolskej sukcesie: a – farba a zrnitosť dolomitu na čerstvej lomovej ploche – úlomky v sutine 300 m južne od Jabradného; b – vľavo: navetraný povrch úlomkov ramsauského dolomitu na tej istej lokalite; vpravo: ílovité dolomity vystupujúce v nadloží ramsauských dolomitov; c – sedimentárne textúry na navetranej ploche (orientovanej kolmo na vrstvomitosť) porušené synsedimentárnymi poklesmi – 900 m jz. od Kopanej; d – odkryv v záreze lesnej cesty na tej istej lokalite.

sov in Andrusov et al., 1955, s. 3). Rovnaký kartografický pohľad aj názor na tektonické zaradenie mala Molnárová (1973). Predpokladala, že majú širší stratigrafický rozsah (stredný až vrchný trias). Rakús (1973b; in Rakús et al., 1989; in Rakús et al., 1993) dolomity vystupujúce na Kopanej považoval za súčasť obalovej série a zaradil ich do anisu, pretože sled považoval za prevrátený a dolomity podľa toho ležia v slede pod gutensteinskými vápencami (t. j. sú staršie). V rovnakej pozícii zobrazili dolomity na Kopanej aj Vozárová a Vozár (1983, 1988). Tiež ich zaradili k tatriku. Rakús a Hók (2002, 2003) dolomity na Kopanej zaradili k *ramsaukým dolomitom* stredného až vrchného triasu d'určinskej sekvencie. Sú to tie isté dolomity, ktoré M. Rakús vo všetkých svojich predchádzajúcich prácach považoval za dolomity anisu. Zmena v zaradení dolomitov bola vynútená preradením karbonatických brekcií (považovaných v predchádzajúcich prácach M. Rakúsa za spodnotriasové) do vrchného triasu. Preradenie nastalo pod vplyvom prác Uhliga (1897 – 1898), Turnau-Morawskej (1953) a Havrilu (in Havrila et al., 2001), v ktorých táto fácia bola v priestore centrálnych Západných Karpát považovaná za vrchnotriasovú, resp. za súčasť fácie karpatského keuperu. V dôsledku toho dolomity, ktoré dovtedy vystupovali v slede medzi sedimentmi spodného triasu a gutensteinskými

mi vápencami, sa ocitli v pozícii medzi gutensteinskými vápencami a sedimentmi karpatského keuperu. V dôsledku tejto zmeny sa aj celý sled dostal z prevrátenej pozície do normálnej.

Dolomity zahrnuté sem zaberajú spodnú, hrubšiu časť dolomitového komplexu ležiaceho v slede hornín v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží sedimentov karpatského keuperu. Sú to dobre vrstvomité bituminózne dolomity čiernosivej farby, ktoré v dôsledku rekryštalizácie sú často zrnité až „cukrovité“. Vzhľadom na ich polygonálny rozpad, ktorý je pre ne typický, ich vrstvomitosť nie vždy je zreteľná. Z organických zvyškov sa v literatúre uvádza len detrit krinoidových článkov. Rakús (in Rakús et al., 1989, 1993) dokonca uvádza krinoidové dolomity. Tento litotyp sme pri mapovaní nespozorovali.

Vek ramsauských dolomitov nie je preukázaný priamo z týchto sedimentov. Vychádza len z ich pozície vo vrstvomom slede. Predpokladáme, že vznikli pred lunzským eventom.

Vrchný trias

Vrchný trias v priestore sedimentácie sledu jednotky Kozla je obdobím prechodu od karbonátovej morskej

sedimentácie v šelfovom prostredí s pevninským vplyvom (ílovité dolomity), prebiehajúcej pravdepodobne počas lunzského eventu, cez sedimentáciu klastických karbonátov kontinentálneho pôvodu (dolomitové zlepenice jedľovinských vrstiev) po siliciklastickú sedimentáciu, prebiehajúcu prevažne v okrajovom kontinentálnom prostredí (karpatský keuper) už po lunzskom evente. Najvyšší trias, ako je to pre tatrikum typické, je obdobím kontinentálneho suchozemského vývoja pravdepodobne bez sedimentácie.

Vozárová a Vozár (1980) v presvedčení, že charakterizujú sedimentačné prostredie porubských vrstiev permu, vyslovili názor, že ide o prostredie v aridnej oblasti klímy (evaporitové sedimenty, červené sfarbenie), v ktorom prebiehala výrazná komunikácia s plytkomorskou pobrežnou oblasťou. Podľa Michalíka et al. (1982) karpatský keuper (krížňanského príkrovu) sedimentoval „v kontinentálnom bazéne pri rýchle sa meniacich podmienkach (plochá pustá pevnina až púšť s občasnými vodnými tokmi a vysychajúcimi jazerami, postihnutá občasnými krátkodobými transgresiami plytkého mora)“.

Ílovité dolomity (žltosivé ílovité vrstvomité dolomity; vyššia časť karnu; obr. 9)

Dolomity tejto litofácie vystupujú na oboch stranách Hluchej doliny, t. j. v priestore štruktúry Kopanej (najmä v širšom okolí lokality Svitačová), na svahoch Jedľoviny (resp. Jabradného), ale aj severnejšie, t. j. v masívoch Kozla, Kováčovej a Dedovej. Kopírujú výskyt ramsauských dolomitov, vystupujúc v ich nadloží, i keď nie všade sú zachované, resp. nie všade sú na mape od nich oddelené. Dobré odkryvy dolomitov tejto litofácie sa vyskytujú južne od Jedľoviny a na severných svahoch Kozla.

Vo vrstvomom slede zaberajú ílovité dolomity vrchnú, podstatne tenšiu časť dolomitového komplexu ležiaceho v slede hornín v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží sedimentov karpatského keuperu, ktorého bázu tvoria dolomity, a hlavne dolomitové zlepenice jedľovinských vrstiev.

Prvé údaje o tomto type dolomitov pochádzajú od Rakúsa (1973b, s. 9), ktorý ho uvádza z okolia Jedľoviny. Opísal ho takto: „Bazálne časti (pozn.: rozumej dolomitového komplexu) sú tvorené svetlosivými až bielymi lavicovitými... viac-menej slienitými, laminovanými dolomitmi. Tieto smerom do nadložia prechádzajú do sivých... zrnitých dolomitov.“ Rakús (l. c.) túto litofáciu zaradil do anisu. Urobil to v dôsledku toho, že dolomitové zlepenice (neskôr pomenované jedľovinské vrstvy) považoval za sedimenty spodného triasu – kampilu, a preto sled v porovnaní s dnešným stavom musel považovať za obrátený a celý komplex dolomitov by podľa toho vystupoval pod gutensteinskými vápencami. Názor o tomto veku a tejto pozícii svetlých dolomitov pretrval aj v neskorších prácach Rakúsa (in Rakús et al., 1989). Rakús a Hók (2002, 2003) túto litofáciu síce nevyčlenili, ale z ich vyjadrenia, že „Kontakt (pozn.: rozumej kontakt sedimentov karpatského keuperu) s podložnými svetlými dolomitami nie je priamo pozorovateľný“, sa možno domnievať, že s preradením dolomitových zlepeníc zo

spodného triasu do karpatského keuperu preradili aj tieto dolomity z anisu do podložia sedimentov karpatského keuperu. Tým sa pôvodne prevrátený sled hornín dostal aspoň v okolí štruktúry Kopanej do normálnej polohy. Ich opis vrchnej časti ramsauských dolomitov (Rakús a Hók, 2003, s. 80) zodpovedá tejto litofácii.

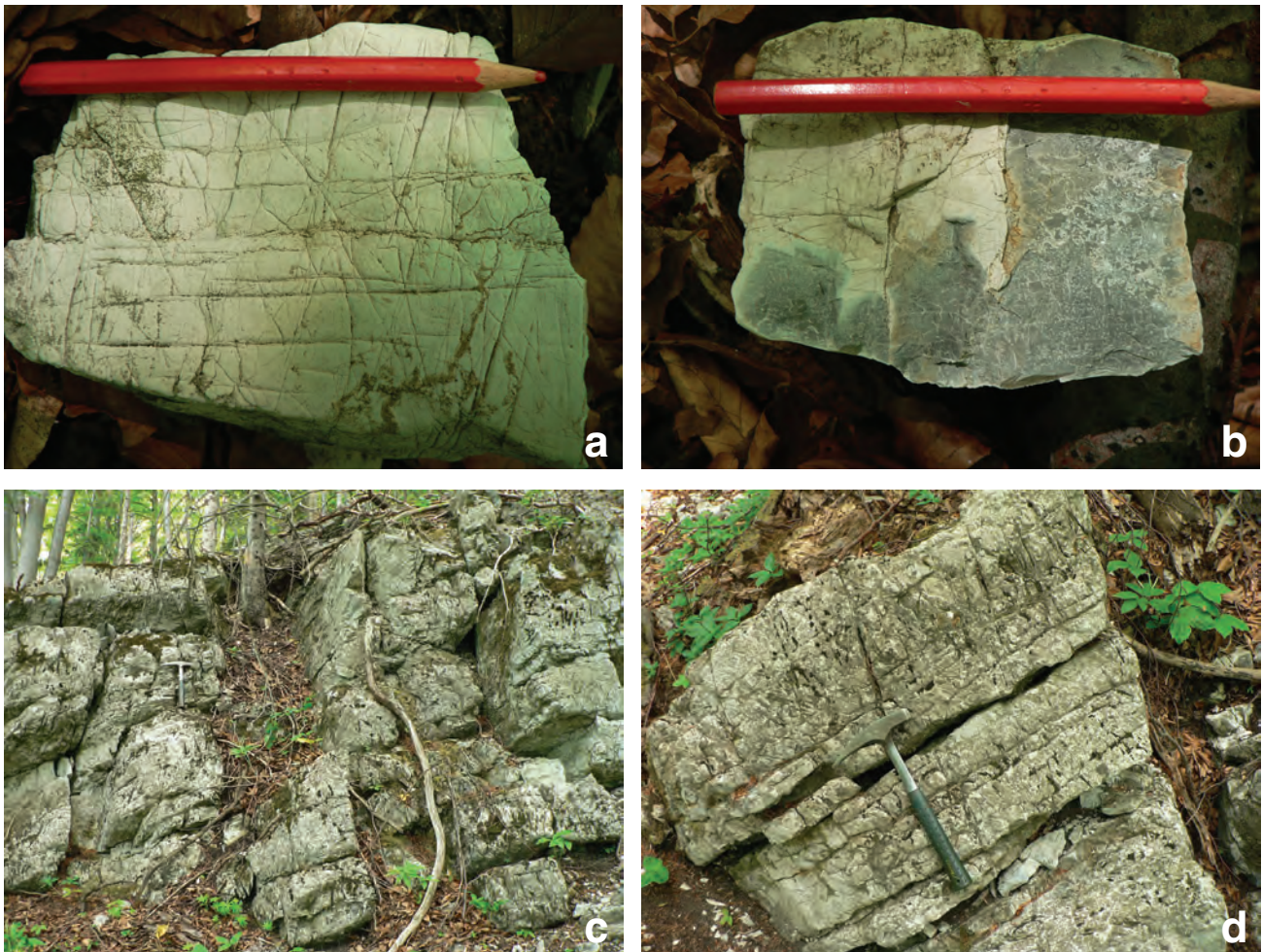
Vrstvomité (hrúbka vrstiev na jedinom odkryve dosahuje 20 – 70 cm) ílovité dolomity zaradené do vyššej časti karnu sa od ramsauských dolomitov, v prevažnej miere stredotriasových ladinských, zreteľne odlišujú nápadne svetlejšou farbou (svetlomodrou až svetlozelenosivou, žltosivou), svetlou (žltosivou až svetlobéžovou až temer bielou) patinou, ílovitou prímiesou a pravdepodobne v dôsledku jej prítomnosti menšou náchylosťou na rekryštalizáciu a prítomnosťou drobných (hráškových) hľúzok rohovcov svetlosivej farby.

Vek ílovitých dolomitov je preukázaný palynologickým datovaním Planderovej (in Gorek et al., 1986). Predpokladáme, že vznikli počas lunzského eventu.

Pri prehodnotení vrtného jadra vrtu MFG-1 (Turie) (Olšavský et al., 2011) sa ukázalo, že sadrovce patria k tejto fácií dolomitov. Vo vrte vystupujú v hĺbkovom intervale 146,7 – 210,3 m. Podstatná časť hrúbky tejto fácie (interval 151,0 – 210,3 m, pravá hrúbka asi 50 m) je tektonizovaná (pod ňou v tektonickom styku sú horniny permu, nad ňou horniny karpatského keuperu). Vozárová a Vozár (in Gorek et al., 1986, s. 18) ju opísali ako „... ílovcovo-karbonátovú šedú, tmavošedú brekciu s tenkými polohami svetlošedého anhydritu... Štruktúra týchto sedimentov je veľmi heterogénna, často brekciovitá, s hojnými intraklastami ílovcov, dolomitových ílovcov a kalových dolomitov. Tmeliacim pojivom je ílivo-dolomitový agregát s bituminóznou prímiesou...“ Lepšie je zachovaná len vyššia časť súvrstvia, interval 149,0 – 151 m. Vozárová a Vozár (l. c.) ho opísali ako „bridličnaté, svetlozelenošedé ílovce“ a interval 146,7 – 149 m opísali ako „tmavošedé ílovité dolomity so svetlými žilkami kalcitu“. Celé súvrstvie zaradili do spodného anisu – spodného triasu. Palynologické datovanie tejto fácie urobila Planderová (in Gorek et al., 1986). Bohatú asociáciu sporomorfov získala z hĺbky 166 m. Zaradila ju do obdobia „konca stredného až vrchného triasu (karnu)“. Predpokladala, že horniny vznikli v teplej klíme s dlhším obdobím vlhka (striedanie suchej klímy s dlhšími vlhkejšími obdobiami), ktoré bolo potrebné na vyvinutie vlhkomilných papraďovitých rastlín (prevažne v asociácii tvoril peľ nahosemenných, a najmä ihličnatých drevín).

Karpatský keuper (jedľovinské vrstvy: dolomitové pieskovce a dolomitové zlepenice; červené jemnozrné laminované kremenné pieskovce; sivé kremenné pieskovce – kremence a kremenné zlepenice; pestré ílovce; norik)

Sedimenty karpatského keuperu tvoria v južnej časti jednotky Kozla pomerne mohutné súvislé teleso vystupujúce na povrch medzi dolinou Kuneradského potoka a Kamenným dielom (južne od Kamennej Poruby). Menšie teleso sedimentov karpatského keuperu vystupuje aj na tektonicky vymedzenej kryhe Kopanej. Spomenuté



Obr. 9. Ílovité dolomity kozolskej sukcesie 200 m južne od Jabradného: a – navetraná plocha so svetlou patinou vzniknutou zvetrávaním a so selektívnym zvetrávaním dolomitu zvyrazňujúcim jeho puklinové porušenie; b – čerstvá lomová plocha odhaľujúca farbu dolomitu; c – dkryv v hrubovrstvovitých ílovitých dolomitoch (vrstvy dosahujú hrúbku 20 – 70 cm); d – detailnejší pohľad na vrstvitosť na tom istom odkryve.

mohutné teleso zo severu obmedzujú zlomy sz.-jv. smeru prebiehajúce údolím Bystričky a svahmi severne od nej. Severnejšie sa sedimenty karpatského keuperu objavujú až na severných svahoch masívov Kozla a Kozlovej. Odtiaľ po severných svahoch Kováčovej ich možno sledovať na južné a východné svahy Čipčia, na severozápadné svahy Dedovej a na juhozápadné svahy Doliny, t. j. do Turskej doliny. Dobré a pomerne početné, aj keď veľmi nerovnomerod rozmiestnené odkryvy tvoria hlavne kremence karpatského keuperu, a to vlastne v celom priestore vystupovania sedimentov fácie karpatského keuperu. Na Jedľovine tvoria odkryvy aj dolomitové zlepence jedľovinského súvrstvia a na severných úpätiach Kozlovej aj pestré ílovce karpatského keuperu. O tom, že vrchnejšiu časť sledu tejto fácie tvorí striedanie kremencov a pestrých ílovcov, sa priamo na odkryvoch temer nemôžeme presvedčiť. Výnimkou sú odkryvy na južných úpätiach Čipčia západne od lokality Uhlisko.

Za normálnych okolností sedimenty karpatského keuperu vystupujú v nadloží ramsauských dolomitov alebo ílovitých dolomitov vyššej časti karnu. Takúto ich pozíciu je možné pozorovať medzi Hluchou dolinou a dolinou Kuneradského potoka, kde sú súčasťou monoklinálne uloženého sledu, v doline Porubského potoka, kde sú súčasťou

antiklinálne uloženého sledu, a na Kopanej, kde tvoria jadro miernej synklinály. Ich kontakt s gutensteinskými vápencami medzi dolinou Porubského potoka a Hluchou dolinou a so sedimentmi stráňanského súvrstvia v doline Kuneradského potoka je zapríčinený zlomovou tektonikou. V nadloží pestrých sedimentov karpatského keuperu vystupujú sedimenty grestenských vrstiev. Sedimenty rétu vo vrstvomom slede Kozla nevystupujú. Kontakt so sedimentmi grestenských vrstiev možno sledovať najmä na úpätí pohoria medzi Kamennou Porubou a Kuneradom a vďaka antiklinálnej stavbe najjužnejšej časti jednotky Kozla aj južne od Kamenného dielu. V jadre synklinály Kopanej sú sedimenty karpatského keuperu najvyšším zachovaným členom sledu, sedimenty grestenských vrstiev tam nevystupujú. Na severných svahoch Kozla a Kováčovej, ako aj na južných a východných svahoch Čipčia sú súčasťou monoklinálneho, normálne uloženého (len na svahoch Dedovej a Doliny sú jadrom synklinály) kompletného sledu (s ílovitými dolomitmi v podloží a so sedimentmi grestenských vrstiev v nadloží).

V temer najstaršej z prác pojednávajúcich o území tvoreným sledom Kozla Stur (1860) z doliny Kuneradského potoka okrem iných hornín opísal aj „balvany kremenca a červených bridlic“, ktoré spolu s celým radom iných hornín považoval za súčasť *Rothliegendes* (červenej jalo-

viny). Na základe porovnania rezu vedeného dolinou Kuneradského potoka načrtnutého Stuum (l. c.) a našej mapy spomenuté balvany kremenca a červených bridlíc stotožňujeme so sedimentmi karpatského keuperu. Prvé kartografické znázornenie sedimentov karpatského keuperu podávajú mapy zobrazujúce územie Lúčanskej Fatry zostavené v období rakúsko-uhorskej monarchie. Všetky zobrazujú pruh hornín (podľa Hauera, 1869 a 1871, *Bunte Keupermergel*; podľa neznámeho kolektívu autorov listu *Sillein und Waag-Bistritz Zone 9, Kol. XIX, Bunte Trias Mergel* a podľa Lóczyho et al., 1922, *Felső triasz mész és dolomit*), ktorý od úpätia pohoria, zaberajúc obe strany doliny Porubského potoka, smeruje dnu do pohoria. Z porovnania vymenovaných máp s našou mapou je zrejmé, že zobrazený pruh hornín sa značne prekrýva s rozsahom vystupovania hornín karpatského keuperu na našej mape. Vigh (1915) na Kamennom diele pri Kamennej Porube (sčasti aj na Kopanej) v mieste, kde podľa našej mapy vystupujú sedimenty karpatského keuperu, zobrazil keuperské bridlice (*Tarka – keuper márga palásagyag*) a permské kvarcicity (*Pérmi kvarchomokkő*). V následnom období až do súčasnosti sa sedimenty vystupujúce v tomto priestore pokladali za sedimenty permu, naposledy za kamenoporubské vrstvy. Matějka (1926, s. 330 a obr. 1) poznal tieto sedimenty zo sedla medzi Čipčím a Ostrou, z priestoru severovýchodne od Dedovej a z údolia Turského potoka, ktorým v smere po prúde siahajú smerom k hájovni Turie až do vzdialenosti 1 km juhovýchodne od nej. Považoval ich za permské. Opísal ich ako „... kemité slepence a pískovce, v jejich nadloží vystupují místy rudé břidlice werfenské. V podloží permu jsou zelenavé nebo šedozelené i žlutavé břidlice místy písčité, nebo rudě pruhované“. Na našej mape horniny, ktoré zaradil k permu a verfénu, sa považujú za sedimenty karpatského keuperu a sedimenty, ktoré považoval za podložie permu, sa tu považujú za sedimenty grestenských vrstiev. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) sedimenty karpatského keuperu kartograficky znázornil v priestore kryhy Kopanej ako súčasť krížňanského príkrovu. Ich litologický obsah však nekonkretizoval. Opis tejto fácie nepodal ani neskôr (Andrusov, 1955), keď ju preradil do tatrika. Celý zvyšný priestor, na našej mape budovaný sedimentmi karpatského keuperu, zaradil Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) k permu. To isté urobil Maheľ (1967). Podobne ako D. Andrusov to urobila aj Molnárová (1973)⁴², ku karpatskému keuperu však zaradila nielen sedimenty vystupujúce na Kopanej, ale aj teleso dolomitov a karbonátových brekcií vystupujúcich na Jedľovine a menšie telesá karpatského keuperu znázornila aj v doline Porubského potoka, na Kamennom diele a medzi Polomcom a Kozlom. Ďurovič (1973b) tiež zostal pri pôvodnom rozsahu permu, len polohu karbonátových brekcií zaradil k spodnému triasu (pravdepodobne tu nejde o konkrécie, ale o dolomitové zlepenice, ktoré sú v súčasnosti zaradené do karpatského keuperu). Rakús (1973a, b) karpatský keuper nevyčlenil vôbec, temer v celom rozsahu ho stále považoval za perm. Nerešpektoval ani názory D. Andrusovova a M. Molnárovej a karpatský keuper na Ko-

panej zaradil sčasti k permu (juhozápadné svahy) a sčasti k spodnému triasu (východné svahy). Vozárová (1978) a Vozárová a Vozár (1980, 1983, 1988) karpatský keuper vystupujúci medzi Kamenným dielom a dolinou Kuneradského potoka považovali naďalej hlavne za perm (sčasti za spodný trias), ale vyvinutý v dvoch odlišných fáciách (rozhraním medzi nimi bol podľa nich jeden z kuneradských zlomov).⁴³ To bol ďalší krok smerujúci k preradeniu veľkej časti sedimentov permu k sedimentom karpatského keuperu. Maheľ (1986) karpatský keuper sledu Kozla stále považoval za perm (vyčleňoval len jeden typ, bazénový typ – kálnický). Planderová (1986), čiastočne aj Kantor (1988), získali exaktnejšie fakty podporujúce trend preradenia veľkej časti sedimentov z permu do mladších útvarov. Planderová (1986) z ílovcov získaných z vrtu MFG-1 z hĺbky 166 m tvoriacich jeden horninový komplex spolu s anhydritmi (t. j. z hornín, považovaných vtedy za perm) získala bohatú a dobre zachovanú asociáciu sporomorf vrchného ladinu až karnu. Následne na základe izotopového datovania síranov vyskytujúcich sa v komplexe „červených“ hornín považovaných za perm, ktoré získal z vrtu MFG-1 (pri obci Turie) Kantor (1988), bol nejednoznačne a dosť špekulatívne stanovený ich spodnotriasový vek (vrchná časť spodného triasu). Napriek tomu Rakús, Vozárová a Vozár (in Rakús et al., 1989, 1993) aj naďalej tieto sedimenty prezentujú ako perm (kamenoporubské vrstvy) a spodný trias (vyvinutý vo viacerých fáciách: kemitých konglomerátov, lúžňanského súvrstvia, verfénskych vrstiev a pestrých kalových dolomitov s polohami intraformačných brekcií) tatrika. Ako perm (malužinské vrstvy) tieto sedimenty znázornili aj Biely et al. (1996a) a Lexa et al. (2000) a ako perm aj Chába et al. (2007). Rakús a Hók (2003) tieto sedimenty zaradili prevažne k permu (nečlenenému), ale aj k spodnému triasu (k lúžňanskému súvrstviu), no ako súčasť d'určinskej sekvencie. Len malú časť týchto sedimentov (karbonátové brekcie, ktoré vyčlenili ako jedľovinské vrstvy) vystupujúcich na Kopanej a na Jedľovine preradili k fáci karpatského keuperu. Vzhľadom na nedôslednosť tohto procesu sú však sedimenty vystupujúce na Kopanej, ktoré ku karpatskému keuperu zaradil už Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946), ponechané stále v perme a vrstvom sled kryhy Kopanej stále zostáva v obrátenej pozícii. Wetter (2005) kompilujúci geologickú mapu antiklinály Kozla na základe prác Rakúsa et al. (1988) a Andrusova a Kuthana (1940)⁴⁴ zaradil tieto sedimenty k spodnému triasu tatrika. Vozárová (in Polák et al., 2005) a Vozárová et al. (in Bezák et al., 2009) ich zaradili ku kamenoporubským vrstvám tatrika.

Ku karpatskému keuperu je na našej mape zaradená podstatná časť sedimentov, ktorú predchádzajúci autori zarad'ovali k permu, resp. k spodnému triasu.

Sled karpatského keuperu v jednotke Kozla tvoria viaceré odlišné typy hornín, resp. skupiny hornín: a) od podložných ílovitých dolomitov sú oddelené červenými ílovcami malej hrúbky; b) na báze sledu sú karbonátové fácie: klastické dolomity – dolomitové pieskovce (b1)

⁴³Fáciu vystupujúcu severne od zlomu pomenovali stráňanské súvrstvie a zaradili ju k tatriku. Fáciu vystupujúcu južne od zlomu pomenovali porubské vrstvy a sprvu ju zaradili do tatrika, neskôr ju stotožnili s malužinským súvrstviem a preradili ju do hronika.

⁴⁴Pravdepodobne ide o prácu Andrusova a Kuthana (1946).

⁴²Časť permu (masív Jedľoviny) však preradila do spodného triasu.

a dolomitové zlepenice (b2) pomerne malej hrúbky; c) vyššie prevládajú siliciklastické sedimenty pomerne veľkej hrúbky tvoriace hlavnú masu sedimentov karpatského keuperu; siliciklastické sedimenty sa začínajú tenkou, niekoľko metrov hrubou polohou pestrých (červených) ílovcov (c1), nasleduje tenká, niekoľko metrov hrubá poloha jemnozrnných laminovaných červených kremenných pieskovcov (c2); sled je zavŕšený viacnásobným striedaním dvoch litofácií: kremencov (frakcie hrubozrnných pieskovcov s obliakmi štrkovej kategórie, miestami až zlepenecov) (c3) a pestrých (červenofialových, sivozelených, okrových, sivých) ílovcov (c4); uvedené striedanie kremencov (c3) a ílovcov (c4) tvorí podstatnú hrúbku fácie karpatského keuperu; d) v ílovcov (c4) sa vyskytujú horizonty klastických karbonátov, resp. horizonty voľne rozptýlených klastov karbonátov.

Opísaný sled je v zásade stabilný v celom priestore vystupovania sledu Kozla, od Kamenného dielu na juhu až po Turskú dolinu na severe. Jeho spodná časť je najlepšie odkrytá na Jedľovine, vrchná na južných svahoch Čipčia. Len na južných svahoch Čipčia možno v odkryvoch sledovať striedanie kremencov a ílovcov tvoriacich vrchnú časť sledu (dobré je to však zreteľné vo vrte MFG-1 v hĺbkovom intervale 4 – 146,7 m). V iných priestoroch sa striedanie týchto subfácií dá len predpokladať, resp. tušiť podľa spoločného výskytu blokov kremencov a úlomkov pestrých ílovcov. Aj keď, ako sme už uviedli, je sled stabilný na veľkom priestore, predsa sú v ňom v lokálnych priestoroch odchýlky (napr. vrt MFG-1 neprenikol cez karbonátové fácie vystupujúce všeobecne na báze sledu, zato však v spodnej časti sledu v ňom vystupuje hrubá poloha ílovcov, ktorú je na povrchu problém nájsť).

Všetky spomenuté subfácie (resp. ich skupiny) sedimentov (okrem bazálnych dolomitových facií, t. j. facií b1 a b2) sú terestrickými sedimentmi, resp. majú terestrický pôvod. Okrem toho, v siliciklastických pelitických sedimentoch sa vyskytujú horizonty klastických karbonátov (pseudopizolitov) a horizonty voľne rozptýlených klastov karbonátov – fácia d).

a) Červené ílovce

Tieto ílovce neboli podrobne skúmané. Sú to ílovce, bežne vystupujúce vo fácii karpatského keuperu. Zistili sa na svahoch Jabradného. Dosahujú hrúbku pravdepodobne len niekoľko metrov.

b) Karbonátové fácie

Vystupujú na báze sledu karpatského keuperu. V Lúčanskej Fatre ich objavili Rakús (1973a, s. 3; b, príl. 13 – 14) a Molnárová (1973).

Rakús (1973a, s. 3) túto dovtedy neznámu fáciu zaradil do spodného triasu obalovej série – antiklinály Kozla. Opísal ju takto: „Ružové až červené, niekedy bežové doskovité až hrubo laminované slienité vápence (karbonáty) s tenkými polohami endostratických brekcií. Materiál brekcií je tvorený karbonátmi (prevažne to budú dolomity), ktoré sú pomerne slabo opracované, avšak majú často vyvinuté zvetralé lemy.“ Rakús (1973b, príl.

13 – 14) túto fáciu („červené a žlté doskovité karbonáty“) zaradil do kampilu. Vyobrazil ich na množstve lokalít medzi dolinou Porubského potoka a potokom Bystrička. Označil ich (1973b, s. 3, 7) ako „červené a žlté, doskovité, slienité dolomity s brekciami – spodný trias (kampil)“ a charakterizoval ich takto: „... ide o málo mocné súvrstvie... Najlepšie je... odkryté... na Jedlovínach... kde... môžeme sledovať tento profil: ... červenofialové, doskovité slienité dolomity (250 cm) s tenkou vložkou (2 – 5 cm) brekcií; ružové, tenkolavicovité až doskovité dolomity (120 cm); pri báze svetlosivé, potom ružové až červené slienité lavicovité dolomity (170 cm) s polohou brekcií (približne 10 cm); žlté až bežové lavicovité (20 – 60 cm) slienité dolomity (4 m) s polohami brekcií (20 cm); materiál brekcií je tvorený predovšetkým sivými až tmavosivými, viac alebo menej dolomitickými vápencami, sivými dolomitmi, svetlosivými vápencami, červenými karbonátmi, sivými rohovcami. Veľkosť valúnov je od niekoľko mm (5 – 8 mm) do 8 cm. Časť valúnov... je dobre spracovaná a zaoblenie (sféricita) je veľké. Brekcie sú uložené v strede lavíc. Gradačné uloženie... nepozoroval. Tmel brekcií je karbonatický, kryptokryštalický. ... Úlomky veľmi často majú vytvorené dekoračné lemy, čo by hovorilo o dlhodobom zvetrávaní v plytkovodnom prostredí (pribrežný ?riečny transport).“ Porovnal ich s brekciou podstavovou, ktorú opísal Kotaňski (1959). Ich zaradenie do spodného triasu mu spôsobovalo problémy. Konštatoval: „Je prekvapujúce, že ide predovšetkým o karbonátový materiál, ktorý sa viac-menej ponáša na stredotriasové karbonáty. Je zarážajúce, že v brekciách neobjavujú sa na povrchu známe horniny podložia, ako sú arkózovité kremence, zlepenice, kremence permu a spodného triasu.“ V spodnom triase ich ponechal aj neskôr (Rakús in Rakús et al., 1989, 1993).

Aj Ďurovič (1973b) polohu karbonátových konkrécií zaradil k spodnému triasu.

Molnárová (1973) ich zaradila k fácii karpatského keuperu antiklinálneho pásma Kozla. Napísala: „... sa v súvrství vyskytujú často polohy dolomitov... zbrldičnatených dolomitov... vystupujú... ružové až krémové, slabo vápnité a dolomitické ílovce... s veľmi výraznou klivážou. Pôvodná vrstevnatosť je naznačená polohami zlepenecov a brekcií, v ktorých silno prevláda materiál stredno prípadne vrchnotriasových vápencov a dolomitov.“

Rakús a Hók (2003, s. 76), odvolávajú sa na prácu Havrila et al. (2001), karbonátové brekcie, ktoré pomenovali ako jedľovinské vrstvy, preradili k sedimentom karpatského keuperu (definovali ich ako člen súvrstvia karpatského keuperu), predpokladali však, že sú súčasťou sledu ďurčinskej sekvencie fatrika. V tomto ich novom stratigrafickom zaradení tvoria podľa nich bázu keuperského súvrstvia. Ich hrúbku odhadli na 15 – 20 m. Profil opísaný Rakúsom (1973b, s. 3) zobrazili graficky, považujúc ho za typový profil jedľovinských vrstiev.

Jedľovinské vrstvy podľa tohto profilu pozostávajú z dvoch facií, ktoré sú vzájomne späté: z dolomitov, ktoré budú ďalej označené ako subfácia b1, a karbonatických brekcií (vzhľadom na charakter sedimentu v prípade druhej spomenutej fácie sa nám zdá príliehavjší termín zlepenec), ktoré budú ďalej označené ako subfácia b2.

b1) *Klastické dolomity – dolomitové pieskovce* (obr. 10)

Tieto dolomity sa makroskopicky zdanlivo podobajú na podložné ílovité dolomity vrchného karnu alebo na chemogénne keuperské dolomity, v skutočnosti však majú odlišnú genézu. Sú klastickou horninou. Petrografickým zložením zodpovedajú zlepencom (materiál oboch súbfácií pochádza z rovnakého zdroja), obsahujú aj klastický kremeň. Dolomitové pieskovce tvoria buď samostatné vrstvy, alebo vrstvy, v ktorých sú v nich uložené telesá zlepenčov (tvoria aj základnú hmotu týchto zlepenčov). Ílovitá prímes ich sfarbuje do žltosiva až okrova. Litifikáciou sa ich detritický charakter stráca. Rovnaké klastické dolomity sprevádzajúce rovnaké dolomitové zlepence sa v rovnakej pozícii vo vrstvovom slede vyskytujú aj v Starohorských vrchoch v Uľanke, kde sú súčasťou sledu fatrika. Najlepšie sú v Lúčanskej Fatre odkryté na Jedľovine. Detritické dolomity opísal Amsbury (1962) z centrálneho Texasu, kde boli resedimentované z kontinentálneho prostredia do morského počas kriedy.

b2) *Dolomitové zlepence* (obr. 11)

Dolomitové zlepence vystupujú v údolí Porubského potoka, na Kopanej, na Jedľovine (dobré odkryvy sú hlavne na Jedľovine), na severných svahoch Kozla a v Turskej doline (na sz. hrebeni kóty 859 Dedová).

Telesá karbonátových, prevažne dolomitových zlepenčov sú uložené v dolomitových pieskovcoch, resp. sú nimi sprevádzané. Zlepencové horizonty tvoria spodné časti vrstiev, vyskytujú sa však aj v strednej časti vrstiev, niekedy ich je aj viac nad sebou a niekedy sa vyskytujú vo vrstve len ojedinelé izolované obliaky rôznej veľkosti. Niektoré vrstvy majú zdanlivo gradačnú textúru. Karbonátové (prevažne dolomitové) obliaky sú sústredené v spodnej časti vrstvy, vyššiu časť vrstvy tvoria silno ílovité drobnozrnné dolomitové, paralelne laminované pieskovce až pelity žltosivej až okrovej farby. Obliaky a klasty sú chaoticky uložené, niekedy nie sú vytriedené ani veľkosťou, tvarovo, ani materiálom, niekedy je zastúpená len jedna zrnitostná trieda (napr. obliaky s veľkosťou niekoľko centimetrov bez drobnejšej frakcie). Veľkosť obliakov sa pohybuje v intervale 1 mm až niekoľko centimetrov. Základnú hmotu zlepenčov tvorí ílovitý dolomitový pieskovec až pelit. Ide teda o zlepence s podpornou štruktúrou piesčitého matrixu. Zlepence sa pravdepodobne ukladali z prúdiacej vody, laminované pieskovce pravdepodobne v čase zníženia únašacej sily prúdov.

Klasty/obliaky zlepenčov sú zreteľne, ale rozhodne nie dokonale opracované. Sú izometrické, oválne, ale aj ploché – doštičkovité. Miestami sú skôr nezreteľne imbrikované.

Úplne v nich prevládajú obliaky dolomitov. Vyskytujú sa hlavne obliaky ílovitých dolomitov vrchného karnu, t. j. dolomitov vystupujúcich v bezprostrednom podloží zlepenčov. V niektorých telesách sú zreteľne, hoci v podstatne menšej miere zastúpené aj staršie bituminózne tmavosivé až čiernosivé dolomity stredného triasu (ramsauské dolomity), v menšej miere (skôr ojedinele) sú zastúpené gutensteinské vápence. Zriedkavo sa vyskytujú aj niekoľko milimetrov veľké klasty silicítov, primárne

tvoriacich pomerne zriedkavé hľuzy v ílovitých dolomitoch vrchného karnu. Úplne chýba klastický kremeň, prípadne klasty starších hornín.

Zloženie obliakov zodpovedá horninám vystupujúcim v ich podloží. Sú produktom znosu materiálu z lokálne vynoreného a erodovaného územia tatrika. Sú pravdepodobne následným produktom labínskej fázy. Neprekonali dlhý transport.

c) *Siliciklastické sedimenty*

Prevládajúcou črtou súboru siliciklastických facií je hrubozrnnosť. Aspoň zdanlivo v ňom prevládajú psefity a psamity nad pelitmi. Klastický materiál je zle triedený a zle opracovaný. Súbor facií siliciklastík predstavuje proximálnu časť faciie karpatského keuperu centrálnych Západných Karpát. Súbor pozostáva zo súbfácií c1 – c4. Spodné dve z nich dosahujú len zanedbateľnú hrúbku (po niekoľko metrov). Súbfácie c3 a c4, ktoré sa v slede mnohonásobne striedajú, dosahujú neporovnateľne väčšiu hrúbku a tvoria podstatnú časť celej hrúbky sedimentov faciie karpatského keuperu. V odkryvoch možno toto striedanie pozorovať len na malej časti celkovej hrúbky na južných svahoch Čipčia. Podstatná časť ich pôvodnej hrúbky bola preniknutá vrtom MFG-1 (Turie), a to v hĺbkovom intervale 4 – 146,7 m, čo pri danom sklone vrstiev reprezentuje pravú hrúbku asi 100 – 110 m.

c1) *Pestré (červené) ílovce*

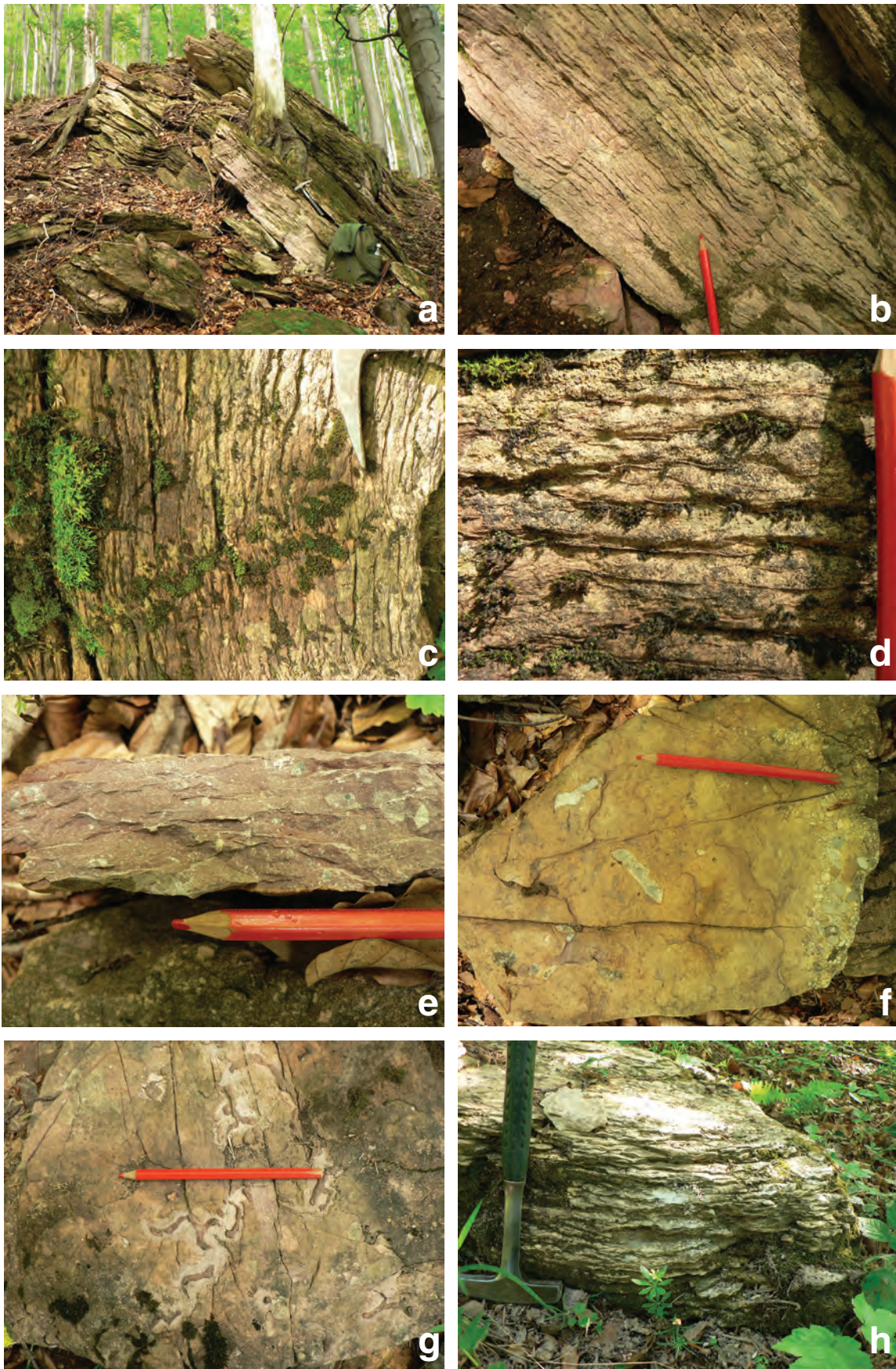
V tejto pozícii ich možno sledovať na Jabradnom – na hrebeni. Neboli podrobne skúmané. Sú to ílovce, bežne vystupujúce vo facií karpatského keuperu. Dosahujú hrúbku pravdepodobne len niekoľko metrov.

c2) *Jemnozrnné laminované červené kremenné pieskovce (arkózy)* (obr. 12)

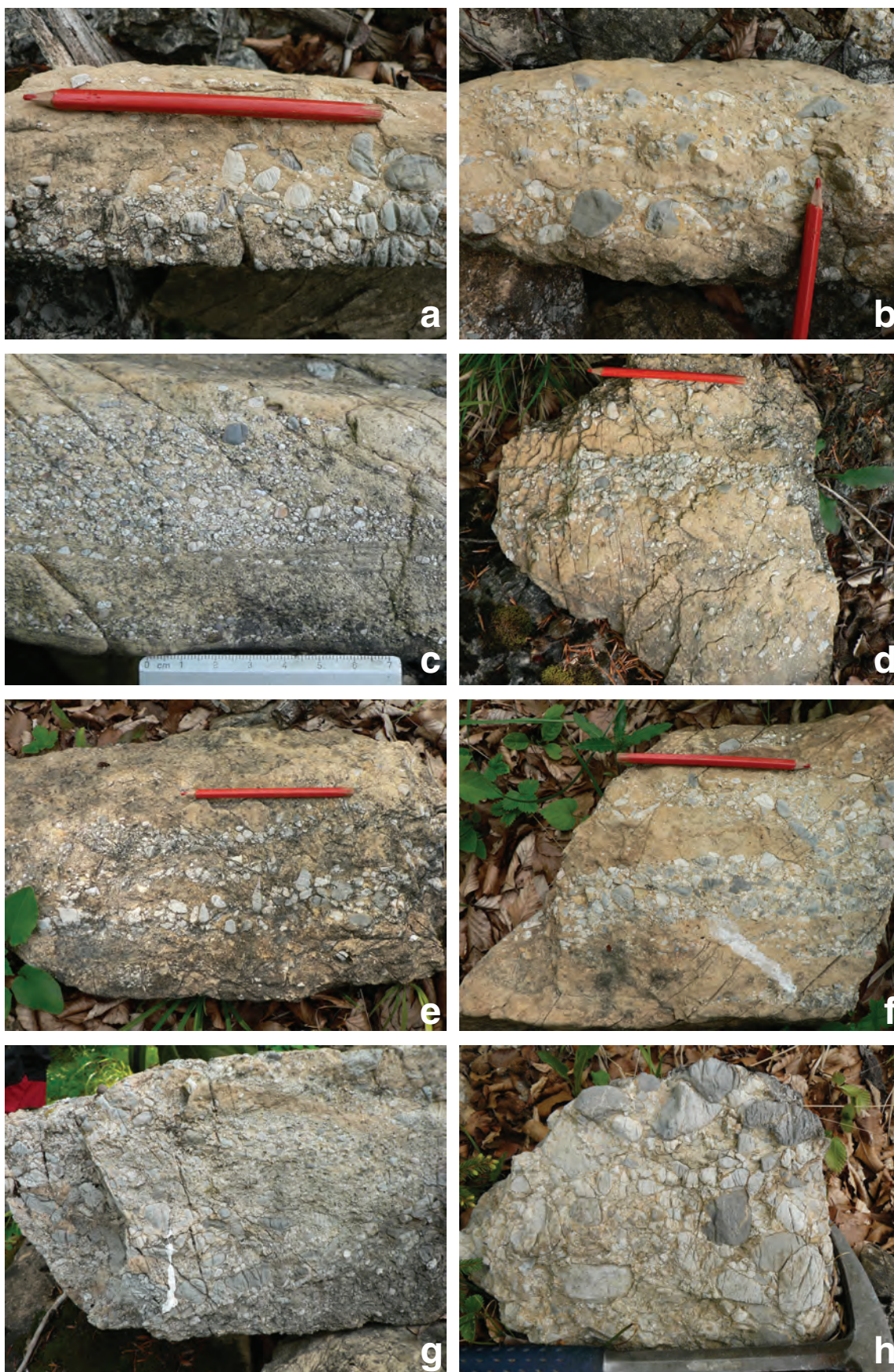
V tejto pozícii ich možno sledovať na Jabradnom – na hrebeni. Sú to dobre vytriedené strednozrnné sivé až červenofialové sľudnaté pieskovce (arkózy) s paralelnou lamináciou. Striedajú sa sivé hrubozrnné laminy hrubé od desiatín milimetra do 10 mm s jemnozrnnými laminami hrubými len desiatiny milimetra až 1 mm, ktoré sú ílovitou prímesou sfarbené do červena až fialova. Vrstvy dosahujú hrúbku v priemere asi 15 cm. Celková hrúbka súbfácie je malá, len niekoľko metrov.

c3) *Kremence (frakcie hrubozrnných pieskovcov s obliakmi štrkovej kategórie, miestami až zlepence)* (obr. 13)

Odhadnúť hrúbku polôh jednotlivých súbfácií siliciklastických sedimentov (kremencov a ílovcov) na povrchu je prakticky nemožné. Vo vrte MFG-1 tvoria kremence prevahu v strednej časti prevrtaného sledu faciie karpatského keuperu (v hĺbkovom intervale 45 – 115 m, pravá hrúbka asi 56,5 m). V tomto hĺbkovom intervale sa síce striedajú s ílovcami, ale tvoria pomerne oveľa väčšiu časť tohto intervalu a aj hrúbka jednotlivých polôh kremencov je v ňom väčšia ako hrúbka polôh ílovcov. Po prerátaní hrúbky prevrtaných polôh do pravej hrúbky dosahujú odhora (od hĺb-



Obr. 10. Jedľovinské vrstvy karpatského keuperu kozolskej sukcesie (subfácia b1 – klastické dolomity – dolomitové pieskovce) na južných svahoch Kopanej a Jabradného: a – odkryv na južných svahoch Kopanej; b – d – detail zvrstvenia tejto subfácie; e – rez orientovaný kolmo na vrstvosť: možno pozorovať zvrstvenie, sfarbenie do ružova spôsobené ílovitou prímiesou a voľne rozptýlené drobné obliaky dolomitov; f – rez vrstvou orientovaný kolmo na vrstvosť, spodnú časť vrstvy tvoria dolomitové zlepence, vrchnú časť vrstvy tvoria dolomitové pieskovce, vrstva je vztýčená; g – bioturbácia na vrstvomvej ploche; h – blok tejto subfácie svetlosivej farby.



Obr. 11. Jedľovinské vrstvy karpatského keuperu kozolskej sukcesie (subfácia b2 – dolomitové zlepence) na Jabradnom: a – f – horizonty dolomitových zlepenčov so základnou hmotou tvorenou dolomitovými pieskovecami uložené v dolomitových pieskovecoch (rezy sú orientované kolmo na vrstovitost'), v niektorých prípadoch sa vo vrstve vyskytuje aj niekoľko horizontov nad sebou, obliaky v zlepencoch sú väčšinou nevytriedené a sú nedokonale opracované; c – vrstva porušená klivážou; g – h – zlepence temer bez základnej hmoty; h – štruktúrne nevytriedený obliakový materiál pozostávajúci z klastrov vápenca, a najmä dolomitu.



Obr. 12. Laminované červené kremenné pieskovce (subfácia c2 – karpatského keuperu) kozolskej sukcesie: a – čerstvá lomová plocha; b – navetraná plocha, orientovaná kolmo na vrstvitosť.

ky 45 m) smerom dole (do hĺbky 115 m) približne takúto hrúbku (tenké, niekoľko decimetrov hrubé polohy subfácií sú zanedbané, hrúbka je zaokrúhlená na 0,5 m): 2,5 m kremence, 1 m ílovce, 1 m kremence, 1 m ílovce, 2 m kremence, 3 m striedanie ílovcov a kremencov, 4 m kremence, 2,5 m striedanie ílovcov a kremencov, 3,5 m kremence, 1 m ílovce, 3 m kremence, 3 m striedanie ílovcov a kremencov, 17 m kremence, 2 m ílovce, 1 m kremence, 1,5 m ílovce, 6 m kremence, 1 m ílovce, 0,5 m kremence. Z toho kremence tvoria celkovo asi 40,5 m, ílovce asi 7,5 m, striedanie týchto fácií asi 8,5 m, celkovo je to asi 56,5 m (všetko v pravej hrúbke).

Polohy kremencov tvorí hrubovrstvovitý sediment. Hrúbka vrstiev severne od Kozla na hrebeni východne od Črchlenice sa pohybuje v rozmedzí 10 – 20 – 50 cm, medzi Jabradným a Pod Jabraňom sa striedajú tenšie, 5 – 20 cm hrubé vrstvy s vrstvami hrubými 70 – 120 cm a na Kamennom diele hrúbka vrstiev presahuje 1 m.

Kremence bielosivej, svetlosivej a zelenosivej farby sú miestami jemnozrnnejšie (stredno- až hrubozrné pieskovce), prevažne sú však hrubozrné (hrubozrné pieskovce) až drobnozrné zlepenice so zrnami kremeňa s veľkosťou do 4 mm, s voľne rozptýlenými obliakmi s veľkosťou niekoľko centimetrov uloženými v základnej hmote, inde s vysokým podielom obliakov tejto veľkosti), s častými polohami zlepeníc (s obliakmi kremeňa veľkými bežne do 4 cm, zriedkavejšie do 10 cm). Pomer obliakov a základnej hmoty sa mení, v extrémnych prípadoch sa obliaky vzájomne opierajú a základná hmota výplňa len zvyšné priestory. Klastický materiál v kremencoch (materiál základnej hmoty aj materiál obliakov) je tvorený kremeňom (prevažne bielym, bežne ružovým, zriedkavejšie sivým), ojedinele aj iným materiálom (ojedinele červené silicity). Klastický materiál je nevytriedený a zle opracovaný. Miestami obsahuje klasty karbonátov. Hornina je nezriedka pórovitá.

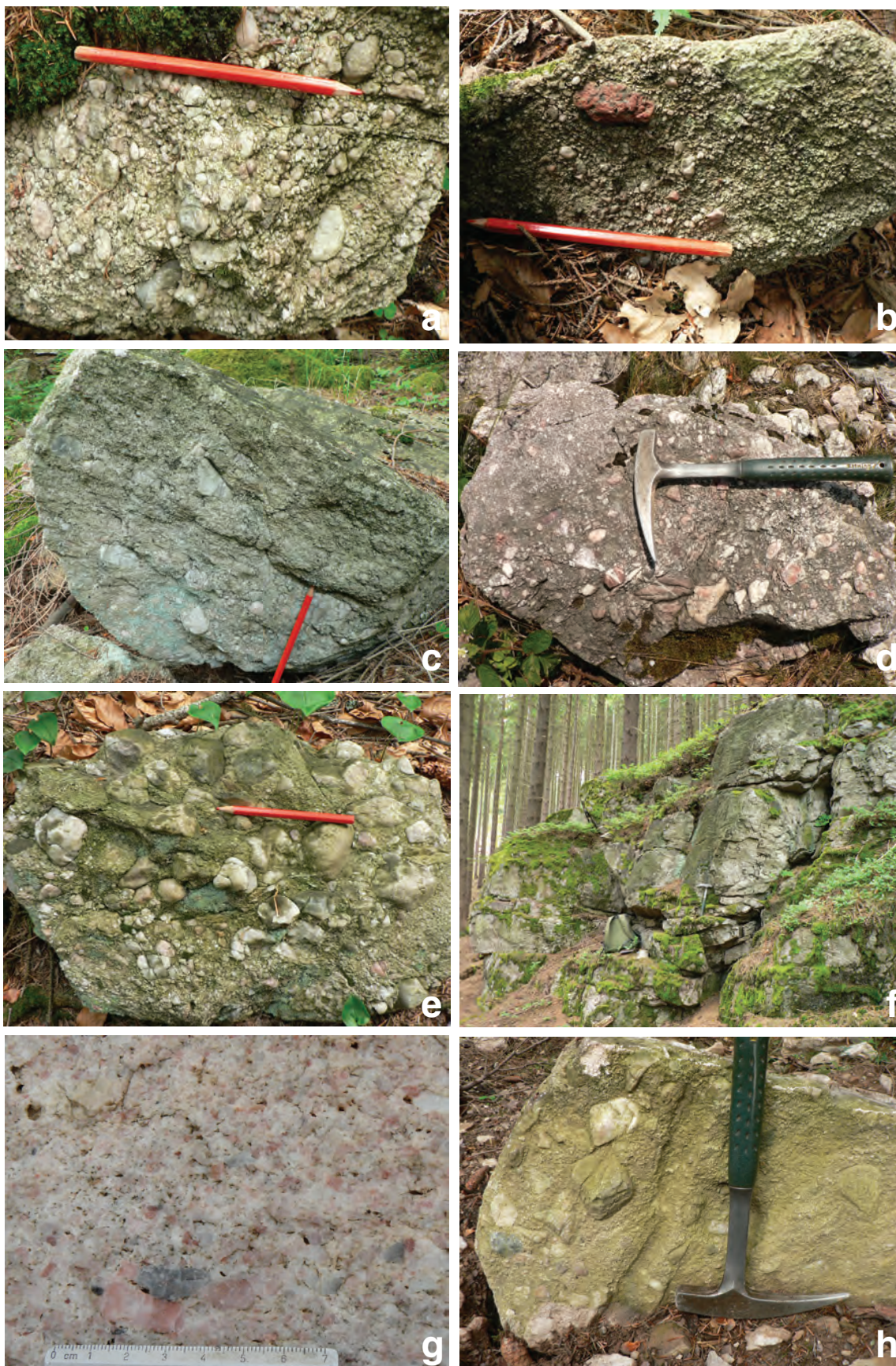
Svetlé kremence sú v slede Kozla zriedkavejšie sprádzané aj červenofialovými ílovitými jemnozrnými sľudnatými, väčšinou laminovanými kremennými pieskovecami (striedajú sa laminy piesku a ílu, hrúbka lamín je 1 mm). Pieskovce zriedkavo obsahujú aj drobné opracované zrná karbonátov okrovej farby (dedolomity).

V porovnaní s kremencami spodného triasu tatrika sledu Kozla aj tatrika vystupujúceho pod Čipčím sú kremence karpatského keuperu sledu Kozla: a) menej kompaktné, často až porózne, b) menej zrelšie a menej vytriedenejšie, c) hrubozrnnejšie (často až zlepenice), d) opracovanie obliakov v nich je nižšie, e) majú väčšiu hrúbku vrstiev, f) v karpatskom keuperi sa fácie kremencov a pestrých ílovcov mnohonásobne nad sebou striedajú, no v spodnom triase sú tieto fácie oddelené (lúžňanské kremence sú v spodnej časti sledu a pestré červené ílovce „verfěnských vrstiev“ sú vo vyššej časti sledu); g) neobsahujú klasty čiernych (?devónskych) sedimentov (?metapelitov).

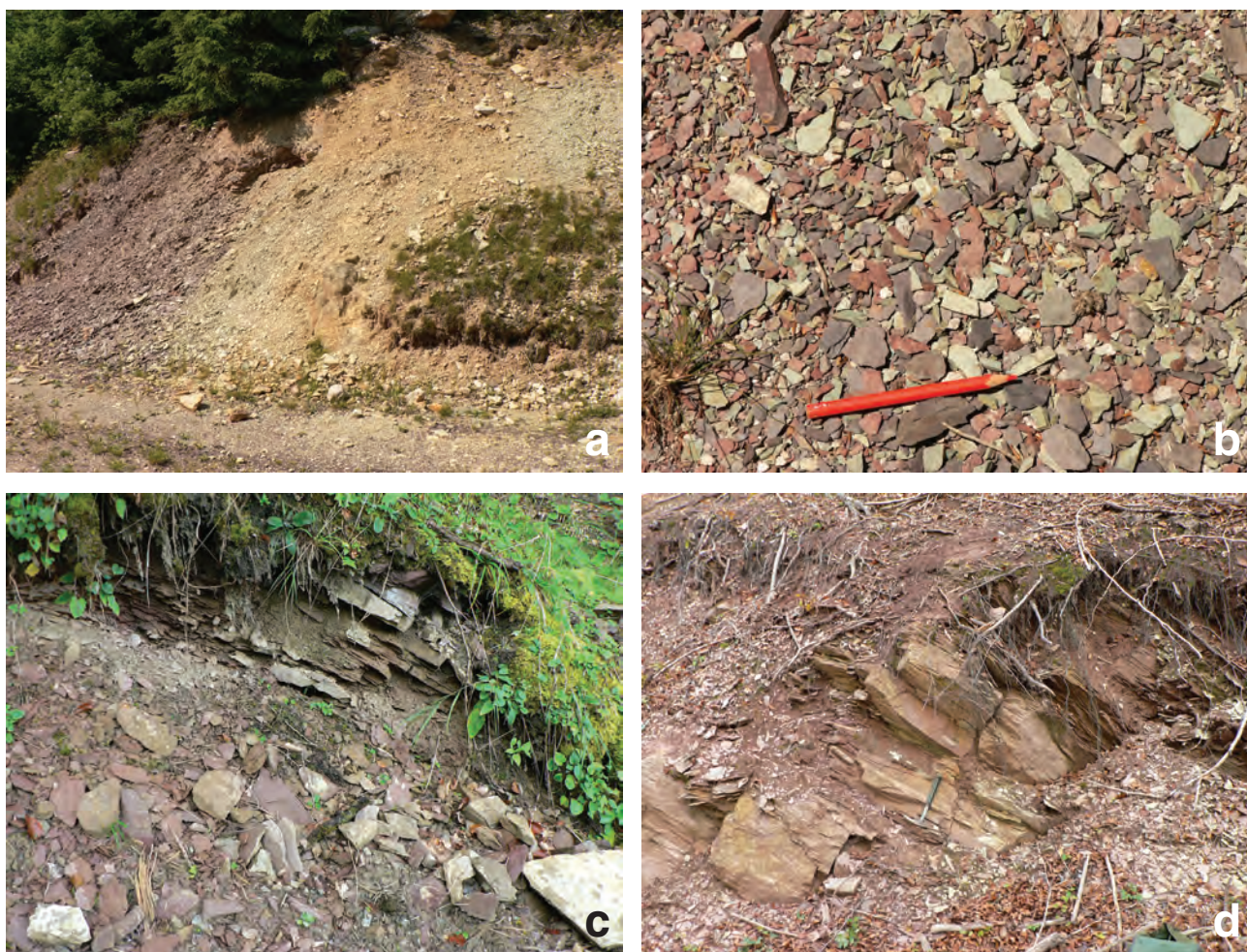
c4) *pestré (červenofialové, sivozelené, okrové, sivé) ílovce* (obr. 14)

Ílovce, prachovce a piesčité ílovce (bridlice) pestrých farieb (žltosivé, okrové, tehlovočervené, červené, červenofialové, fialovočervené, fialové, sivočervené, sivozelené a jablčkovo zelené), prevažne však červených až fialových odtieňov (často s jablčkovo zelenými škvrkami), sú sporadicky sľudnaté. Sčasti sa teda vymykajú z pravidla zaužívaného v praxi, že na základe neprítomnosti sľudy ich možno dobre odlišiť od veľmi podobných spodnotriasových verfěnských bridlíc.

Ako sme už uviedli, odhadnúť hrúbku polôh jednotlivých subfácií (kremencov a ílovcov) v teréne (na povrchu) je prakticky nemožné. Ílovce spravidla tvoria polohy hrubé niekoľko metrov striedajúce sa s kremennými pieskovecami (kremencami) až kremennými zlepenicami. Vo vrte MFG-1 sa zistilo, že tak je to v strednej časti prevrätaného sledu (v hĺbkovom intervale 45 – 115 m, pravá hrúbka asi 56,5 m). V tomto intervale sa striedajú ílovce s kremencami, ale tvoria pomerne menšiu časť tohto intervalu a aj hrúbka polôh ílovcov je v nej menšia ako hrúbka polôh kremencov. Približná pravá hrúbka polôh ílovcov v tomto intervale je uvedená pri opise subfácie c3. Vrchnú a spodnú časť sledu (vo vrte MFG-1) tvoria dve mohutné polohy ílovcov: v hĺbkovom intervale 14 – 45 m majú pravú hrúbku asi 21 m a v hĺbkovom intervale 115 až 145,6 m majú pravú hrúbku asi 18,5 m.



Obr. 13. Kremence (hrubo zrnne pieskovce s obliakmi štrkovej kategórie, miestami až zlepenec) karpatského keuperu kozolskej sukcesie (subfácia c3): a – h – dokumentujú hrubo zrnnosť horniny, monomiktne petrografické zloženie kremenných zlepenecov (obliaky aj základnú hmotu v zásade tvorí len kremeň, ojedinele sa vyskytuje klast červeného ryolitu; b – nízka štruktúrna zrelosť a opracovanie klastov; g – typický litotyp zlepenecov karpatského keuperu, svetločervený a sivý kremeň, materiál je štruktúrne nevytriedený a tvorený predovšetkým kremeňom, vzorka pochádza z úlomkovej sutiny z okolia Kamenného dielu (Kamenná Poruba).



Obr. 14. Pestré ílovce karpatského keuperu kozolskej sukcesie (subfácia c4): a – umelý odkryv – zárez lesnej cesty na južných svahoch Kopanej; b – úlomky pestrých ílovcov rôznych farieb na južných svahoch Čipčie; c – d – odkryvy v ílovcoch v záreze lesnej cesty na severných svahoch Kozla.

d) *horizonty klastických karbonátov (pseudopizolitov) a voľne rozptýlené klasty karbonátov* (obr. 15)

Horizonty klastických karbonátov (pseudopizolitov) sa vyskytujú najmä v údolí Porubského potoka na úpätí severných svahov doliny. Klasty veľkostnej frakcie hrubozrnného piesku až drobnozrnného zlepenca (do 1 cm) sú nedokonale opracované. Na rezoch klastami často možno pozorovať Liesegangove prstence svedčiace o zvetrávaní v aeróbných podmienkach. Klasty sú z červenofialového ílovitého, pravdepodobne sladkovodného vápenca a zo žltého a zelenosivého keuperského dolomitu. Zrná klastov sú v sedimente opreté o seba, základná hmota chýba. Horizonty karbonátových klastov sú uložené v ílovcoch. Klasty často zvetrávajú a zostávajú po nich len dutinky.

V pestrých ílovcoch sa vyskytujú (napr. na Kamennom diele južne od Kamennej Poruby) aj horizonty voľne rozptýlených neopracovaných klastov karbonátov (dolomitov).

Lias

Spodná jura v priestore sedimentácie sledu Kozla je obdobím postupného prechodu od okrajovej kontinentálnej sedimentácie grestenských vrstiev (nadväzujúcej na kra-

jovú kontinentálnu sedimentáciu karpatského keuperu, resp. na kontinentálny vývoj bez sedimentácie počas rétu) k morskej sedimentácii súvrstvia Slávikovej doliny. Je to teda postupný prechod od siliciklastickej (?deltovej) sedimentácie k morskej karbonátovej hlbokovodnejšej sedimentácii (pravdepodobne k sedimentácii allgäuskeho súvrstvia).

Grestenské vrstvy [žltosivé ílovce; sivé piesčité ílovce; ílovce, ílovité kremenné pieskovce, kremenné pieskovce – drobnozrnné zlepenca (kremence), vápnité ílovce; spodnejší lias]

Sedimenty grestenských vrstiev vystupujú v najjužnejšej časti rozšírenia kozolskej sukcesie južne od Kamennej Poruby (v úzkom pruhu v priestore južne od Kamenného diela a severne od kóty Sokol), najväčšie rozšírenie dosahujú na úpätí pohoria medzi Kamennou Porubou a Kuneradom a vystupujú aj v severnej časti rozšírenia sledu Kozla v širokom okolí Turia (v Turskej doline a na južných svahoch kóty Čipčie).

Vo všetkých uvedených priestoroch v podloží sedimentov grestenských vrstiev vystupujú sedimenty karpatského keuperu sledu Kozla. V nadloží najjužnejšieho z uvedených výskytov na úpätí kóty Sokol leží d'určinská sukcesia fat-

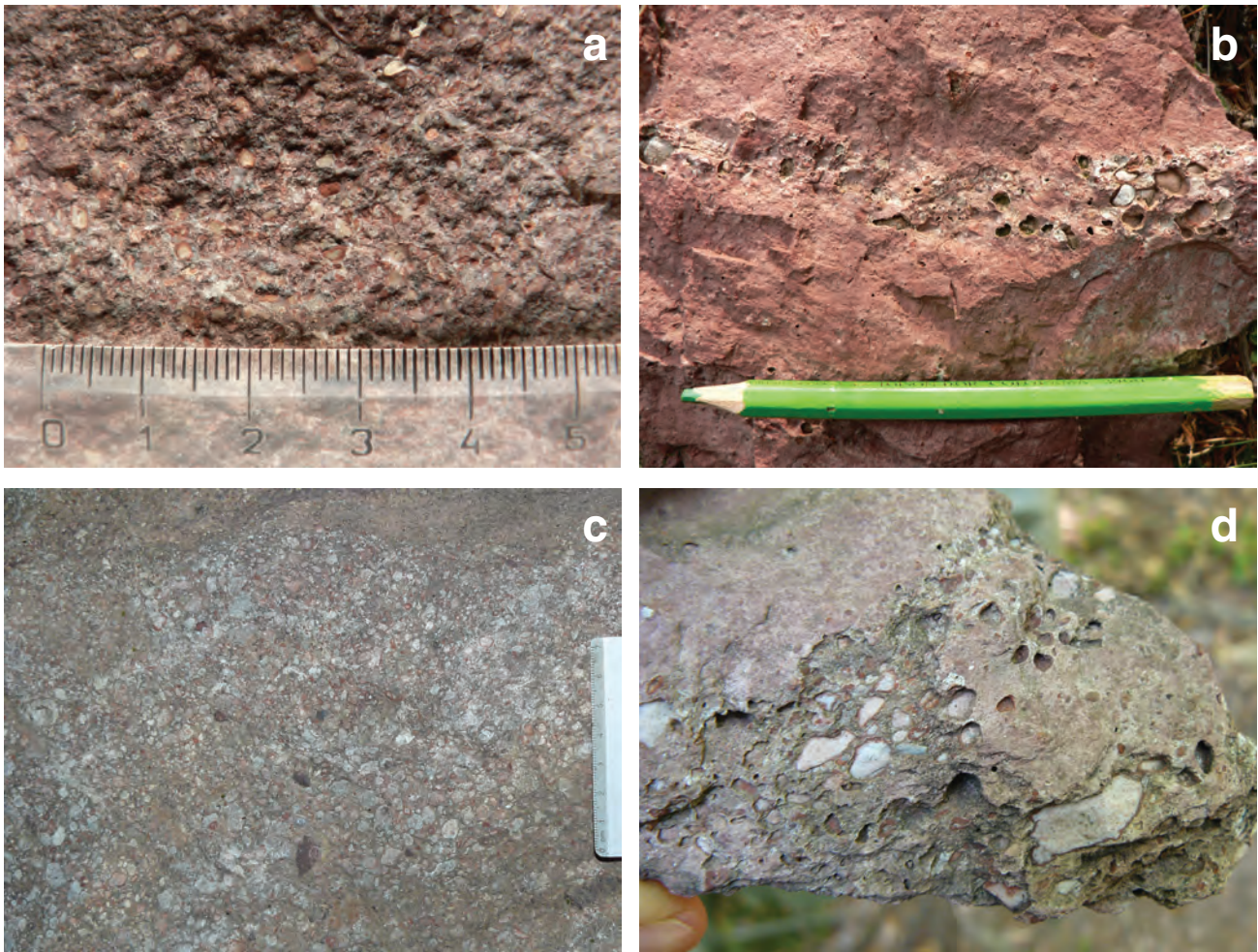
rika. V nadloží telesa ležiaceho medzi Kamennou Porubou a Kuneradom ležia sedimenty stredného triasu (gutensteinské vápence a ramsauské dolomity) patriace k sledu vyššej tektonickej jednotky (vyššej ako sled Kozla), nebolo však možné určiť, či fatrika alebo hronika. Na severe (pri Kunerade) je toto teleso grestenských vrstiev v tektonickom (zlomovom) kontakte so sedimentmi permu, v malom rozsahu aj so sedimentmi spodného triasu sledu Kozla. Oproti sedimentárnej výplni Rajeckej kotliny je teleso obmedzené zlomom poklesového charakteru. V Turskej doline (v okolí bývalého liečebného ústavu) severne od potoka nie je nadložie grestenských vrstiev známe, pretože teleso je obmedzené zlomami, južne od potoka v jeho nadloží ležia sedimenty spodného triasu zliechovskej sukcesie fatrika. Na južných svahoch Čipčia sú grestenské vrstvy od sedimentov stredného triasu zliechovskej sukcesie fatrika oddelené zlomom v.-z. priebehu, takže ich nadložie nemožno pozorovať. Je však veľmi pravdepodobné, že ním sú tie isté sedimenty spodného triasu fatrika, ktoré vystupujú na východnom svahu Čipčia.

Z okolia obce Turie poznal tento súbor hornín už Stur (1860). Zaradil ho k *Rothliegende* (červenej jalovine). Keďže však písal o „... sivej, tu sa vyskytujúcej ilovitej bridlici, ktorá sa miestami strieda so svetlosivými kremenami“, je oveľa pravdepodobnejšie, že súbor hornín, ktorý opísal, patrí ku grestenským vrstvám, prípadne k vyššiemu súvrstviu. Podľa Stura (l. c.) „S touto ilovitou bridlicou sa zoznámime ešte v Kuneradskom údolí. ... Na pravej strane Kuneradskeho údolia... pri vchode do údolia... sa viackrát strieda kremenec so sivou ilovitou bridlicou. V tejto ilovitej bridlici som našiel už častejšie spomínané zvyšky *Anarthrocanna deliquescens* GÖPP (UNGER).“⁴⁵ Uhlig (1902) sedimenty pri Kunerade, ktoré vyčlenil Stur (1860), zaradil k „horizontu lunzského pieskovca a reingrabenských bridlic“. Argumentoval takto: „Podľa povahy týchto vrstiev a ich uloženia v oblasti triasového dolomitu sotva možno pochybovať o tom, že tu je nivó lunzského pieskovca a reingrabenských bridlic, v žiadnom prípade ale permský pieskovec.“ Z jeho formulácie na s. 521, že „Vrstvy... pozostávajú z modravošedých, žltavo alebo hnedavo zvetrávajúcich na sliedu bohatých čiastočne piesčitých, čiastočne ilovitých bridlic, v striedavom uložení so šedými strednozrnnými kemitými pieskovecami, ktoré raz tvoria tenké polohy, raz môžu napučnúť až na 1,5 m. Výrazné zvyšky rastlín som v nich nemohol nájsť, len malé roztrhané zuholnatené čiastočky“ možno usúdiť, že k lunzu

⁴⁵Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1944, s. 13 – 14) podáva ďalšie informácie o tomto náleze v Kuneradskom údolí: „STUR... neskoršie zistil jej identitu s *Calamites leioderma* GUTBIER, porovn. JUNGMA NS (1915, pg. 305), formou to uvádzanou z permu mnohých krajín. Podľa JUNGMA NS (1915, pg. 306) ale nejde asi o samostatný druh, lebo dobre zachované vyobrazené kusy by patrili k forme v mladšom paleozoiku (westfal – perm) veľmi rozšírenej, a to forme *Calamites cisti* BGT. (viď JUNGMA NS, 1915, pg. 237). Pozdejšie o veci uvažoval V. UHLIG (1902) a vyslovil názor, že tieto zbytky nepochádzajú vôbec z permských vrstiev, ale vraj z lunzských vrstiev vrchného triasu. Preto celú otázku nálezu rastlín v kuneradskej doline môžeme považovať za otvorenú. Preto, že v tom čase tie vrstvy, ktoré dnes počítame k permu, neodlišovali od spodnotriasových kremenecov ako aj od t. zv. werfenských vrstiev s melafýrmi (N. Tatry), stal sa tento nálež rozhodujúcim pre určenie veku ostatných útvarov. No, spodnotriasový vek prvých je skoro istý súdiac z úložných pomerov, – druhých aj z nájdenej tam fauny.“

zaradil sedimenty, ktoré sú v našej práci zaradené k jure. V súčasnosti sú tu v jure odlišené dve litostratigrafické jednotky: grestenské vrstvy a súvrstvie Slávikovej doliny. Sturov (1860) aj Uhligov (1902) opis obsahuje znaky oboch jednotiek (ílovce – súvrstvie Slávikovej doliny, pieskovce a kremence – grestenské vrstvy). Na základe ich opisu je problematické rozhodnúť, z ktorej litostratigrafickej jednotky pochádza Sturov (1860) nález *Anarthrocanna deliquescens* GÖPP (UNGER). Na mieste jej nálezu (vstup do doliny) podľa našej mapy vystupuje súvrstvie Slávikovej doliny v susedstve grestenských vrstiev. Horniny vystupujúce v doline Kuneradskeho potoka k lunzskému pieskovcu zaradil aj Uhlig, 1903, s. 735). Súčasne Sturov (1860) nájdenú *Anarthrocanna deliquescens* GÖPP (UNGER) preradil z permu do lunzu. Tento súbor hornín („... chaoticky zvrátnený komplex vápence, pieskovca a šedých bridlic... sú to tmavošedé, čierne ílovité bridlice, šedé alebo zelenkavošedé, na sliedu bohaté ílovité bridlice, ktoré s medzivložkami hrdzavohnedo zvetrávajúcich, tmavošedých, tvrdých kalcitovými a kremennými žilami preniknutých vápencov, ktoré v malých hniezdach alebo prerušených pruhoch aj obsahujú pyritové zrná. Opakovane v 1 – 2 m hrúbke vložené vápence, ktoré obsahujú veľmi mnohé, bližšie neurčiteľné fosilie – *Avicula*, *Placunopsis*? – silno piesčité a prechádzajú do tvrdých vápenatých, šedých, kemitých pieskovcov, v ktorom prípade sú podobné až k zámene grestenským vápenatým pieskovcom. Aj tieto obsahujú ešte zriedkavé zvyšky skamenelín. V podobnom vývine, ale v oveľa menšom rozšírení vystupuje táto séria vrstiev aj na úpätí ľavého svahu Turskej doliny, kde podobne ako pri Kunerade bezprostredne sa stýkajú s permkými vrstvami.“) bol zo vstupu do doliny Kuneradskeho potoka známy už Vighovi (1934⁴⁶, s. 272). Napriek tomu, že konštatoval ich veľkú podobnosť s grestenskými vrstvami, v zhode s Uhligom (1902, 1903) ich zaradil k lunzským vrstvám. Na základe toho, že ku komplexu zaradil aj vápence, je pravdepodobné, že sem (podobne ako Stur, 1860, a Uhlig, 1902) zahrnul aj horniny, ktoré neskôr Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) kartograficky znázornil pod označením grestenské vrstvy, t. j. horniny, ktoré neskôr Rakús a Hók (2002, 2003) premenovali na súvrstvie Slávikovej doliny. Matějka (1926, obr. I) nad sedlom medzi Ostrou a Čipčím tieto horniny znázornil v reze (hoci na s. 331 konštatuje, že na južnom svahu Čipčia chýbajú) a zaradil ich k reingrabenským bridliciam. Sú podľa neho súčasťou prevráteného sledu spodného subatranského príkrovu. „Tmavé ílovité bridlice s pieskovcovými vložkami“ pozoroval aj pod dolomitmi (čo malo ukazovať prevrátený sled) na východnom svahu Čipčia. Upozornil, že ide o horniny, v ktorých Stur (1860) pri Kunerade našiel *Calamites leioderma* (*Anarthrocanna deliquescens* GÖPPERT). Matějka (in Kompánek, 1934) ich na východnom svahu Čipčia považoval za vrchnotriasové bridlice a pieskovce, opísal ich (l. c., s. 43) ako „vrchnotriasové tmavé bridlice“. Aj Matějka charakteristika pripúšťa, že časť hornín môže patriť ku grestenským vrstvám a časť k súvrstviu Slávikovej doliny. Podľa Mišíka (1956, s. 11) v dolomitoch v lome pri Kunerade vystupujú

⁴⁶správa za rok 1918



Obr. 15. Klastické karbonáty karpatského keuperu (subfácia d): a – z úpätia Kopanej v údolí Porubského potoka; c – charakteristická subfácia karpatského keuperu z oblasti Malej Fatry, materiál je opracovaný a okrem karbonátových klastov je tu prítomný aj kremeň, rohovce a množstvo pestrých hnedočervených klastov, časť z nich má typické hnedočervené lemy okolo klastov, niektoré zrejme pozostávajú z piesčitého materiálu (redeponované úlomky pieskovcov) (lokalita sz. od k. Polomec). Voľne rozptýlené klasty karbonátov v pestrých ílovcoch kapratského keuperu kozolskej sukcesie (subfácia d): b – Kamenný diel pri Kamennej Porube; d – detail červených lemov karbonátových klastov v dolomitckej piesčitej hmote (lokalita 545 m n. m., dolina Porubského potoka).

lunzské vrstvy. Tvoria v nich niekoľkometrovú vložku čiernych ílovitých bridlic bez obsahu CaCO_3 s asi 3 m hrubou vložkou pieskovcov, ktoré miestami majú charakter kremencov. Výskyt lunzských vrstiev na tejto lokalite sa nepotvrdil. Ako sme už uviedli, horniny, ktoré opísal Mišík (l. c.), pravdepodobne patria ku grestenským vrstvám, resp. k súvrstviu Slávikovej doliny. Rakús (1973a, príloha tektonická mapa; 1973b, príloha 13, 14) a Molnárová (1973) sedimenty tu považované za grestenské vrstvy včlenili do permu, resp. do spodného triasu tatrika. To isté urobili Vozárová a Vozár (1983, s. 30 – geologická mapa; 1988, geologická mapa), ale s tým rozdielom, že časť sedimentov vystupujúcich južne od Kuneredu, pri ktorých predpokladali spodnotriasový vek, zaradili do hronika. Rakús (in Rakús et al., 1993) sedimenty, ktoré sa tu považujú za grestenské vrstvy, včlenil do spodného triasu tatrika. Rakús a Hók (2002, 2003) ich včlenili do spodného triasu (sčasti aj do permu) d'určinskej sekvencie.

Ku grestenským vrstvám sú tu zaradené siliciklastické sedimenty prevažne pieskovcovej, resp. drobnozlepencovo-kremencovej fácie (psamity až psefity), ktoré boli doteraz začleňované do podložných facií, pôvodne do permu

(Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1943, 1944, 1946), neskôr do spodného triasu (napr. Rakús in Rakús et al., 1993). Sedimenty permu a spodného triasu však podľa našej mapy v týchto miestach nevystupujú. Ich miesto na novších mapách zaujali mladšie sedimenty. Najprv to síce boli sedimenty spodného triasu, na našej mape sú to však sedimenty karpatského keuperu a sedimenty grestenských vrstiev vystupujúce v ich nadloží. Obe súvrstvia majú siliciklastický terestrický charakter, napriek tomu sa pomerne zreteľne odlišujú. Pestré (prevažne červenofialové) sedimenty karpatského keuperu boli nahradené monotónnejšími, prevažne sivými až čiernosivými sedimentmi grestenských vrstiev.

Sedimentácia grestenských vrstiev, tak ako na mnohých miestach centrálnych Západných Karpát sedimentácia karpatského keuperu, sa začala žltosivými ílovcami (bridlicami) (a). Vyššie nasledujú: b) sivé piesčité ílovce, c) ílovce, ílovité kremenné pieskovce a kremenné pieskovce – drobnozrnné zlepenca (kremence). Tieto tri litofácie člena c) budú opísané samostatne ako: c1) tenšie vrstvomité ílovité kremenné pieskovce, jemno- až strednozrnné, c2) hrubovrstvomité hrubozrnné kremenné pieskovce až drobnozrnné zlepenca (kremence), c3) ílovce, ktoré sporadicky

prevrstvujú obe predchádzajúce fácie. Sedimentačný cyklus teda začínajú pelitické sedimenty subfácie a), ktoré cez peliticko-psamitické sedimenty subfácie b) rýchlo prechádzajú do psamiticko-psefitických sedimentov subfácií c1 a c2, tvoriacich podstatnú masu grestenských vrstiev.

a) *Žltosivé ílovce (bridlice)* (obr. 16)

Tvoria málo hrubý, ale nápadný horizont začínajúci nový sedimentačný cyklus. Je možné ich pozorovať južne od Kuneradu (od lokality Pod Kútmi na sz. svahoch Kopanej, odkiaľ ich cez Hluchú dolinu možno sledovať až na hrebeň Jabradného) a jv. od Turia (v sedle medzi Čipčím a Ostrou).

Sú to žlté až okrové, resp. žltosivo-béžové, ba až zelenkavé ílovce a piesčité ílovce so sporadicky sa vyskytujúcimi litoklastami karbonátov s veľkosťou niekoľko milimetrov. Zriedkavo v nich možno pozorovať klastickú sľudu. Pri makroskopickom pozorovaní sa nezistilo, či obsahujú kremeň. Sú pomerne ťažko odlišiteľné od ílovcov karpatského keuperu. Do grestenských vrstiev boli zaradené aj na základe toho, že v ich podloží vystupujú rôzne fácie karpatského keuperu, čo je asi spôsobené erozívnym zrezom. Naň potom plošne nastupujú žltosivé ílovce nového sedimentačného cyklu. Ílovce dosahujú malú hrúbku.

b) *Sivé piesčité ílovce* (obr. 17)

Šošovkovité telesá tejto subfácie boli vyčlenené len na sz. svahoch Kopanej a v Turskej doline na úpätiach južne od bývalého liečebného ústavu.

Tvoria ich žltosivohnedé, tmavé modrosivé až čiernosivé šmuhané až škvrnité piesčité ílovce prechádzajúce do kremenných pieskovcov. Zriedkavo sa striedajú s polohami čiernych kompaktných ílovcov. Sivé piesčité ílovce dosahujú len malú hrúbku.

c) *Ílovce, ílovité kremenné pieskovce a kremenné pieskovce – drobnozrnné zlepence (kremence)*

Horniny tohto súboru subfácií vystupujú na severných úpätiach kóty Sokol (južne od Kamenného dielu pri Kamennej Porube), tvoria hrubé teleso vystupujúce na úpäti pohoria v priestore medzi horným koncom Kamennej Poruby a horným koncom Kuneradu a vystupujú aj v severnej časti pohoria jv. od Turia, kde ich z Turskej doliny možno po východných a južných svahoch Čipčia smerom na západ sledovať až k úpätiu pohoria (k starej opustenej horárni, v súčasnosti už zrútenej a nahradenej novou väčšou stavbou).

V celej časti sledu grestenských vrstiev tvorenej fáciami zhrnutými pod c), t. j. hlavne psamitmi a psefitmi, menej pelitmi, sa fácie mnohonásobne striedajú. Lokálne možno pozorovať prechody (smerom do nadložia) od hrubozrnných pieskovcov do jemnozrnných, ale aj z jemnozrnných pieskovcov do ílovcov (cyklická sedimentácia). Tieto fácie (c) tvoria podstatnú časť grestenských vrstiev. Hrúbku jednotlivých polôh subfácií alebo ich pomerné zastúpenie v slede pre nedostatok odkryvov nemožno odhadnúť.

c1) *Ílovité kremenné pieskovce* (obr. 18)

Jemnozrnné až strednozrnné (zriedkavo aj hrubozrnné) ílovité sľudnaté kremenné pieskovce zelenosivej, hnedosivej, sivohnedej a čiernosivej farby zvetrávajúce do béžova, sivohneda, hneda, hrdzava a sivozelenohrdza sú vrstvomité, s hrúbkou vrstiev 15 – 30 cm. Ich charakteristickým znakom sú hrdzavé záteky na puklinách, resp. zvetrávanie do hrdzava. Jemnozrnné pieskovce sú paralelne laminované, často s modročiernosivými až hnedými šmuhami, resp. so šmuhovitou lamináciou (strednozrnné, resp. hrubozrnné pieskovce tohto súboru hornín sú bez týchto sedimentárnych textúr). Pieskovce obsahujú závalky čiernych ílovcov. Najmä jemnozrnné pieskovce sa podobajú na pieskovce lunzských vrstiev. V celej hrúbke v nich vystupujú tenké horizonty (neboli pozorované na odkryvoch, vyskytujú sa len ich platničkovité úlomky) sivočiernych kompaktných, dobre spevnených ílovcov/bridlic s hodvábnym leskom (tie asi odzrkadľujú prostredie sedimentácie, do ktorého sú pieskovce naplavené). Vo vrchnej časti ich sledu na prechode do súvrstvia Slávikovej doliny na vrchnej strane pieskovcových vrstiev boli pozorované „nalepené“ čierne ílovce. Zriedkavo sa spolu s pieskovcami vyskytujú aj sivozelené sľudnaté šmuhovité ílovce s hrdzavými zátekmi.

c2) *Kremenné pieskovce – drobnozrnné zlepence (kremence)* (obr. 19 – 20)

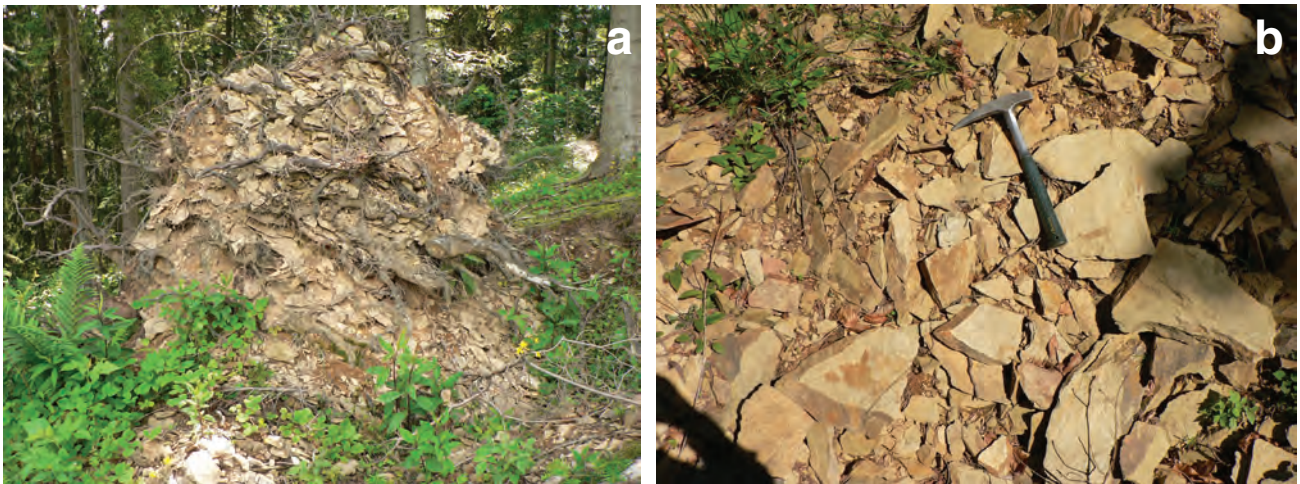
Sú to sivobiele a svetlosivé hrubozrnné hrubovrstvomité (s hrúbkou vrstiev obvykle 50 – 60 cm, ojedinele až vyše 100 cm) kremenné pieskovce až drobnozrnné zlepence (kremence), po zvetraní nadobúdajúce hrdzavé sfarbenie, koncentrované hlavne v dutinkových priestoroch. Pozostávajú temer výlučne zo slabo opracovaných zrn bieleného až svetlosivého kremeňa (vyskytujú sa aj klasty živcov s veľkosťou 2 – 3 mm a ostrohranné klasty čiernych kompaktných pelitov). Zrná s prevažnou veľkosťou 2 – 4 mm (menej až do 7 mm) sú opreté o seba, temer bez základnej hmoty. Po zvetraní sú často porózne. V niektorých vrstvách pomerne náhle, temer s ostrou hranicou smerom dohora prechádzajú do stredno- až hrubozrnných pieskovcov (obe frakcie pritom nie sú gradačne zvrstvené). Veľmi sa podobajú na biele kremence karpatského keuperu na Jabradnej, prípadne na kremence lúžňanského súvrstvia. Neobsahujú polohy hrubozrnnějších zlepenčov ani jednotlivé väčšie obliaky.

c3) *Ílovce* (obr. 21)

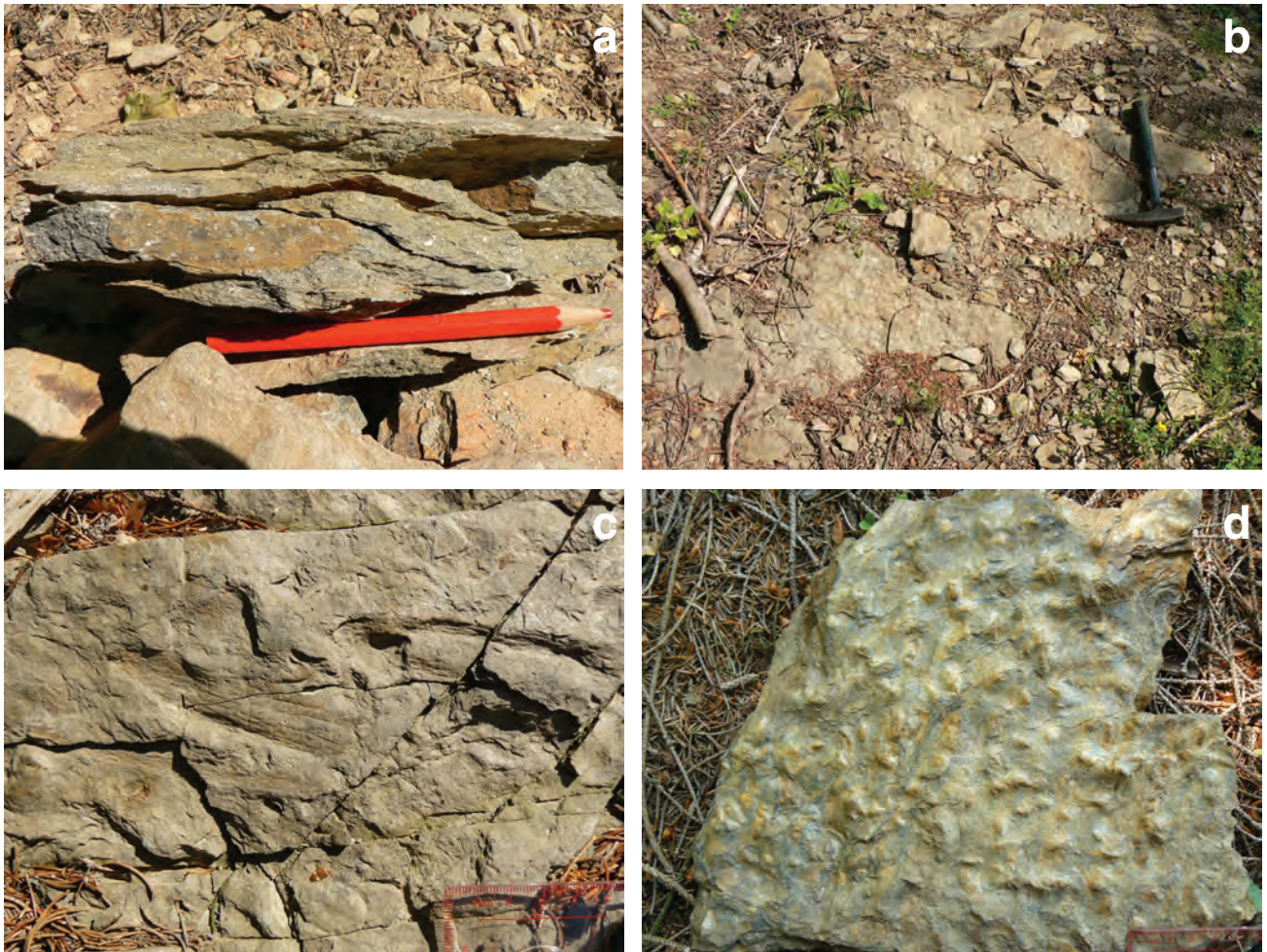
Pozorovali sme dve litofácie ílovcov: modrosivé, čiernosivé, sivohnedé, zelenosivé a žltohnedé sľudnaté šmuhovité, tenko laminované ílovce (striedanie farebných lamín) s hrdzavými zátekmi a čierne kompaktné, silne litifikované ílovce. Obe sa na povrchu vyskytujú skôr sporadicky, a hlavne čierne ílovce tvoria asi len veľmi málo hrubé horizonty (hrubé niekoľko centimetrov?). Zistili sa v priebehu celého súboru subfácií c).

Celý súbor subfácií c) má terestrický charakter. Znaký preukazujúce morské prostredie sa v ňom nezistili.

Vek grestenských vrstiev sledu Kozla sa nezistil. Možno len konštatovať, že ležia nad sedimentmi karpatského



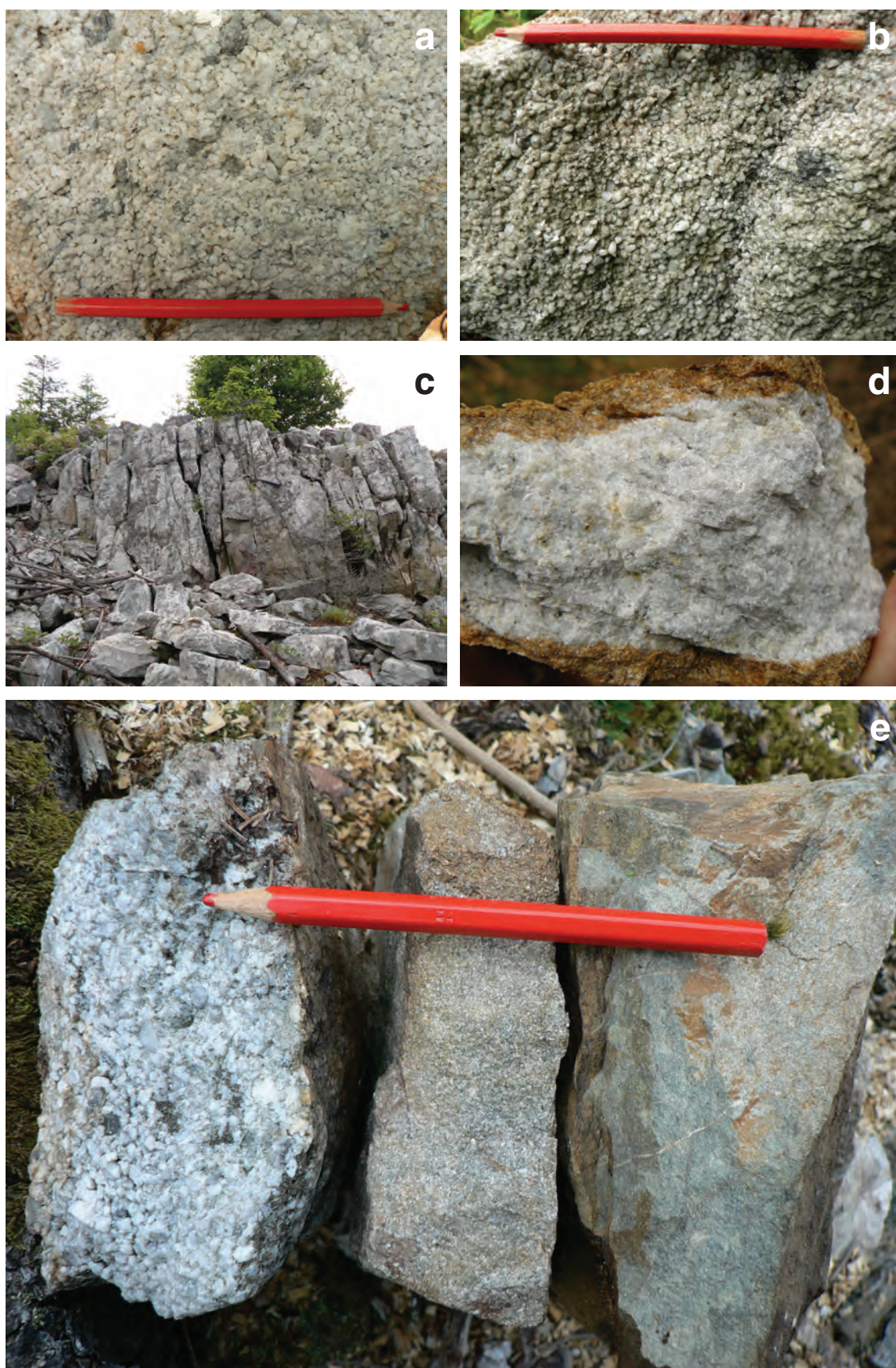
Obr. 16. Žltosivé ílovce grestenských vrstiev kozolskej sukcesie (subfácia a). Bazálna subfácia grestenských vrstiev.



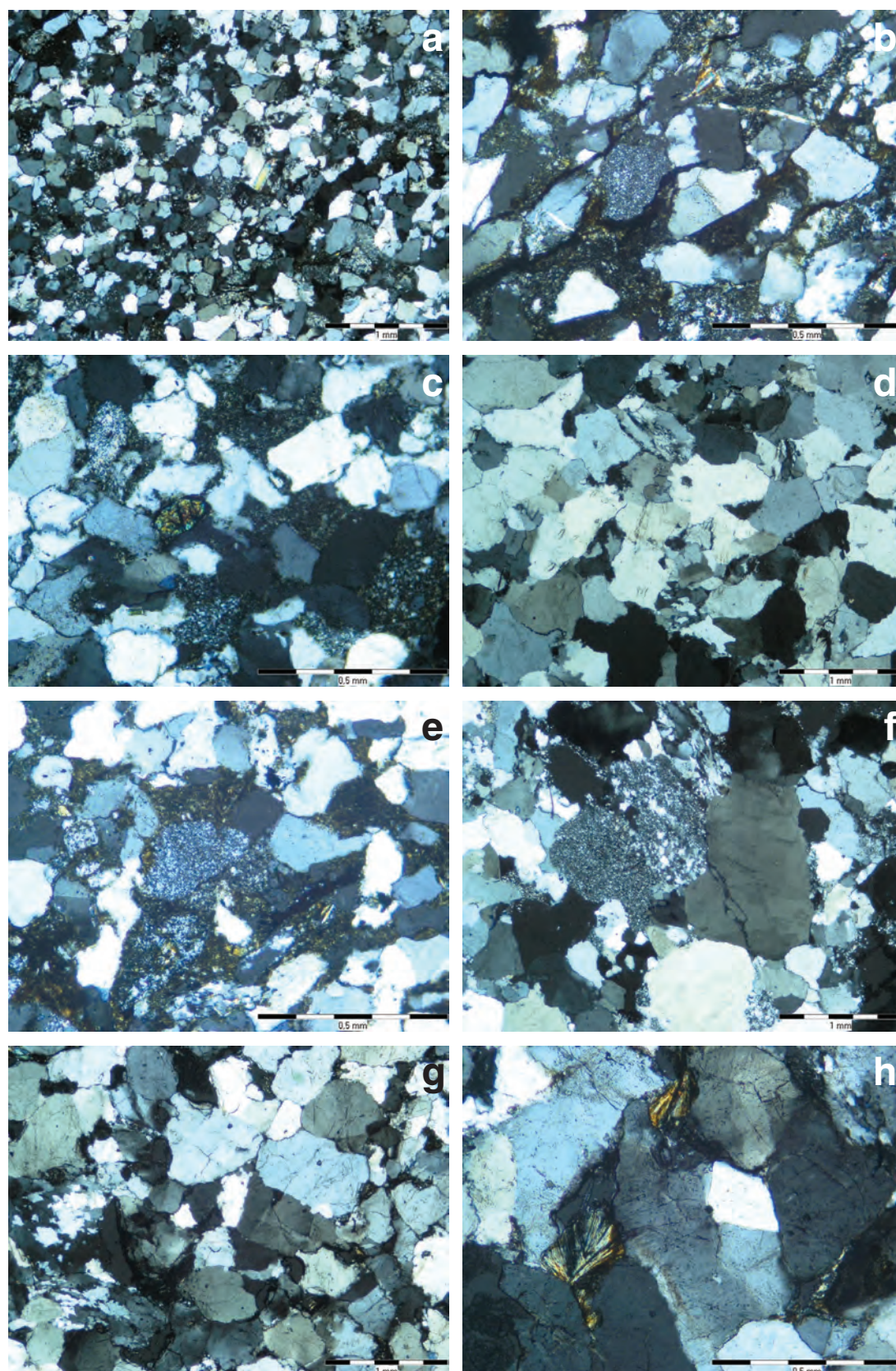
Obr. 17. Sivé piesčité ílovce grestenských vrstiev kozolskej sukcesie (subfácia b). Lesná cesta sz. od Kopanej: a – čerstvý lom (plocha orientovaná kolmo na vrstvovitosť); b – plošný výstup vrstiev; c – odlačok dreva na ploche vrstvy; d – vrstvomá plocha, na ktorej sú viditeľné stopy biogénnej činnosti, na priereze sú badateľné tmavé laminky evokujúce prítomnosť organickej prímesi (lok. Ďurišovská južne od Kuneradu).



Obr. 18. Ílovité kremenné pieskovce grestenských vrstiev kozolskej sukcesie (subfácia c1): a, e, f – zrnitosť, farba a laminácia na čerstvej lomovej ploche orientovanej kolmo na vrstvosť; b, c, d – navetraný povrch blokov pieskovcov.



Obr. 19. Kremenné pieskovce až drobnozrnné zlepenca (kremence) grestenských vrstiev kozolskej sukcesie (subfácia c2): a, b, e – dokumentuje zrnitosť, triedenie a opracovanie klastov/zfn a petrografické zloženie (kremeň, sporadicky živce); c – odkryv v kremencoch (hrubozrnné kremenné arenity), v ich nadloží a podloží sa nachádzajú jemnozrnnéjšie béžové droby a bridlice (lokalita 370 m na JV od k. Čipčie); d – typické hrdzavé záteky vznikajúce zvetrávaním; e – porovnanie jemnozrnných (vpravo) a strednozrnných (v strede) pieskovcov grestenských vrstiev (subfácia c1) s drobnozrnnými zlepenkami grestenských vrstiev (subfácia c2) vyskytujúcich sa spolu v sutine na úpätí kóty Sokol.



Obr. 20. Fotodokumentácia spodnoliasových kremenných arenitov „grestenského súvrstvia“ z lokality južne od Kuneradu, Ďurišovská – Pod Jabraňom: a – šmuhovaný (laminovaný) zelenosivý strednozrnný kremenný arenit, dobre vytriedený kremenný detrit s ojedinelým klastickým muskovitom; b – detail opracovania klastického detritu, reprezentovaného najmä kremeňom, v menšom množstve sa vyskytuje pravdepodobne úlomkový detrit acidných vulkanických hornín, pravdepodobne ryolitov; c – pomerne častým zjavom v strednozrnnom kremenci je klastický zirkón; d – strednozrnný sivobiely kremenec bez ílovitého matrixu; e – uprostred je úlomok devitrifikovaného vulkanického skla, v medzizrnovom priestore je vyvinutý ?chloritový matrix medovohnedej farby; f – úlomok devitrifikovaného ?vulkanického skla, lok. jv. od k. Čipčie, sedlo; g – variabilný kremeň, vo veľmi malom množstve je v medzizrnovom priestore ílovitý matrix; h – radiálne lúčovité kryštály ?chloritu v medzizrnovom priestore kremenného arenitu.



Obr. 21. Ílovce grestenských vrstiev kozolskej sukcesie (subfácia c3) tvoria malé odkryvy v erozívnej ryhe v spodnej časti Hlučej doliny.

keuperu (po hiáte v réte) a pod sedimentmi súvrstvia Slávikovej doliny.

V tejto pozícii vo vrstvomom slede vystupujú v podstatnej časti priestoru tatrika sedimenty kopienecých vrstiev, ktorých sedimentačný priestor siaha aj do fatrika. Vzniká tak otázka, či opísané sedimenty možno zaradiť k tejto litostratigrafickej jednotke. Kopienecé vrstvy sú tvorené siliciklastickými sedimentmi (ílovcami a pieskovicami) podobnej povahy, ibaže zreteľne jemnozrnnejšie (pieskovce kopienecých vrstiev možno pomerne dobre porovnať s litofáciou c1, tu zaradenou ku grestenským vrstvám). Nemožno pochybovať o tom, že sedimenty grestenských a kopienecých vrstiev na seba laterálne nadväzujú. Sedimenty grestenských vrstiev sú pritom hrubozrnnejšie, sú proximálnejšou fáciou vyskytujúcou sa len v obmedzenej časti tatrika, v jeho externej časti (v Lúčanskej Fatre). Podobné sedimenty sa vyskytujú aj vo Vysokých Tatrách a Belianskych Tatrách – známe sú ako babošský alebo pisanský kremenec (Fusán a Samuel in Samuel et al., 1988; Andrusov in Andrusov a Samuel et al., 1985). Typickou subfáciou kopienecých vrstiev sú však aj vápence obsahujúce detrit schránok morskej fauny, niekedy vytvárajúce lumachely. Tie určujú prostredie sedimentácie kopienecých vrstiev. V grestenských vrstvách sledu Kozla sa tieto vápence vôbec nevyskytujú. To spolu s ich proximálnejším charakterom určuje prostredie ich sedimentácie niekde na rozhraní kontinentálneho a morského vývoja. Preto bol pre opísané sedimenty zvolený názov grestenské vrstvy.

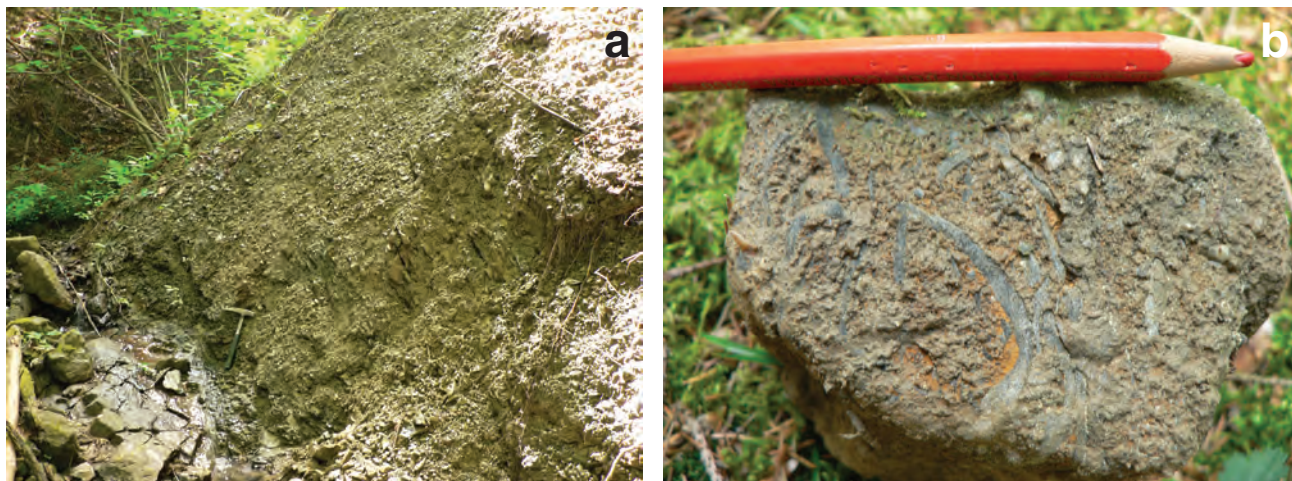
Termín grestenské vrstvy podľa Andrusova (in Andrusov et al., 1968; in Andrusov a Samuel et al., 1983) zaviedol v bradlovom pásme rakúskych Álp Hauer (1853) na označenie rôznych neritických sérií v vrstvách uhlia liasového a triasového veku (lunzske vrstvy). Spresnil ho Lipold (1863, s. 72), ktorý ho aplikoval len na lias. V Západných Karpatoch sa termín používa len v bradlovom pásme, kde zahrnuje aj vápence s morskou faunou. Vzhľadom na spätosť termínu s uhoľnými slojmi sa zdá, že vývoj sledu vystupujúceho v slede Kozla má bližšie k tomuto termínu ako k termínu kopienecé vrstvy. Thrauth (1909) podľa Andrusova (l. c.) obmedzil platnosť termínu grestenské vrstvy len na kontinentálne sedimenty s občasnými morskými transgresiami. Sedimenty zachované v slede Kozla majú najbližšie k tejto definícii.

Súvrstvie Slávikovej doliny (tmavosivé ílovce, vápence s organodetritom; vyšší lias; obr. 22)

Vystupovanie hornín tohto súvrstvia na úpätiach Lúčanskej Fatry medzi Kamennou Porubou a Kuneradom (na sz. úpätiach Kopanej a Jabradného) bolo známe už Vighovi (1934). Súvrstvie poznal ako súčasť sledu „komplexu vápence, pieskovca a šedých bridlíc“⁴⁷. Kartograficky toto súvrstvie pod názvom *grestenské vrstvy (spodný lias)* zobrazil Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946). Približne ten istý geografický priestor zaberá súvrstvie aj na mape Molnárovej (1973), Rakúsa (1973a, b), Rakúsa (in Rakús et al., 1993), Rakúsa a Hóka (2002, 2003) a tiež na našej mape.

Podľa mapy Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1946) súvrstvie leží na sedimentoch permu, prípadne na bazálnych kremencoch (spodný trias) obalu jadra Malej Fatry (t. j. tatrika) a pod sedimentmi titónu – barému krížňanského príkrovu (t. j. fatrika), ktorého sú podľa uvedenej mapy súčasťou. Mahel' (in Mahel' et al., 1962) horniny

⁴⁷Na základe práce Uhliga (1902) však súvrstvie zaradil k lunzským vrstvám.



Obr. 22. Súvrstvie Slávikovej doliny kozolskej sukcesie južne od Kuneradu: a – ílovce s vrstvou vápence odkrytou v koryte potoka; b – lumachelové vápence tvoriace vložky vo vyššej časti ílovcov.

tohto súvrstvia (súvrstvia Slávikovej doliny) zaradil k d'určinskej sérii. Aj neskôr (Maheľ in Maheľ et al., 1967, obr. 34) ich ponecháva v krížňanskom príkrove. Podľa mapy Molnárovej (1973) súvrstvie leží na tých istých horninách (sedimentoch permu a kremencoch spodného triasu) zaradených k tej istej tektonickej jednotke (antiklinálne pásmo Kozla), ako je to na mape Andrusova (l. c.). Na rozdiel od Andrusova (l. c.), súvrstvie jury vystupujúce pri Kunerade však Molnárová (1973) považuje za jej súčasť (antiklinálneho pásma Kozla). Na mape Rakúsa et al. (1993) je toto súvrstvie od podložia tvoreného horninami lúžňanského súvrstvia a verfenských vrstiev (spodný trias) tatrika (antiklinála Kozla) temer v celom rozsahu dôsledne oddelené zlomami, len pri Kamennej Porube leží na kremitych konglomerátoch spodného triasu tatrika (antiklinála Kozla), ktorého pod opisným názvom „sivé až čierne vápnité ílovce s vložkami piesčitých organogénnych vápencov (spodný lias)“ je súčasťou. Na mapách Rakúsa (1973a, b) bol uplatnený rovnaký pohľad, len v nich nevystupovali spomenuté zlomy a súvrstvie v nich vystupuje pod názvom *čierne bridlice*. Aj podľa mapy Rakúsa et al. (1993) v zhode s mapou Andrusova (l. c.) súvrstvie leží v susedstve sedimentov kriedy, ktoré sú však zaradené do krížňanského príkrovu a od ktorých je oddelené zlomom. V nadloží tohto súvrstvia jury podľa mapy Rakúsa et al. (1993) v okolí Kuneradu vystupujú vápence gutensteinského typu vo vrchnej časti charakteru krinoidovo-organogénnych podhradských vápencov (anis – fasan) a ramsauské dolomity (ladin) krížňanského príkrovu. V celkom netradičnej pozícii súvrstvie Slávikovej doliny znázornili Rakús a Hók (2002, obr. 1; 2003, obr. 2). Zaradili ho k tatriku, ktoré v tektonickom polokne vylieta spod sledu Kozla, a ten zaradili k d'určinskej sekvencii tatrika (resp. ho zlúčili s d'určinskou sekvenciou). Wetter (2005) v zhode s mapou Rakúsa et al. (1993) toto súvrstvie zobrazuje v nadloží hornín lúžňanského súvrstvia a verfenských vrstiev (spodný trias) tatrika (antiklinála Kozla) a považuje ho za súčasť sledu tatrika. Polák et al. (2008) juru vystupujúcu pri Kunerade zaradili k allgäuským vrstvám tatrika. Na základe nového litostratigrafic-

kého pohľadu⁴⁸ zohľadneného na našej mape ležia horniny súvrstvia Slávikovej doliny liasového veku nad horninami grestenských vrstiev liasu a tie nad horninami karpatského keuperu vrchného triasu, pričom všetky sú považované za súčasť kozolskej sukcesie (t. j. tatrika).

Vigh (1934) uviedol súvrstvie ako súčasť sledu „komplexu vápence, pieskovca a šedých bridlíc“; Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) súvrstvie poznal pod názvom *grestenské vrstvy (spodný lias)*, Molnárová (1973) pod názvom *grestenský typ: krinoidové vápence, piesčité vápence a bridlice (hetang – spodný lotaring)*, Rakús (1973a) pod názvom *čierne bridlice (vrchný trias – jura)*, neskôr (Rakús, 1973b) pod názvom *čierne bridlice s vložkami piesčito-krinoidových vápencov (rét – jura)*, alebo (in Rakús et al., 1993) ho uviedol pod opisným názvom „sivé až čierne vápnité ílovce s vložkami piesčitých organogénnych vápencov (spodný lias)“. Rakús a Hók (2002, 2003) túto litofáciu stotožnili so súvrstvom Slávikovej doliny.

Podľa Vigha (1934) vápence tohto komplexu „obsahujú mnohé, bližšie neurčiteľné fosílie (*Avicula, Placunopsis?*)“. Prvý komplexnejší opis hornín tejto litostratigrafickej jednotky pochádza od Mišika (1956, s. 20 – 21). Podľa neho „*Ide o súvrstvie argilitov (ílovitých bridlíc) a slienitých argilitov, niekedy jemnopiesčitých so sliedou na vrstevných plochách, ... farby sivej a žltkastej. Sporadicky sa v nich vyskytujú tenké vložky (5 – 30 cm) krinoidových, krinoidovo-lumachelových, resp. lumachelových (úlomky brachiopódov a lamelibranchiátov) vápencov čiernej farby, pripomínajúcich rhaetické horniny. ... Vložky krinoidových vápencov... obsahujú z organických zvyškov hojne krinoidové články, úlomky brachiopódov (a lamelibranchiát?), zriedkavo foraminifery, iba ojedinele ostne ježoviek, ostrakódy a úlomky rias. Piesčitá primes*

⁴⁸Keď kremité konglomeráty spodného triasu a horniny lúžňanského súvrstvia spodného triasu, t. j. horniny vyčlenené Rakúsom (in Rakús et al. 1993) na týchto miestach boli preraďované k tenšie vrstvom, jemno- až strednozrným, hrzavo zvetrávajúcim pieskovcom a hrubovrstvom svetlosivým až bielosivým hrubozrným, dobre vytriedeným kremenným pieskovcom až kremencom grestenských vrstiev tatrika podobným lúžňanským kremencom a keď horniny kamenoporubských vrstiev boli preraďované k horninám karpatského keuperu tatrika.

je takmer pravidlom,...“ (Andrusov (1959, s. 134; in Andrusov et al., 1955, s. 7) uvádza opis spodného liasu vystupujúceho v západnej časti masívu Malej Fatry, južne od Žiliny a v južnom okolí Rajca. Tento opis však obsahuje opis hornín liasu z okolia Kuneradu spolu s opisom liasu d'určinskej série a krížňanského príkrovu (t. j. zliechovskej sukcesie), preto nemá výpovednú hodnotu. Molnárová (1973, s. 22) súvrstvie zaradila ku „grestenským vrstvám, v ktorých vystupujú šedozelené až zelenkavohnedé hrdzavo vyvetrávajúce bridlice s polohami niekoľko cm – dm mocnými čiernošedými až čiernymi slabo krinoidovými piesčitými vápencami s drobnými úlomkami lamelibranchiát“. Opisuje aj „polohu čiernych lumachelových vápencov s veľmi hojným klastickým kremeňom“. Jurské súvrstvie považuje za transgresívne a sedimentujúce v slabo vetranom prostredí. Podľa Rakúsa (1973a, s. 4) súvrstvie tvoria „tmavosivé až čierne piesčito-ílovité bridlice s tenkými preplástkami až polohami (1 – 3 m) piesčito-krinoidových vápencov“. Z areálu východne od Kamennej Poruby súvrstvie opísal Rakús (1973b, s. 11 – 12) ako „súvrstvie čiernych až grafitických bridlic s ojedinelými vložkami (do 10 cm) slabokrinoidových vápencov a pieskovcov“. Z západnej časti komplexu Rakús (1973a, s. 4; 1973b, s. 12; in Rakús et al., 1989, s. 55) a Rakús a Hók (2002, 2003) uvádzajú nález fosílie *Gervilleia cf. praecursor* QUENSTEDT., určenej M. Kochanovou. Tá vzhľadom na zlé zachovanie fosílie pripúšťa, že by prípadne mohlo ísť o *Bakewelia dunckeri* (TERQ.). Možné stratigrafické rozpätie Rakús (l. c.) stanovil v intervale rét – spodný lias. Podľa Rakúsa (in Rakús et al., 1993, s. 54 – 55) „... medzi Kuneradom a Kamennou Porubou ide o súbor sivých, prevažne však čiernych vápnitých ílovcov s polohami piesčito-krinoidových vápencov, alebo biomikritových vápencov tej istej farby. Vápnité ílovce sú väčšinou bez piesčitej prímesty a tvoria podstatnú časť súvrstvia. Miestami majú charakter grafitických bridlic“. Podľa Rakúsa a Hóka (2003, s. 83) „Litofaciálne je pre súvrstvie charakteristický vývin vrstiev tmavého až čierneho vápnitého ílovca s väčším alebo menším podielom siltovej zložky s decimetrovými vložkami piesčito-krinoidových vápencov. Vo vyšších častiach súvrstvia prevláda vápnitý ílovec a ílovitý vápenec, ktoré sa niekedy označujú ako tmavý Fleckenmergel“.

Nad grestenskými vrstvami vystupujú žltosivohnedé až tmavosivé piesčité ílovce. Táto subfácia nebola na našej mape odčlenená. Možno ju pozorovať v záreze lesnej cesty (a jej okolí) na hrebeni tiahnucom sa od Kuneradu na Jabradnú. Je problematické zistiť, či tieto ílovce sú pelitickým zakončením cyklu grestenských vrstiev, alebo či začínajú sedimentáciu súvrstvia Slávikovej doliny. Rakús (1973b, príloha 13, 14) ich kartograficky vyčlenil a zaradil do spodného triasu (kampilu), neskôr ich (Rakús in Rakús et al., 1993) zaradil k verfenským vrstvám malofátranskej sukcesie a antiklinály Kozla.

Na opísané ílovce viac-menej plynule nadväzujú sedimenty súvrstvia Slávikovej doliny. Tvoria ich hlavne čierne laminované ílovce. V ich spodnej časti sa vyskytujú čierne kompaktné pevné litifikované bridlice. Vo vyššej časti ílovcov vystupujú tmavosivé, čiernosivé, tmavomodrosivé až čierne vrstvitité krinoidové, resp. jemno-, stredno- až hru-

boorganodetritické až lumachelové bituminózne vápence (s hrúbkou vrstiev 10 – 15 cm).

Súvrstvie Slávikovej doliny je najvyšším známym členom vrstvomého sledu Kozla.

Fatrikum

Horniny oboch sukcesí fatrika (d'určinskej a zliechovskej) vystupujúce v Lúčanskej Fatre neboli predmetom výskumu tejto práce. Ďurčinská sukcesia vystupuje na skúmanom území v celkom zanedbateľnej miere. Charakteristika jej horninových typov zostavená z tohto územia by nebola výstižná, a preto nebudú podrobne opísané, ale budú len vymenované kartograficky vyčlenené litostratigrafické jednotky, prípadne len ich charakteristické znaky umožňujúce ich zaradenie ku konkrétnej sukcesii, prípadne ich odlíšenie od inej sukcesie. Vek litostratigrafických jednotiek sme neriešili, preto bude uvedený len orientačne, nezáväzne, najmä v zmysle práce Rakúsa a Hóka (2003). Predmetom výskumu bola len tektonická pozícia oboch sukcesí vo vzťahu k sedimentom kozolskej sukcesie. Mala by pomôcť zaradiť kozolskú sukcesiu k tektonickej jednotke vyššieho rádu.

Horniny fatrika vystupujú v dvoch priestoroch: d'určinská sukcesia tvorí v Lúčanskej Fatre spodné čiastkové tektonické teleso fatrika vystupujúce len južne od kozolskej sukcesie (južne od Kamennej Poruby sa z priestoru južne od Kamenného dielu cez údolie Porubského potoka a cez lokalitu Čierne blato tiahne na kótu 1 005 Konštica); zliechovská sukcesia tvorí v Lúčanskej Fatre vrchné čiastkové tektonické teleso fatrika vystupujúce v dvoch priestoroch (1. jv. od Kamennej Poruby medzi údolím Porubského potoka a Hluchou dolinou; 2. južne a východne od obce Turie, t. j. na oboch svahoch spodnej časti Turskej doliny a na západných a severných svahoch kóty Čipčie), teda severne aj južne od kozolskej sukcesie.

Ďurčinská sukcesia

Sled tejto jednotky pod označením „doger a malm v d'určinskom vývine“ v rámci krížňanského príkrovu vyčlenil Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946). Neskôr pod názvom „d'určinská séria“ Andrusov (in Andrusov et al., 1955) označil sled vystupujúci v tektonických oknách pod krížňanským príkrovom v okolí Ďurčinej. Podľa Andrusova (l. c.) mala s krížňanskou sériou aj spoločné, aj odlišné znaky. Odlišný bol najmä doger/malm jej sledu. Ďurčinskú sériu vtedy považoval buď za spodnú digitáciu krížňanského príkrovu, alebo za samostatný celok (považoval za pravdepodobné, že tvorí jeden celok s antiklinálou Kozla, pričom postavenie obidvoch jednotiek považoval za neisté). Andrusov (1959, s. 211 – 212) zopakoval, že d'určinská séria javí isté spoločné znaky na jednej strane s tatrinskými sériami a na druhej strane s krížňanskou sériou. V slede vývoja obvyklého nad triasom vyčlenil: grestenské vrstvy (spodný lias); lavicovité alebo masívne, stredno- až jemnozrnné sivé vápence s rohovcami (lias alebo doger); červené a ružové, niekedy hľuznaté vápence s vložkami červených krinoidových vápencov a hrubolavicovité až ma-

sívne, naspodku ružové, vyššie žltkaste, svetlosivé až biele vápence s kalpionelami (sčasti titón). Mahel' (1948, s. 19) d'určinskú sériu považoval za spodnú digitáciu krížňanského príkrovu – d'určinskú digitáciu. Tento názor prijal aj Andrusov (in Andrusov et al., 1955, s. 5). Neskôr Andrusov (1959, s. 212) a Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 92) d'určinskú sériu považovali za súčasť antiklinály Kozla (t. j. za tatrikum). Rakús (1973) považoval „*d'určinskú sukcesiu za spodný štruktúrny element krížňanského vývoja... presunutý cez antiklinálu Kozla*“. Rakús a Hók (2003) za súčasť d'určinskej sekvencie fatrika považovali aj sled Kozla.

Na skúmanom území vystupujú v d'určinskej sukcesii len horniny mezozoika (vrchného triasu až kriedy). Kartograficky v nej boli vyčlenené nasledujúce litostratigrafické jednotky (kartograficky ich temer zhodne znázornil už Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946, ktorý ich zaradil ku krížňanskému príkrovu, v tom čase nečlenenému; čiastočne menej zhodne ich kartograficky znázornil Rakús in Rakús et al., 1993, ktorý ich zaradil k d'určinskému príkrovu veporika): karpatský keuper (norik), kopiencke súvrstvie (spodný lias – hetanž), ždiarske súvrstvie (?kelovej – kimeridž) a mraznické súvrstvie (titón – barém). Znakly umožňujúce zaradenie ku konkrétnej sukcesii majú spomedzi nich iba sedimenty karpatského keuperu, ktorý tu zastupujú svetlosivé, ružovočervené až červenofialové strednozrnne kremenné pieskovce s paralelnou lamináciou a pestré sľudnaté ílovce (hlavne červenofialové, menej sivozelené). Pieskovce sa zrnitosťou aj vytriedením odlišujú od hornín karpatského keuperu kozolskej sukcesie (sú dobre vytriedené a veľmi nápadne jemnozrnnejšie). Tieto horniny nesúvisle vystupujú na báze zachovanej časti sledu medzi údolím Porubského potoka a Konšticou, najmä v okolí lokality Čierne blato. Len v tejto lokalite sú horniny karpatského keuperu zachované v pomerne väčšej hrúbke a na väčšej ploche. Celkove zachované časti sledu karpatského keuperu d'určinskej sukcesie v porovnaní s kozolskou sukcesiou dosahujú menšiu hrúbku. Tendencia vystupovania facií v slede nad sebou v okolí Rajeckej Lesnej a v okolí Ďurčinej je takáto: v spodnej časti vystupujú kremence, vyššie ílovce a najvyššie dolomity. Táto postupnosť facií je typická pre fatrikum a líši sa od postupnosti facií karpatského keuperu sledu Kozla.

Zliechovská sukcesia

V južnom priestore vystupovania zliechovskej sukcesie, t. j. jv. od Kamennej Poruby sa zistili len horniny mezozoika (jury). Vyčlenené boli nasledujúce litostratigrafické jednotky (Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946, ich zaradil ku krížňanskému príkrovu, v tom čase nečlenenému; Rakús in Rakús et al., 1993, ich zaradil ku krížňanskému príkrovu veporika): pestré vápence (spodný lias), adnetské vápence (lotaring – toark) a allgäuské súvrstvie – „*fleckenmergel*“ (sinemúr – toark).

V severnom priestore vystupovania zliechovskej sukcesie (v širšom okolí obce Turie) sa zistili len horniny mezozoika (spodného triasu – kriedy). Vyčlenené boli nasledujúce litostratigrafické jednotky (Matějka, 1926, ich zaradil k spodnému subtatranskému príkrovu, pričom

triasovú časť sledu považoval za prevrátené krídlo spodnej digitácie tohto príkrovu a vápnité sliene spodnej kriedy považoval za vrchnú digitáciu tohto príkrovu; Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1943, ich zaradil ku krížňanskému príkrovu, v tom čase nečlenenému, na odlišné vývoje/sekvencie/sukcesie; Rakús in Rakús et al., 1993, a Wetter, 2005, spodnú, spodno- až strednotriasovú časť sledu zaradil k tatriku, vrchnú, jursko-kriedovú časť sledu ku krížňanskému príkrovu veporika a Mahel' in Mahel' et al., 1962, ich zaradil k zliechovskej sérii krížňanskej jednotky): lúžňanské súvrstvie (spodný trias), verfénske vrstvy (spodný trias), gutensteinské dolomity (anis), gutensteinské vápence (anis), ramsauské dolomity (ladin – spodná časť karnu), kopiencke súvrstvie (spodný lias – hetanž), allgäuské súvrstvie – „*fleckenmergel*“ (sinemúr – toark), chiemgauerské vrstvy – kremité „*fleckenmergel*“ (álen – bajok, prípadne spodný bat), ždiarske súvrstvie (rádioláiové vápence, rádiolary, kremité vápence; kelovej – oxford), jaseninské súvrstvie (kimeridž – spodný titón), mraznické súvrstvie: ílovité tenkovrstvovité vápence a stráčovské vrstvy: organodetrítické vápence s rohovcami (vrchný titón – vrchný barém).

Mezozoikum

Spodný trias

Lúžňanské súvrstvie (kremenné pieskovce – kremence a kremenné zlepenice; spodný trias)

Lúžňanské súvrstvie pozostávajúce z kremenných pieskovcov – kremencov a kremenných zlepenecov. Vystupuje na východných svahoch kóty Čipčie. Horniny tu tvoria množstvo odkryvov prístupných na štúdium, pod ktorými v sutinách vystupuje množstvo dobre navetraných blokov. Polohy zlepenecov sú petrograficky pestrejšie, obsahujú napr. obliaky červených ryolitov. Petrografické zloženie súvrstvia je zhodné s porovnateľnými horninami kozolskej sukcesie, t. j. tatrika.

Kremence spodného triasu („*spodnotriasové kremence, slepenice a rudé bridl.*“) na tomto mieste, ale v širšom rozsahu vyčlenil už Matějka (in Kompánek, 1934). Nevedome k nim zahrnul aj horniny iných litostratigrafických jednotiek (karpatského keuperu). Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943) tieto horniny kartograficky nevyčlenil, pravdepodobne ich považoval za súčasť permu. Molnárová (1973) ich pod názvom kremence spodného triasu považovala za súčasť antiklinálneho pásma Kozla. Do tatrika ich začlenili aj Vozárová a Vozár (1983, 1988), pričom do nich na južných svahoch Čipčia včlenili aj kremence grestenu tatrika. Rakús (in Rakús et al., 1993) ich zobrazil a zaradil pod názvom lúžňanské súvrstvie (bol to jeden z jeho štyroch litotypov spodného triasu tatrika vyčleneného v Malej Fatre) k spodnému triasu tatrika. Nevedome k nim zahrnul aj kremence grestenu vystupujúce na južných svahoch kóty Čipčie. To isté urobili aj Rakús a Hók (2002, 2003) a Wetter (2005). Olšavský na základe litologického vývoja uvažuje, že lúžňanské súvrstvie vystupujúce na východných svahoch Čipčia (spolu so

sedimentmi stredného triasu) by mohlo byť tatrídne, teda patriace k vyššej šupine sledu Kozla ležiacej v podloží sedimentov jury až kriedy fatrika.

Obe telesá kremencov (na východných a na južných svahoch) ležia podľa Rakúsa (in Rakús et al., 1993) v nadloží kremitých konglomerátov (jeden z jeho štyroch litotypov spodného triasu tatrika vyčleneného v Malej Fatre) spodného triasu tatrika⁴⁹ (v tejto práci sa považujú za horniny karpatského keuperu). Obe telesá kremencov zhodou okolností tvoria zdanlivo jedno teleso aj na našej mape. Sú na nej oddelené len zlomom. Obe telesá sa však odlišujú litologickým obsahom a pozíciou vo vrstvomom slede, resp. vrstvomých sledoch. Kremence vystupujúce na južných svahoch kóty Čipčie ležia v celom svojom priebehu v nadloží hornín karpatského keuperu tatrika a tvoria s ním jeden súvislý, resp. takmer súvislý (?chýbanie rétu) vrstvomý sled. Teleso kremencov ležiace na východných svahoch Čipčia leží svojou južnou časťou nad horninami, zaradenými na našej mape k tomu istému súboru hornín karpatského keuperu tatrika. Severnejšie sa medzi tieto kremence a horniny karpatského keuperu ležiace pod nimi vkladajú tmavé piesčité ílovce grestenu tatrika. Z toho vyplýva, že tieto kremence netvoria s podložnými horninami karpatského keuperu jeden súvislý sled tatrika, ale že ležia nad ním. Tak vzniká otázka, k sledu ktorej tektonickej jednotky vyššieho rádu patria.

Nadložím kremencov vystupujúcich na východných svahoch kóty Čipčie sú horniny verfénske vrstiev. Vyššie vystupujú karbonáty stredného triasu, ktoré sú od sedimentov jury až kriedy fatrika oddelené zlomom. Celý sled pravdepodobne patrí k fatriku. V nadloží kremencov vystupujúcich na južných svahoch kóty Čipčie ležia piesčité ílovce tmavých (sivých, sivohnedých) farieb, teda celkom odlišných hornín ako v slede vystupujúcom na východných svahoch. Na našej mape sú rovnako ako kremence ležiace pod nimi zaradené ku grestenským vrstvám toho istého sledu – sledu tatrika.

„*Verfénske vrstvy*“ (pestré piesčité ílovce a kremenné pieskovce; spodný trias)

„*Verfénske vrstvy*“ pozostávajú z pestrých piesčitých ílovcov a kremenných pieskovcov, ktorých vrstvomé plochy sú často pokryté čerinami. Vystupujú na východných svahoch kóty Čipčie. Dobré odkryté sú v záreze lesnej cesty v údolí 500 m sv. od kóty Čipčie. Ležia v nadloží hornín lúžňanského súvrstvia a v podloží karbonátov stredného triasu. Napriek tomu, že ich kontakt s karbonátmi stredného triasu je zakrytý sedimentmi kvartéru, nie je dôvod nepovažovať všetky tri spomenuté typy hornín za súčasť toho istého sledu, sledu ležiaceho v nadloží sledu tatrika. Rakús (in Rakús et al., 1993) ich zobrazil a pod názvom verfénske vrstvy ich zaradil k spodnému triasu tatrika. Nevedomky k nim zahrnul aj horniny grestenu vystupujúce na južných svahoch kóty Čipčie. To isté urobil Wetter (2005). Rakús a Hók (2002, 2003) urobili to isté s tým rozdielom,

že sled považovali za d'určinskú sekvenciu. Matějka (1926, s. 331) spomenuté horniny grestenu považoval za ekvivalent reingrabenských vrstiev prevráteného sledu spodného subatranského príkrovu, Matějka (in Kompánek, 1934) ich považoval za „*vrchnotriasové bridlice a pieskovce*“. Olšavský (2011) na základe litologického vývoja uvažuje, že „*verfénske vrstvy*“ vystupujúce na východných svahoch kóty Čipčie v Turskej doline (spolu so sedimentmi stredného triasu) by mohli byť tatrídne, teda by mohli patriť k vyššej šupine sledu Kozla ležiacej v podloží sedimentov jury až kriedy fatrika.

Stredný trias

Gutensteinské dolomity (čiernosivé bituminózne vrstvomité dolomity; anis)

Gutensteinské dolomity sú sivé, tmavosivé až čiernosivé, bituminózne, zreteľne vrstvomité. Často sú rekryštalizované. Vystupujú v masíve Čipčia v pozícii na báze karbonátov triasu, t. j. pod gutensteinskými vápencami. Táto pozícia je zjavná najmä na južných svahoch masívu. Ich kontakt s podložnými „*verfénskymi vrstvami*“ vystupujúcimi na východných svahoch je zakrytý sedimentmi kvartéru. Táto okolnosť do istej miery vyvoláva neistotu v otázke, či obe fácie patria k jednému sledu. Následnosť litostratigrafických jednotiek (lúžňanské súvrstvie, „*verfénske vrstvy*“, gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence) hovorí v prospech jedného sledu.

Na južných svahoch Čipčia sú gutensteinské dolomity vo vzťahu k podložiu useknuté zlomom, ktorý sprostredkúva ich kontakt s horninami grestenu (s piesčitými tmavými ílovcami) tatrika, t. j. sledu Kozla. Aj oproti nadložiu sú useknuté zlomom, ten sprostredkúva ich kontakt s vápencami allgäuského súvrstvia zliechovskej sukcesie fatrika. Tento zlom do istej miery zneisťuje ich príslušnosť k tomu istému vrstvomému sledu.

Matějka (1926, s. 331 a obr. 1) tieto dolomity považoval za strednotriasové dolomity spodného subatranského príkrovu (prevráteného krídla jeho spodnej digitácie). Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943, 1944, s. 17) tieto dolomity opísal spolu s dolomitmi sledu Kozla. Ich vystupovanie pod gutensteinským vápencom považoval za tektonický jav. Predpokladal, že „... *dolomit tu patrí nižšiemu dielčiemu príkrovu krížňanského príkrovu, tvoriac viac menej súvislý, len miestami celkom vyvalcovaný tektonický vankúš*“. Rakús (in Rakús et al., 1993) ich spolu s dolomitmi vystupujúcimi v nadloží gutensteinských vápencov (t. j. s ramsauskými dolomitmi) zaradil k tatriku. To isté urobil Wetter (2005). Rakús a Hók (2002, 2003) ich pod názvom ramsauské dolomity považovali za súčasť d'určinskej sekvencie.

Gutensteinské vápence (tmavosivé vrstvomité mikrokryštalické vápence; anis)

Gutensteinské vápence vystupujú v masíve Čipčia. Pravdepodobne k nim možno zaradiť aj teleso gutensteinských vápencov (zo severu aj z juhu obmedzené zlomami)

⁴⁹Podľa Rakúsa a Hóka (2002, 2003) ležia v nadloží stráňanského (použili tvar stráňavského) súvrstvia a spolu s ním sa považujú za súčasť d'určinskej sekvencie.

nachádzajúce sa na východných svahoch Turskej doliny medzi lokalitami Bukovec a Mikušová. Sú tmavosivé, tmavohnedosivé až čiernosivé, zreteľne vrstvité (skôr hrubovrstvité), mikrokryštalické, bituminózne. Väčšinou neobsahujú žiadne zvyšky fosílií a majú monotónny vývoj. Spestrením v nich sú početné vrstvy dolomitov, s ktorými sa striedajú. Odkrytie vápencov ťažbou na Polome⁵⁰ ukazuje ich ďalšie, menej známe znaky (obr. 23 – 24): obsah drobných fosílií (ulitníky a lastúrníky), bioturbáciu, vrstvy tempestitov (viacnásobne sa opakujúce horizonty 1 – 2 cm hrubých jemnozrnných detritických vápencov s gradačným usporiadaním klastov s drvinou schránok lastúrníkov, ktoré smerom do nadložia sú zavŕšené laminovaným sedimentom približne rovnakej hrúbky; lamináciu tvorí prínos jemnej ílovej zložky) a tektonitov. Biodetritický materiál zastúpený v tempestitoch naznačuje, že aj priestor plošiny, na ktorej sedimentovali, musel byť batymetricky a ekologicky členený. Inou možnosťou je, že nejde o tempestity, ale že sú to Mišikom (1978, s. 36) avizované prílivové kanály (*tidal channels*), ktoré rozbrázďovali prílivovú plošinu, na ktorej sedimentovali gutensteinské vápence.

Matějka (1926, s. 331 a obr. 1) gutensteinské vápence vystupujúce v masíve Čipčia považoval za stredotriasové vápence spodného subtratanského príkrovu (prevráteného krídla jeho spodnej digitácie). Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 15 – 17) gutensteinské vápence krížňanského príkrovu opísal spolu s gutensteinskými vápencami sledu Kozla. Rakús (in Rakús et al., 1993) ich zaradil k tatriku. To isté urobil Wetter (2005). Rakús a Hók (2002, 2003) ich považovali za súčasť d'určinskej sekvencie.

Hrúbka gutensteinských vápencov vystupujúcich na Polome sa odhadovala až na viac sto metrov (Rakús in Rakús et al., 1989, s. 53; Wetter, 2005). V lome však možno pozorovať antiklinálnu stavbu. Na vrchnej etáži možno pozorovať rozsiahlu antiklinálu, ktorej jedno rameno zapadá do svahu a druhé upadá dolu po svahu (leží na svahu, resp. vrstvom plochy tohto ramena tvoria tento svah). Nižšie pri drvičke v záreze cesty možno pozorovať menšiu antiklinálu s paralelným priebehom jej osi s osou opisanej antiklinály. Domnelú veľkú hrúbku vápencov možno teda vysvetliť ich prevrásnením.

Ramsauské dolomity (tmavosivé vrstvité dolomity; ladín – spodná časť karnu)

K ramsauským dolomitom možno zaradiť tmavosivé vrstvité dolomity vystupujúce na západných svahoch Turskej doliny v lokalite Roháčová. Ich pozícia vo vrstvom slede je obtiažne kontrolovateľná. Od podložínych gutensteinských vápencov sú oddelené pásmom dolomitových brekcií – rauvakov. Líniu ich výskytu možno pravdepodobne považovať za zlomové pásmo. Od nadložínych hornín allgäuských vrstiev sú oddelené zlomom. V prospech ich zaradenia k ramsauským (nie ku gutensteinským) dolomitom svedčí vystupovanie malých zvyškov pestrých biodetritických vápencov spodného liasu v ich nadloží.

Jura

Kopienecké súvrstvie (ílovce, pieskovce, vápence; spodný lias – hetanž) a *pestré vápence* (svetlé sivé vápence s hľuzami rohovcov, pestré krinoidové vápence, ružovofialové vápence s červenými rohovcami; spodný lias)

Malý zvyšok pestrých biodetritických vápencov spodného liasu sa zachoval na západných svahoch Turskej doliny v lokalite Roháčová. Rudimentárne zachované sedimenty spodného liasu z tejto lokality (ľavá strana Turskej doliny) kartograficky znázornil a opísal Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 17). Pod názvom gresenské vrstvy ich opísal ako: „... šedivé až žltosedivé bridlice, prípadne jemne sludnaté, s vločkami tmavošedivých, jemnozrnných vápencov, čiastočne krinoidových a miestami slabých lavičiek sludnatých vápenatých pieskovcov“. Zaradil ich ku gresenským vrstvám. Horniny s takýmto zložením vystupujú aj na severovýchodných svahoch Turskej doliny na lokalite Mikušová. Na základe ich pozície je nateraz problematické vyjadriť sa k ich zaradeniu k tektonickej jednotke vyššieho rádu.

Pestré vápence tvoria viac-menej súvislé teleso na báze zliechovskej sukcesie medzi údolím Porubského potoka a Hluchou dolinou. Zastupujú ich svetlé mikrokryštalické hrubovrstvité vápence obsahujúce hľuzy rohovcov, vrstvité hrubozrnné biodetritické (prevažne krinoidové) sivé, tmavosivé aj ružové (hierlatzké) vápence a ružové až fialové mikrokryštalické vápence s červenými rohovcami.

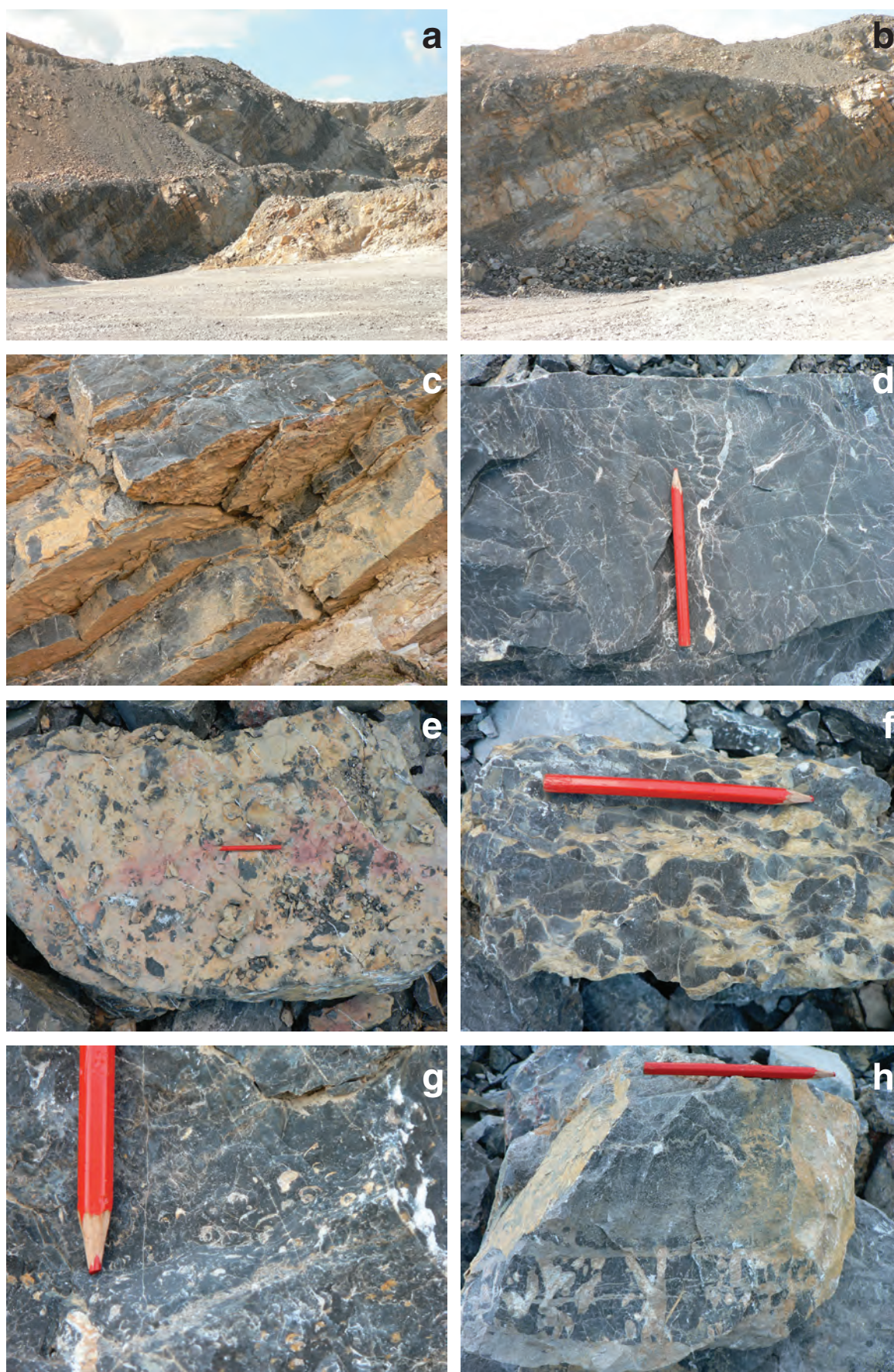
Adnetské vápence (červenofialové vrstvité a hľuznaté ílovité vápence; lotaring – toark)

Adnetské vápence sú zastúpené červenofialovými ílovitými vrstvitými až hľuznatými vápencami. Vrstvom plochy vrstvovitej fácie sú poprehýbané. Šošovkovité teleso adnetských vápencov ležiace v nadloží pestrých vápencov liasu a v podloží hornín allgäuského súvrstvia („fleckenmergel“) vystupuje jv. od Konštice.

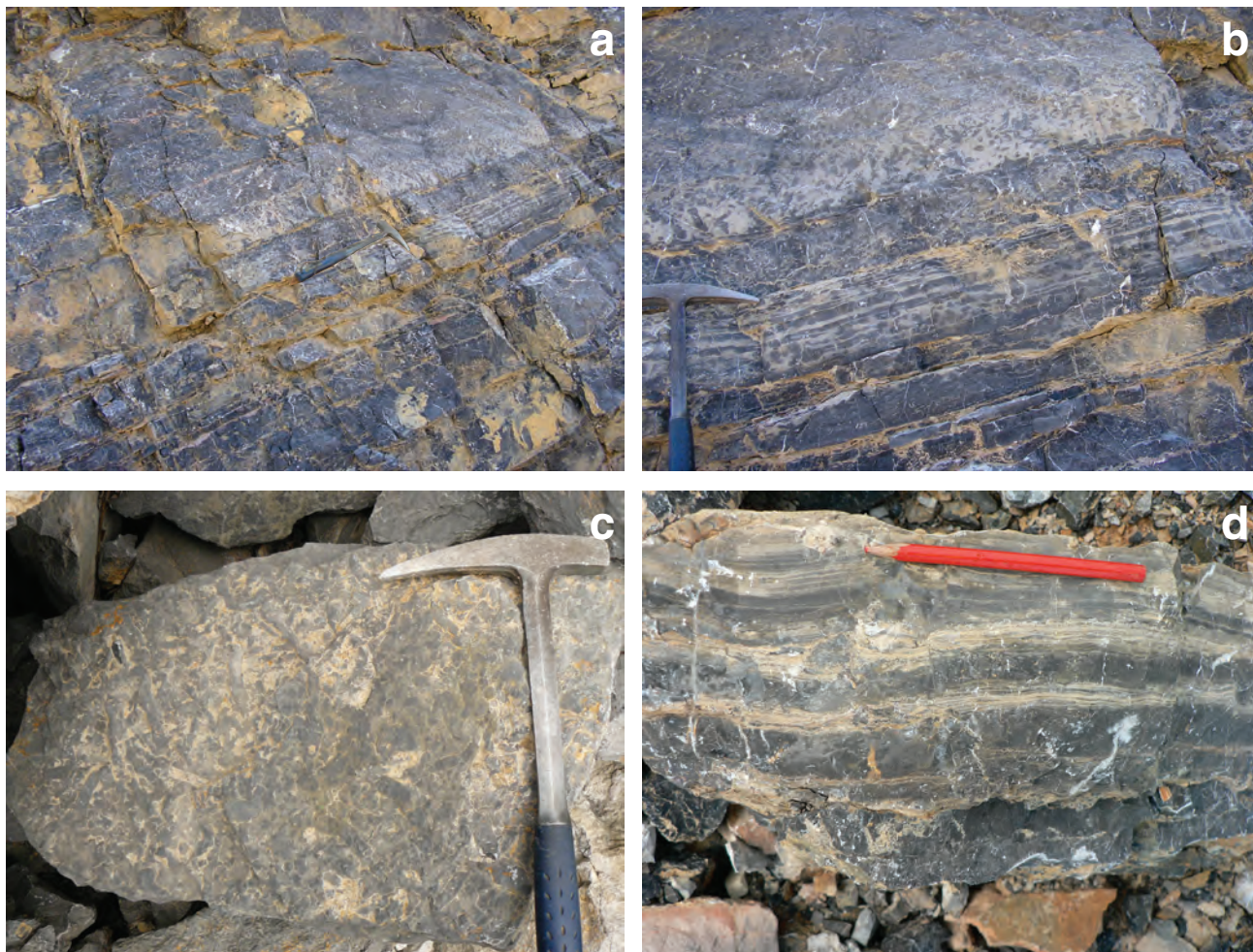
Allgäuské súvrstvie – „fleckenmergel“ (hnedosivé ílovité škvrnité vápence s hľuzami rohovcov a vápnité ílovce; sinemúr – toark)

Allgäuské súvrstvie – „fleckenmergel“ – tvoria hnedé, sivé a tmavosivé ílovité až prachovité, viac či menej škvrnité vrstvité vápence, pomerne často obsahujúce hľuzy rohovcov a vrstvité násypy jemnozrnných biodetritických (krinoidových) vápencov, a vápnité ílovce. Pomer vápencov a ílovcov nemožno odhadnúť. Vo vápencoch sa sporadicky vyskytujú rostrá belemnitov, zriedkavejšie aj schránky amonitov. Tieto horniny tvoria mohutné súvislé teleso medzi údolím Porubského potoka a hrebeňom súvislého teleso medzi Hluchou dolinou a Zbyňovskou dolinou. Okrem toho vystupujú v masíve Čipčia pri Turí. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 17) kartograficky znázornil a pod názvom *Fleckenkalk und Mergel* opísal allgäuské súvrstvie zo severného svahu Čipčia. Opísal ho ako „... čiastočne svetlošedivé, čiastočne tmavošedivé celistvé slienité vápence s veľkými tmavými škvrnami („fukoidy“), ktoré sa striedajú s tmavošedivými slieňmi, prípadne tiež

⁵⁰Veľkolom Polom leží mimo študovaného územia. Spomíname ho na tomto mieste len vzhľadom na to, že v ňom odkryté gutensteinské vápence poskytujú zaujímavé údaje, ktoré neboli pozorované na iných lokalitách. Lokalita je zaradená do fatrika na základe práce Urbana (1965).



Obr. 23. Gutensteinské vápence (tmavé) zliechovskej sukcesie na Polome (vzhľadom na to, že Polom neleží na premapovanom území, ich zaradenie k tektonickej jednotke je urobené podľa Urbana, 1965, a Andrusova in Andrusov a Kuthan, 1943) striedajúce sa s dolomitmi (svetlé): a – b – pohľad na lomovú stenu; c – vrstvitosť; d – typický vzhľad gutensteinského vápence; e – patina na vrstvovej ploche; f – „robačkovitosť“; g – ojedinelý výskyt fauny (ulitníky a lastúrníky) v gutensteinských vápencoch; h – bioturbácia.



Obr. 24. Gutensteinský vápenec zliechovskej sukcesie v lome na Polome (vzhľadom na to, že Polom neleží na premapovanom území, ich zaradenie k tektonickej jednotke je urobené podľa Urbana, 1965, a Andrusova in Andrusov a Kuthan, 1943): a – b – extenzívne bioturbované karbonáty ichnodruhom *Planolites* („vermicular limestone“) hypersalinického prostredia; c – plocha úlomku lavice s identickou ichnofáciou; d – laminácia (?tempestity, ?výplň prílivových kanálov).

s veľkými tmavými škvrnami“. Na severnom svahu Čipčia v nich našiel *Echioceras* sp. Rovnaké horniny vystupujú aj na severovýchodných svahoch Turskej doliny na lokalite Mikušová. Na základe ich komplikovanej pozície je nateraz problematické definitívne sa vyjadriť k ich zaradeniu k tektonickej jednotke vyššieho rádu.

Chiemgauerské vrstvy – kemitý „fleckenmergel“ (kemité ílovité škvrnité vápence; álen – bajok, prípadne spodný bat)

Horniny chiemgauerských vrstiev sú temer rovnaké ako horniny allgäuskeho súvrstvia. Jediným rozdielnym znakom je, že vápence týchto vrstiev sú kemité. Kemitosťou je podmienený rozpad vápencov na ostrohranné polygonálne úlomky. Súvrstvie vyčlenili už Rakús a Hók (2003, s. 79), ktorí predpokladali, že vek súvrstvia je v rozpätí ?álen – bajok, prípadne až spodný bat.

Ždiarske súvrstvie (rádioláriové vápence, rádiolarity, kemité vápence; kelovej – oxford)

Ždiarske súvrstvie tvoria rádioláriové vápence a rádiolarity sivozelenej a ružovofialovej farby a sivé zmité kemité vápence. Vápence tohto súvrstvia sa vyznačujú

selektívnym navetrávaním pozdĺž puklín a rozpadom na drobné ostrohranné polygonálne útvary. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 18 – 19) ich pod názvom *kemité rohovcové vápence a rohovce (doger)* znázornil na mape v Turskej doline a na severných svahoch Čipčia. Podľa neho sú „... farby šedej alebo zelenavošedej, tenko lavicovité, miestami nejasne škvrnité... sú to horniny, ktoré vznikli z mrežovcových (radiolariových) sedimentov“.

Jaseninské súvrstvie (ružové vrstvovité vápence, tmavočervené hľuznaté vápence; kimeridž – spodný titón)

Jaseninské súvrstvie tvoria červenofialové a sivozele- né tenkovrstvovité a hľuznaté ílovité vápence. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 19) ich poznal pod názvom „červené a zelené vrstevnaté a hľuznaté vápence (spodný malm)“. Kartograficky ich zobrazil v Turskej doline a na severných svahoch Čipčia. Opísal ich ako „Červené, prípadne aj zelené lavicovité, alebo slabó hľuznaté vápence v nadloží rohovcových vápencov... lavicovité vápence obsahujú často pruhy alebo konkrécie rohovcov“. Na základe nálezov aptychov ich zaradil do spodného malmu.

Jura – krieda

Mraznické súvrstvie (ílovité tenkovrstvovité vápence) a *strážovské vrstvy* (organodetrítické vápence s rohovcami) – vrchný titón – vrchný barém

Základnou litofáciou tejto litostratigrafickej jednotky sú svetlosivé, sivé a žltosivé ílovité kalové tenkovrstvovité vápence s bielou patinou bez rohovcov. V tejto základnej litofácii vystupuje niekoľko horizontov svetlohnedých a sivohnedých organodetrítických jemnozrnných, prevažne hrubovrstvovitých vápencov obsahujúcich neformálne hľuzy rohovcov. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 19 – 20; 1946) ich zaradil do aptu. Horizonty organodetrítických vápencov dosahujú hrúbku do 2,5 m. Vystupujú v spodnej časti Turskej doliny po jej oboch stranách (na hrebeni južne od lokality Bukovec a 200 až 250 m jv. od dolomitovej skaly nachádzajúcej sa pri vyústení doliny). Základná litofácia tejto litostratigrafickej jednotky sa zachovala aj na úpätiach pohoria 300 – 400 m východne od horného konca Kamennej Poruby, kde sa vynárajú spod dolomitov hronika a spod sedimentov kvartéru. Aj tento výskyt poznal už Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946).

Matějka (1926, s. 331 a obr. 1) tieto horniny poznal ako: „*vápnité slíny spodnokřídové s polohami jemně zrnitých vápenců, jež rovněž náležejí serii subatranské*“ a považoval ich za súčasť vrchnej digitácie spodného subatranského príkrovu. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 19 – 20; 1946) na mape znázornil tieto horniny vzájomne neodlíšené v Turskej doline, na severnom svahu Čipčia a pri Kamennej Porube. Súvrstvie podľa neho pozostáva „... zo svetlých šedivých alebo bielošedivých celistvých slienitých vápencov s bielou alebo žltkastou patinou. Vyskytujú sa v laviciach 5 – 10 cm hrubých a striedajú sa s polohami šedivých sliňov alebo slienitých bridlic, málokedy bridlic ílovitých v rôznej hrúbke“. Podľa neho spodnú (titón – berias), viac vápenatú časť súvrstvia reprezentujú kalpionelové vápence, ktoré nie sú litologicky dost' jasne odlišiteľné od vyššej (valangin – barém) časti súvrstvia (čo bolo preňho dôvodom ich neoddelenia na mape), v ktorej prevládajú sliene. Mimo zmapovaného územia severne od Zbyňova sa v súvrství našiel amonit *Lissoceras grasi* D'ORB. (valangin – hoteriv) a severne od Rajca pri Dubovej amonit *Crioceratites duvali picteti* (NOLAN) (hoteriv – spodný barém). Podľa Andrusova (l. c., s. 20) „*Smerom do nadložia..., čím vyššie, tým viac, sú hojné polohy sliňov a súčasne sa v nich objavujú lavice (neraz aj hrubé) tmavošedivých až svetlošedivých strednozrnných vápencov gravelových. Mávajú šedivohnedú patinu, prípadne biele žilky druhotného kalcitu. Miestami tiež rohovce nepravidelného tvaru. Niektoré lavice vápencov sú piesčité. ... majú zreteľne gravelovú štruktúru. Väčšina gravel je anorganického pôvodu, iba niektoré sú z úlomkov krinoidov. Medzi gravelami sa nájdu Foraminifery najmä typu Textularia*“.

Podľa Stura (1860, s. 137) neokómske sliene ležia temer vodorovne. Uvádza z nich nález amonita *A. Neocomiensis* D'ORB.

Hronikum

Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943; 1944, s. 23 až 24; 1946) k chočskému príkrovu zaradil telesá chočských dolomitov ladinu vystupujúce na úpäti pohoria priliehajúce k Rajeckej kotline a teleso lunzských vrstiev vystupujúce v lome pri Kunerade. Medzi Kamennou Porubou a Turím uvedené horniny vyčlenil na troch lokalitách: východne od Kamennej Poruby, pri Kunerade a pri Turí. Pri Kamennej Porube a Turí ležia tieto dolomity podľa Andrusova (l. c.) aj podľa našej mapy v nadloží ílovitých vápencov mraznického súvrstvia fatrika. Preto nevznikajú pochybnosti o ich zaradení k hroniku. Pri Kunerade však ležia na gutensteinských vápencoch a podľa našej mapy spolu s nimi ležia na horninách grestenských vrstiev kozolskej sukcesie. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) gutensteinské vápence vystupujúce pri Kunerade považoval za súčasť križňanského príkrovu. Rakús (1973a, b) ich spolu s dolomitmi považoval za súčasť chočského príkrovu. Rakús (in Rakús et al., 1993) ich pod označením sivé až tmavosivé vápence gutensteinského typu, vo vrchnej časti krinoidovo-organogénne, tzv. podhradské vápence, považoval za súčasť križňanského príkrovu. Rakús a Hók (2003, obr. 2) ich považovali za súčasť d'určinskej sekvencie fatrika. Na našej mape sú spolu s dolomitmi považované za súčasť jedného sledu ležiaceho nad sledom Kozla. Ani na základe ich pozície, ani podľa vrstvomého sledu nemožno rozhodnúť o ich tektonickom zaradení. Mohli by patriť tak k fatriku, ako aj k hroniku. Vystupovanie lunzských vrstiev v chočskom príkrove (Andrusov in Andrusov a Kuthan, 1946) pri Kunerade sa nepotvrdilo. Je pravdepodobné, že za lunzské vrstvy boli považované ílovce a pieskovce grestenských vrstiev. Túto úvahu možno podporiť aj vyjadrením Mišíka (1956, s. 11), že „... pieskovce... miestami majú charakter kremencov“. Horniny takého charakteru sa vyskytujú v grestenských vrstvách vystupujúcich medzi Kamennou Porubou a Kuneradom. V lunzských vrstvách vystupujúcich v centrálnych Západných Karpatoch sa však podľa súčasných znalostí pieskovce charakteru kremencov nevyskytujú.

Gutensteinské vápence (tmavosivé bituminózne vrstvomité vápence; spodnejšia časť anisu)

Vystupujú na báze sledu ležiaceho nad sledom Kozla v okolí Kuneradu: v okolí kóty Homôľka, t. j. severne od údolia Bystričky a tiež južne od jej údolia až po vyústenie Hlučej doliny (čiastočne aj južne od nej).

Sú to tmavosivé bituminózne hrubovrstvovité vápence prestúpené žilkami kalcitu. Mišík (1956, s. 3) z gutensteinských vápencov vystupujúcich v lome pri Kunerade uvádza „*slabšie polohy dolomitov*“.

Stur (1860, s. 107) gutensteinské vápence ležiace pri vstupe do doliny Kuneradského potoka poznal pod menom *višňovský vápenec* (*Wišňover Kalk*)⁵¹, ktorý opísal ako „... *dolomitický tmavosivý vápenec s bielymi žilkami. ... Jeho*

⁵¹Tento názov použil pre gutensteinské vápence vystupujúce na niekoľkých lokalitách (Višňové, Kunerad, Strečno) a ako sa neskôr ukázalo, patriacich k nie jednej tektonickej jednotke (pri Kunerade a vo Višňovskej doline podľa Andrusova in Andrusov a Kuthan, 1943, patria ku križňanskému príkrovu, t. j. k fatriku; pod zručaninou hradu Strečno podľa Andrusova a Matějku, 1931, s. 174, patria k vrchnému subatranskému príkrovu, t. j. k hroniku).

vrstvy... " a považoval ich za vápence neokómskeho veku⁵². Vyplýva to aj z jeho výroku: „*Je to ten istý vápenec, ktorý poznáme ako neokómský dolomit a vápenec z Malých Karpát (Doľany a na západ od Orešian) a zo skupiny Krahulec z Inovca.*“ Kornhuber (1858, s. 30) v Lúčanskej Fatre (mimo študovaného priestoru) tieto vápence už predtým stotožnil s *gutensteinskými vápencami* triasu. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) pod názvom „*gutensteinské vápence*“, Molnárová (1973) pod názvom „*šedé a tmavošedé vápence*“, Rakús (in Rakús et al., 1993) a Wetter (2005) pod názvom „*sivé až tmavosivé vápence gutensteinského typu vo vrchnej časti krinoidovo organogénne tzv. podhradské vápence*“ spomenuté gutensteinské vápence vystupujúce pri Kunerade považovali za súčasť krížňanského príkrovu. K fatriku ich zaradili aj Polák et al. (2008). Ich zaradenie do hronika v tejto práci je iba podmienené, nie je preukázané – rovnako by mohli byť zaradené v kapitole fatrikum.

Ramsauské dolomity (tmavosivé vrstvitité dolomity; stredná časť anisu)

Vystupujú nad gutensteinskými vápencami na kóte Homôľka pri Kunerade, južne od vyústenia Hlučej doliny a východne od Kamennej Poruby.

Na oboch lokalitách sú dolomity sivé, skôr tmavé, mikrokryštalické, s typickým popukaným a zvetraným drsným povrchom. Pravdepodobne ich preto možno stotožniť s ramsauskými dolomitmi a nie so svetlými wettersteinskými dolomitmi hronika.

Podľa Mišíka (1956, s. 11) v týchto dolomitoch v lome pri Kunerade vystupujú lunzské vrstvy. Tvoria v nich niekoľkometrovú vložku čiernych ílovitých bridlíc bez obsahu CaCO_3 , s asi 3 m hrubou vložkou pieskovcov, ktoré miestami majú charakter kremencov. Výskyt lunzských vrstiev na tejto lokalite sa nepotvrdil. Ako sme už uviedli, horniny, ktoré opísal Mišík (l. c.), pravdepodobne patria ku grestenským vrstvám fatrika.

Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1946) ich pod názvom *chočský dolomit* a Molnárová (1973) pod názvom *dolomity* zaradili k chočskému príkrovu. Rakús (in Rakús et al., 1993) a Wetter (2005) tieto dolomity pod názvom *ramsauské dolomity* zaradili ku krížňanskému príkrovu. Ich zaradenie na toto miesto v tejto práci je iba podmienené, nie je preukázané – rovnako by mohli byť zaradené v kapitole fatrikum.

Wettersteinské dolomity (svetlosivé vrstvitité dolomity; vrchnejšia časť anisu – karn, obr. 25)

Vystupujú severne aj južne od vyústenia Turskej doliny. Ich teleso vystupujúce južne od vyústenia doliny je dobre odkryté v rozsiahlom viacetážovom lome pri Turí. Od sledu fatrika je oddelené zlomom. V normálnej príkrovej pozícii nad horninami mrazníckeho súvrstvia fatrika vystupujú severne od vyústenia Turskej doliny severne od lokality Bukovec.

⁵²Do neokómu ich zaradil na základe ich pozície nad neokómskymi slieňmi na iných lokalitách. Vo Višňovskej doline, v Kunerade a na Strečne však podľa Andrusova (in Andrusov a Kuthan, 1943) neležia v tejto pozícii.

Sú svetlosivé až bielosivé, brekciovitité, rozpukané a rozpadavé.

Stur (1860) v mieste ich vystupovania (pri vyústení Turskej doliny) v reze vedúcom Turskou dolinou znázornil eocénny zlepenec (l. c., rez 16). V texte uviedol: „*Pri vchode do údolia pri Troch dvoroch je na oboch stranách údolia eocénny zlepenec (8)*“. Matějka (1926, obr. 1) ich pod názvom *chočské dolomity* zaradil k vrchnému subtatranskému príkrovu, resp. k chočskému príkrovu (l. c., s. 331). Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943, 1944) ich pod názvom *chočský dolomit*, Molnárová (1973) pod názvom *dolomity* a Rakús (in Rakús et al., 1993) a Wetter (2005) pod názvom *ramsauské dolomity* zaradili k chočskému príkrovu. Rakús a Hók (2002, obr. 1; 2003, obr. 2) ich pod názvom *dolomity* začlenili do hronika. Polák et al. (2008) ich pod názvom *ramsauské dolomity* začlenili tak isto do hronika.

Kenozoikum

Z kenozoických sedimentov boli kartograficky vyčlenené: z terciérnych (paleogénnych) sedimentov sedimenty borovského súvrstvia a z kvartérnych sedimentov deluviálne sedimenty (svahové hliny, piesčito-kamenité hliny a kamenité osypy), proluviálne sedimenty (kužele) a fluviálne sedimenty (sedimenty alúvií a sedimenty terás). Tieto sedimenty neboli predmetom nášho štúdia.

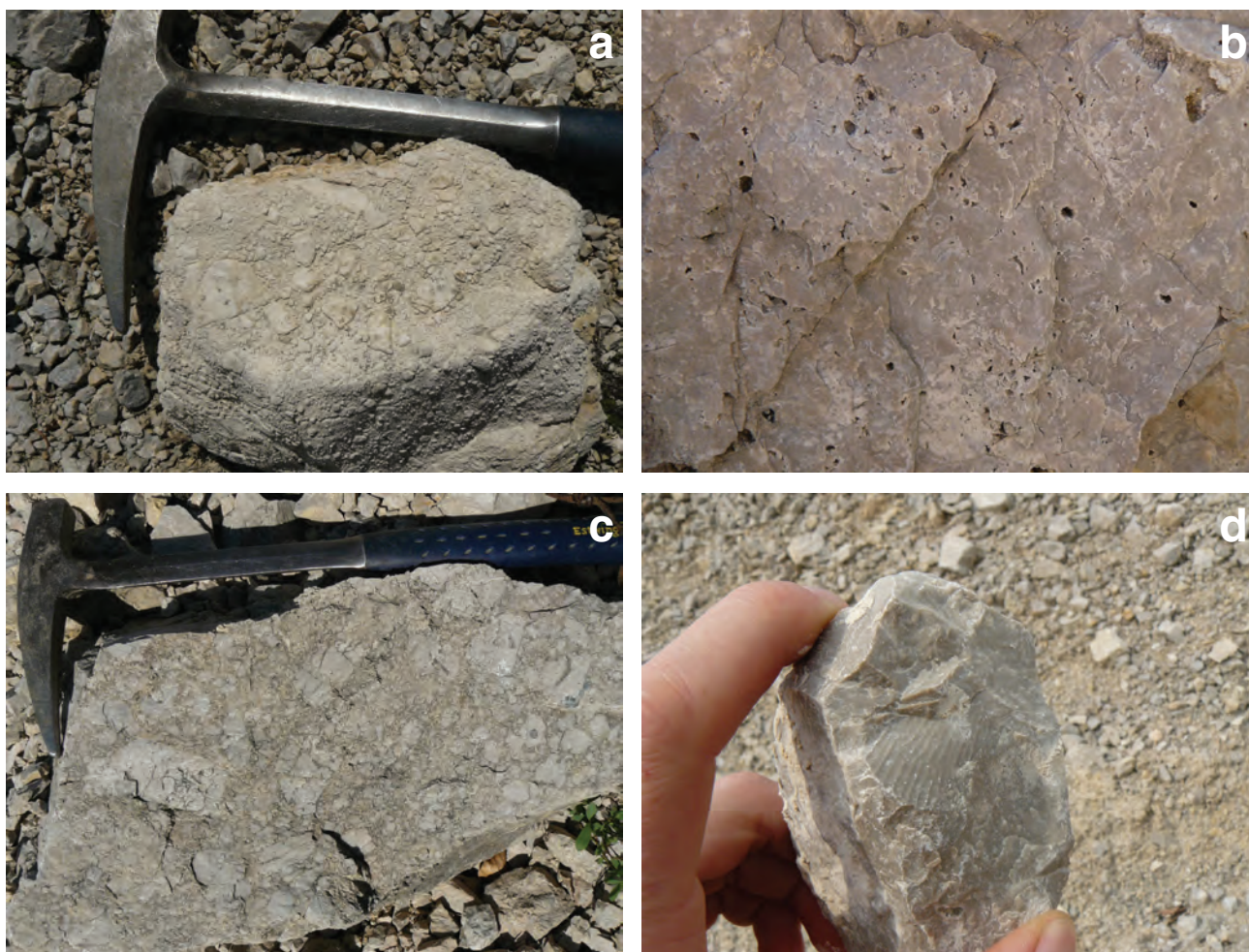
Podtatranská skupina

V priestore od Kamennej Poruby po Višňové boli na geologickej mape Lúčanskej Fatry (Rakús et al., 1993) paleogénne sedimenty zaradené do podtatranskej skupiny ako zuberecké a hutianske súvrstvie (nečlenené). Bazálne časti v podobe borovského súvrstvia boli identifikované na severných svahoch kóty Kojšová (blízko Strečna). Na pravej strane Váhu na geologickej mape Krivánskej Fatry (Haško a Polák, 1978) boli sedimenty paleogénu začlenené bez ďalšej špecifikácie k hričovsko-podhradskému paleogénu, s výnimkou malého úseku v blízkosti Nezbudskej Lúčky, ktorý bol priradený k centrálnokarpatskému paleogénu.

V poslednom období sedimenty paleogénneho veku v študovanej oblasti spracoval Filo (in Mello et al., 2011; Buček a Filo, 2007), ktorý paleogénny vývoj rozčlenil detailnejšie.

Borovské súvrstvie (stredný eocén) (obr. 26)

Medzi Turím a Lietavskou Lúčkou a v okolí kameňolomu západne od Višňového interpretoval Filo (l. c.) paleogénne sedimenty ako vrchnú časť borovského súvrstvia (stredný eocén, spodný bartón). Juhozápadne od Strečna a v menšej rozlohe na východnom okraji Turia (prevažne v nadloží strednotriasových dolomitov hronika) je prítomná zlepenecovo-brekciová litofácia borovského súvrstvia. Spodná časť súvrstvia je vyvinutá na okraji rajecokteplického ostrova medzi Rajeckými Teplicami, Turím a Lietavskou Lúčkou. Hrúbka spodnej litofácie borovského súvrstvia na okraji Malej Fatry je značne premenlivá, maximálne do 50 m.



Obr. 25. Fácie stredného triasu hronika: a – charakteristické navetrávanie svetlého brekciovitého wettersteinského dolomitu v lome južne od Turia; b – na čerstvom lome wettersteinského dolomitu je zreteľné množstvo drobných kavern, časť z nich pochádza zo zelených rias; c – brekciovitý wettersteinský dolomit, lom južne od Turia; d – bližšie neurčený lamelibranchiát z wettersteinského dolomitu z lomu Kosová jz. od Strečna.

REINTERPRETÁCIA MAPOVACÍCH VRTOV KV-1 (KAMENNÁ PORUBA) A MFG-1 (TURIE)

V súčasnosti je úplne nepredstaviteľné disponovať možnosťou uskutočnenia hlbokých vrtov s cieľom objasniť geologickú stavbu na účely zostavenia regionálnej geologickej mapy. Popri relatívne dobre odkrytom teréne nám preto prišla veľmi vhod aj skutočnosť, že v študovanom priestore sa v minulosti realizovali dva hlboké jadrové mapovacie vrty (KV-1 Kamenná Poruba a MFG-1 Turie). Zachované vrtné jadrá sme prezreli až po uskutočnení geologického mapovania, pri ktorom sme spoznali vrstvom sled, postavenie všetkých problematických siliciklastických litofácií v ňom (pričom jednotlivé litofácie nadobudli celkom inú pozíciu vo vrstvom slede, ako mali dovtedy) a geologickú stavbu skúmaného územia. Vrtné jadrá sme prezreli preto, lebo poznatky získané mapovaním boli veľmi odlišné od poznatkov zohľadnených na starších geologických mapách a neboli v súlade s pôvodnou interpretáciou vrtných jadier.

Dôkladne sme prezreli materiál z mapovacích vrtov KV-1 a MFG-1, odobrali vzorkový materiál (na výbrusy) a urobili fotodokumentáciu. Pokúsili sme sa identifikovať

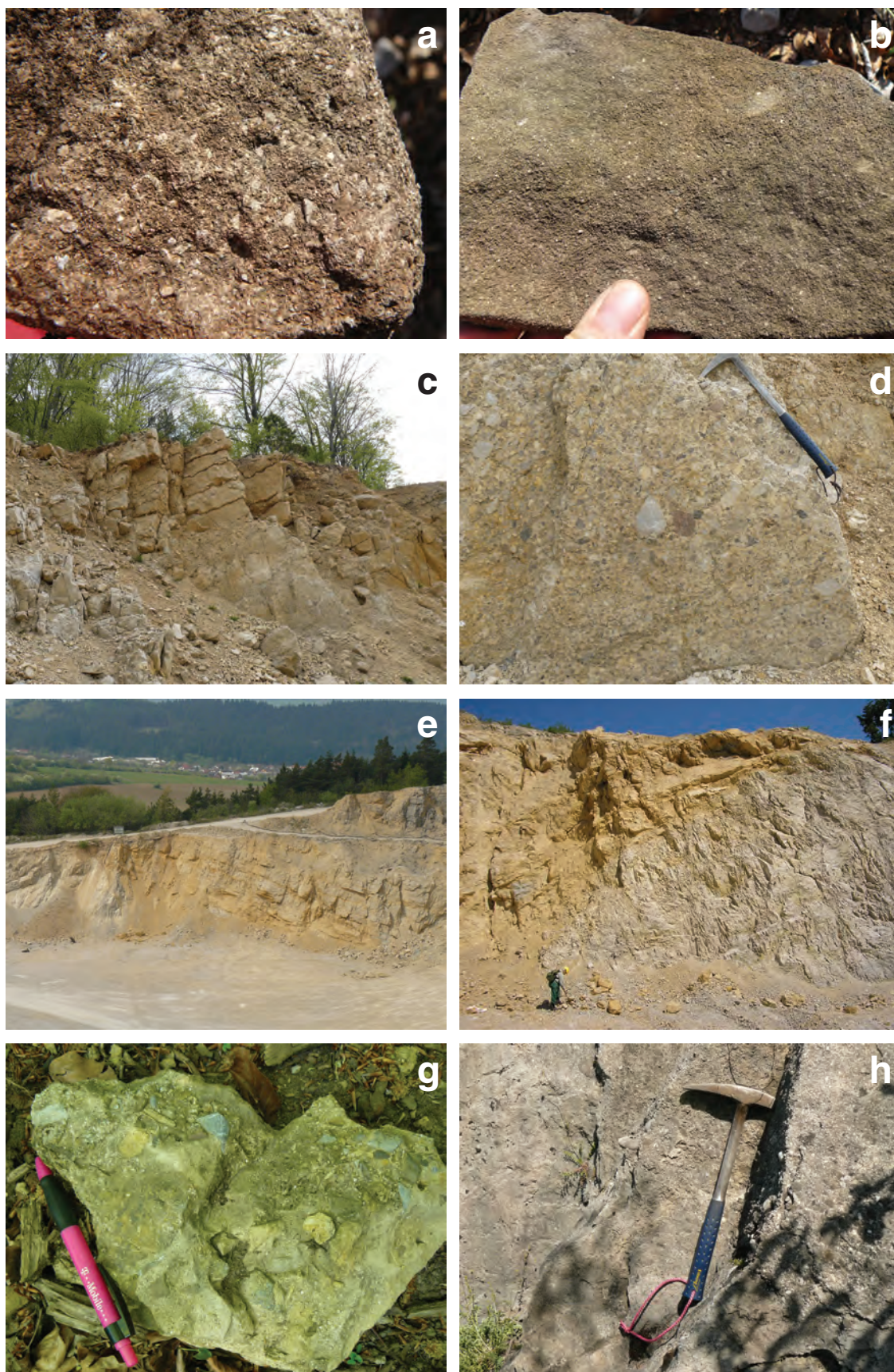
litostratigrafické jednotky v zmysle poznatkov získaných geologickým mapovaním, a tak zosúladiť poznatky získané pri mapovaní s poznatkami získanými z vrtných jadier.

Prehodnotenie jadier následne umožnilo spresniť predstavy o geologickej stavbe lúčanskej časti Malej Fatry. Predpokladáme, že zachované jadrá oboch vrtov (kompletný rozsah KV-1, čiastočne skartovaný MFG-1) predstavujú cenný materiál na ďalšie potenciálne štúdium.

KV-1

Vrt KV-1 situovaný južne od Kamennej Poruby sa realizoval v roku 1978. Jeho konečná hĺbka dosiahla 600 m. Cieľom vrtu bolo overiť podložie (sčasti domnelých) permských sedimentov. V zhodnujúcej správe (Vozárová a Vozár, 1980, príloha č. 2a) k profilu vrtu KV-1 sa píše: „... lokalita vrtu bola vybratá tak, aby vrt začal v najspodnejšej na povrchu obnaženej lavici pieskovcov a pokračoval do jej podložia⁵³.“ Celý profil vrtu bol interpretovaný ako

⁵³Názor, že vrt sa začína v najspodnejšej lavici pieskovca permu vystupujúcej na povrch vychádzal z predpokladu, že pestré (väčšinou červené) sedimenty vystupujúce na oboch svahoch doliny patria k permu. Za tohto predpokladu sa dalo očakávať, že vrt overí ich podložie.



Obr. 26. Sedimenty podtatranskej skupiny – borovské súvrstvie: a – hrubozrný pieskovec s organodetrítickou prímесou, vrchná časť borovského súvrstvia v reziduálnych zvyškoch na Hoblíku, 920 m n. m.; b – dobre vytriedené pieskovce s klastickou sľudou z rovnakej lokality; c – hrubolavicovité vrstvité hrubozrné zlepenec, báza borovského súvrstvia v lome Kosová; d – detail bazálnych zlepenecov borovského súvrstvia, tvorených výlučne materiálom strednotriasovej sekvencie hronika; e, f – primárny kontakt borovského súvrstvia na wettersteinských dolomitoch hronika obidvoch strán v lome Kosová; g – polymiktný zlepenec s piesčitou podpornou štruktúrou, lokalita Majer (v. od Nezbudskej Lúčky, 490 m n. m.); h – zlepenec borovského súvrstvia v lome pri Nezbudskej Lúčke, 375 m n. m.

alochtonna jednotka a zároveň litostratigrafická formácia, tzv. porubské súvrstvie (názov preferovaný v rokoch 1978 – 1980), resp. maluzinské súvrstvie (názov preferovaný v rokoch 1983 – 1988), resp. kamenoporubské vrstvy (názov preferovaný v rokoch 1989 – 2008). Podľa autorov správy (Vozárová a Vozár, 1980, str. 4) je tento súbor sedimentov „*petrograficky a faciálne úplne odlišný od obalového permu*“, resp. (príloha č. 2a, s. 2) „*z hľadiska litofaciálneho vývoja a petrografického charakteru ne-možno porovnať (tento vývoj) s permom obalovej série*“. Na základe faciálneho vývoja a petrografického charakteru (Vozárová, 1978) bol profil vrtu korelovaný s II. a III. megacyklom maluzinského súvrstvia hronika (Vozárová a Vozár, 1988, s. 269).

Podľa nášho názoru (pozri priloženú geologickú mapu a obr. 27 a 29) bol vrt KV-1 umiestnený v najvyššej časti lúžňanského súvrstvia tatrika (v tzv. verfěnských vrstvách)⁵⁴. Na povrchu vystupujú na dobre prístupnom a dobre odkrytom skalnom odkryve na brehu potoka (obr. 6a, g). Ich takmer subhorizontálne uložené vrstvy sú zložené najmä z hrubých lavíc stredozrnných kremenných arkóz s tenšími polohami bioturbovaných pestrých drôb.

Vrt excelentne umožnil sledovať celý profil lúžňanského súvrstvia s priamym litostratigrafickým prechodom do podložného stráňanského súvrstvia.

V profile jadrového vrtu sa nenašli žiadne dôkazy, ktoré by medzi permským a spodnotriasovým súvrstviem poukazovali na diskordanciu akéhokoľvek druhu. Naopak, k litologickej zmene z jedného súvrstvia na druhé dochádzalo postupne. Charakterizuje ju postupné pribúdanie ílovitejšieho matrixu, ojedinele pestrých drôb s karbonátovými konkréciami, ale aj úlomkov hornín kryštalinika smerom do podložia. Litologický vývoj typický pre spodný trias sa vytráca v rozmedzí 160 – 180 m. Od hĺbky 180 do 600 m sedimenty zaraďujeme do stráňanského súvrstvia. Od hĺbky 180 do 300 m sú častejšie prítomné jemnozrnné až hrubozrnné pestré droby, charakteristické pre jeho vrchnú časť (Vozárová, 1983, s. 10; Vozárová a Vozár, 1988, s. 207). V úseku 193 – 194 m sú v nich prítomné aj karbonátové konkrécie. Od 300 do 600 m je litologický vývoj typický pre stráňanské súvrstvie (výskyt hematitizovaných vulkanitov – spomenuté ďalej).

Vozárová (in Vozárová a Vozár, 1980, s. 24) z vrtu opísala aj úlomky bázických vulkanitov („*K zvláštnostiam petrografického zloženia patria úlomky nepravidelného, ostrohranného tvaru, ktoré sú zložené z takmer amorfného hematitizovaného materiálu...*“), ktoré sú typické pre permské sedimenty tatrika (z povrchových lokalít aj na s. 17). Je preto zarážajúce, že v petrografickej charakteristike vrtu KV-1 boli nakoniec sedimenty s takým typickým a viac-menej bežne prítomným detritom (charakteristickým pre stráňanské súvrstvie) stotožnené (Vozárová a Vozár, 1988, s. 269) so sedimentmi hronika: „... *redeponovaný bázický*

vulkanický materiál sa v sedimentoch maluzinského súvrstvia nachádza vo forme klastického detritu a úlomkov bazaltov veľkosti niekoľko cm.“

Petrografická charakteristika sedimentov (Vozárová, 1978; Vozárová a Vozár, 1980) preniknutých vrtom KV-1 bola zhodnotená veľmi dôsledne a možno ju dobre využiť pri charakterizovaní sedimentov tak vo vrte KV-1, ako aj ekvivalentných sedimentov permu a spodného triasu obnažených na povrchu.

Vrstvový sled je uložený v normálnej (neprevrátenej) pozícii.

MFG-1

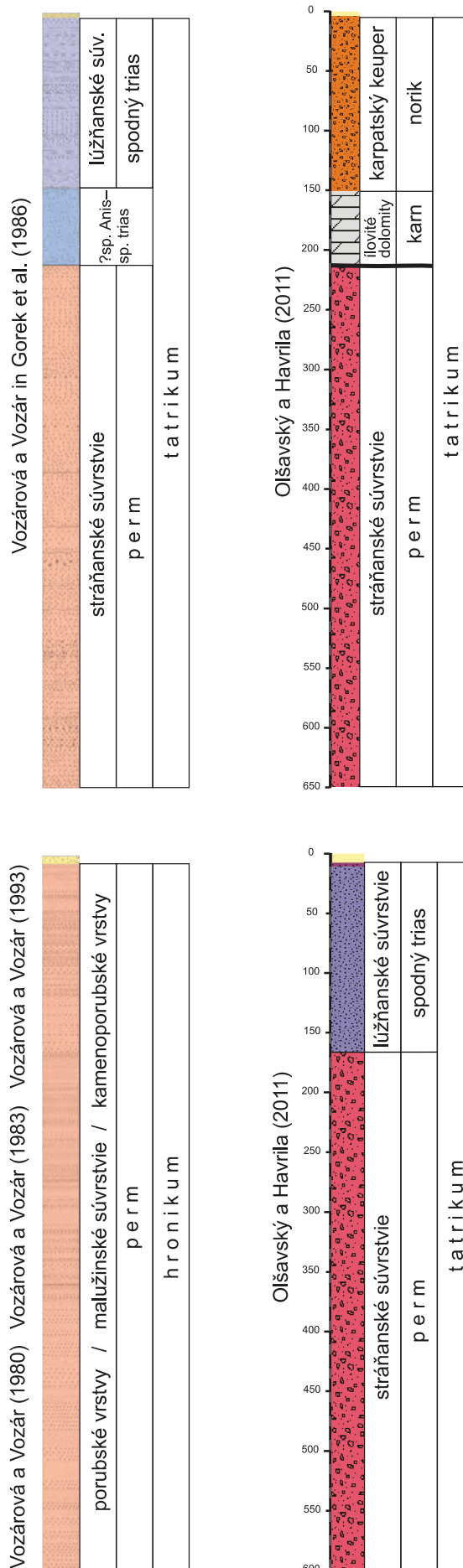
Mapovací vrt MFG-1 situovaný jv. od Turia bol realizovaný v roku 1985. Konečná hĺbka vrtu dosiahla 650 m. Dokumentáciu, petrografické vyhodnotenie a interpretáciu vrtu možno nájsť v správe Vozárovej a Vozára (in Gorek et al., 1986). Pri spracovaní vrtu boli uplatnené aj ďalšie metodiky. Mikrobiostratigrafické (palynologické) vyhodnotenie urobila Planderová (in Gorek et al., 1986), karotážne meranie vyhodnotil Kováč (in Gorek et al., 1986). Vzorky z evaporitov plánované na izotopové datovanie boli vyhodnotené v správe Kantora (in Gorek et al., 1988). Podľa Vozárovej a Vozára (in Gorek et al., 1986, s. 5) „*Zámerom vrtu bolo overiť charakter stavby v jadre antiklinály, prevrátať sekvencie stráňanského súvrstvia a dosiahnuť jeho bazálne časti, prípadne i kryštalinikum*“. Prevrtaný sled hornín bol interpretovaný takto: 0 – 210 m – horniny spodného triasu (lúžňanské súvrstvie) až ?spodného anisu (karbonáty s evaporitmi) ?tatrika v obrátenom slede, 210 – 650 m – permské stráňanské súvrstvie.

Podľa výsledkov nášho geologického mapovania (pozri priloženú geologickú mapu a obr. 28) bol vrt MFG-1 situovaný vo vrchnotriasových siliciklastických sedimentoch karpatského keupera tatrika (norik), ktoré tu v mieste vrtu reprezentujú zelené bridlice a svetlé kremité zlepenice. Hlbšie prešiel súvrstviem ílovitých dolomitov s evaporitmi pravdepodobne karnského veku. V prospech tohto zaradenia dolomitov hovorí nielen pozícia tejto litofácie vo vrstvom slede (pozri mapu), ale aj palynologické datovanie (Planderová in Gorek et al., 1986, s. 2 – 4) vzoriek odobraných v hĺbke 116 a 166 m, v ktorých sa zistili rýdzo vrchnotriasové sporomorfy. Podľa Planderovej (l. c.) sa druhy zistené v uvedených vzorkách nikde v európskej literatúre neuvádzajú zo starších sedimentov, ako je spodný karn. Výskum izotopov síry z evaporitov (úsek 171,6 – 183,5 až 199,3 m), ktorý urobil Kantor (in Gorek et al., 1988), nepriinesol riešenie problému.

Pozícia oboch súvrství hovorí v prospech normálneho (neprevráteneho) sledu. V hĺbke 220 m prešiel vrt podľa nášho názoru tektonickou poruchou do sedimentov stráňanského súvrstvia. Litologický charakter permských sedimentov má všetky charakteristiky stráňanského súvrstvia a obsahuje jeden z jeho typických diagnostických znakov – úlomky tmavých hematitizovaných vulkanitov.

⁵⁴Ležiacich v podloží sedimentov vystupujúcich na oboch svahoch doliny, patriacich podľa nášho názoru ku karpatskému keuperu. Aj preto hĺbka vrtu nestačila na overenie podložia sedimentov permu.

Obr. 27. Pôvodný a reinterpretovaný profil vrtu KV-1 (Kamenná Poruba). V reinterpretovanom profile úvodné metre vrtného jadra, resp. spodného triasu tvoria „verfenské vrstvy“ – na odlišenie od lúžňanského súvrstvia sú vyznačené farebne.



Obr. 28. Pôvodný a reinterpretovaný profil vrtu MFG-1 (Turie).



Obr. 29. a – Sklad hmotnej dokumentácie v Kráľovej pri Senci, v pozadí časť rozloženého vrtu KV-1; b – hrubozrnné kremenné arkózy až drobnozrnné zlepenice lúžňanského súvrstvia s polohami stredno- až hrubozrnných pestrých drôb vo vrchných častiach lavíc s badateľným paralelným a šikým zvrstvením v úseku 78 – 84 m; c – svetlé stredno- až hrubozrnné kremenné arkózy lúžňanského súvrstvia z úseku 172 – 176 m; d – pestré drobnozrnné zlepenice stráňanského súvrstvia s úlomkami tzv. hematitizovaných vulkanitov v úseku 420 – 426 m; e – pohľad na rozložený vrt MFG-1 v skladoch hmotnej dokumentácie v Bratislave-Trnávke; f – svetlé kremenné hrubozrnné arkózy až drobnozrnné zlepenice karpatského keuperu v úseku 95 – 101 m; g – pestré piesčité bridlice karpatského keuperu s početnými zelenými (choritickými) konkréciami v úseku 128 – 135 m; h – tektonicky postihnuté ílovité dolomity s evaporitmi v blízkosti kontaktu so stráňanským súvrstvom v úseku 184 – 191 m.

Karotážne meranie (gamakarotáž – GK) ukazuje systematicky zvýšené hodnoty takmer v celom priebehu sedimentov karpatského keuperu (0 – 140 m). Výraznejší pokles hodnôt GK je až okolo hĺbky 140 m, pričom od hĺbky 225 m do konca vrtu (stráňanské súvrstvie) má celkovo znížený a uniformný charakter bez výkyvov.

Vrstvový sled je uložený v normálnej (neprevrátenej) pozícii, pričom kontakt permu s karnom je tektonický.

POROVNÁVACIE ŠTÚDIUM LITOSTRATIGRAFICKEJ JEDNOTKY KARPATSKÝ KEUPER

Porovnávacie štúdium faciálneho obsahu litostratigrafickej jednotky karpatského keuperu (z kozolskej sukcesie len táto fácia dávala predpoklad na korelačné štúdium vedúce k stanoveniu tektonickej príslušnosti, ostatné členy sledu, t. j. gutensteinské vápence a dolomity stredného až vrchného triasu nie sú vhodné na korelačné štúdium s cieľom stanoviť ich tektonickú príslušnosť) sme robili najmä s cieľom zistiť tektonickú príslušnosť vrstvom sledu Kozla, ktorá nie je doriešená. Bolo potrebné porovnať faciálny obsah karpatského keuperu sledu Kozla s faciálnym obsahom tej istej litostratigrafickej jednotky sledov iných vývojov, resp. iných tektonických jednotiek.

Vzhľadom na možnosti sa porovnávalo len na základe terénneho výskumu (korelačných pochôdzok) a na základe štúdiá literatúry. Korelačné pochôdzky sa mohli robiť len v najbližšom okolí, preto sa uskutočnili v d'určinskej a zliechovskej sukcesii fatrika Lúčanskej Fatry. V d'určinskej sukcesii boli: 1. vo východnom až jv. okolí Rajeckej Lesnej (na severných svahoch údolia Lesnianky), 2. v jv. okolí Ďurčinej (na sz. úpätiach a svahoch kóty Baba); v zliechovskej sukcesii boli v jv. okolí Kamennej Poruby (na severných svahoch doliny Predná, t. j. na úpätiach kóty Uspaná skala). Poznatky získané v uvedených priestoroch fatrika boli porovnané s poznatkami získanými z kozolskej sukcesie z územia medzi údolím Porubského potoka a Hluchou dolinou.

Kozolská sukcesia

Študovaná lokalita: územie medzi údolím Porubského potoka a Hluchou dolinou.

Sled facií: litostratigrafická jednotka karpatský keuper kozolskej sukcesie smerom od podložia do nadložia na študovanom území obsahuje: ílovité dolomity (je problematické vyjadriť sa, či tieto dolomity sú nástupnou faciou karpatského keuperu, alebo sú jeho podloží; litologicky sú rovnaké ako keuperské dolomity tvoriace horizonty uprostred pestrých ílovcov karpatského keuperu fatrika); jedľovinské súvrstvie (polohy prevažne dolomitových zlepcov uložené v dolomitových ílovitých pieskovcoch, resp. sprevádzané ílovitými pieskovcami); červené laminované kremenné pieskovce; striedanie pestrých ílovcov a kremenných pieskovcov (kremencov) až hrubozrnných kremenných zlepcov; klastické karbonáty a evapority.

Stručná charakteristika facií:

a) *Ílovité dolomity* na jedinom zistenom odkryve sú hrubovrstvovité (hrúbka vrstiev je 20 – 70 cm). Zrnitosťou (jemnozrnné až „kalové“, tzv. chemogénne dolomity, t. j. primárne dolomity), farbou (po zvetraní žltosivej farby) a patinou (nápadne svetlá „biela“ patina) sú identické s „keuperskými dolomitmi“, a preto sú dobre odlišiteľné od stredotriasových ramsauských dolomitov. Obsahujú drobné „hráškové“ rohovce. Dosahujú malú hrúbku.

b) *Jedľovinské súvrstvie* (karbonátové, prevažne dolomitové zlepenca, uložené v dolomitových pieskovcoch, resp. sprevádzané dolomitovými pieskovcami) je pravdepodobne následným produktom labínskej fázy. Sú produktom znosu materiálu z vynoreného a erodovaného územia. Úplne prevládajú obliaky dolomitu, pričom sa vyskytujú hlavne obliaky ílovitých dolomitov, t. j. dolomitov vystupujúcich v bezprostrednom podloží zlepcov. V niektorých telesách sú ale zreteľne, hoci v podstatne menšej miere zastúpené aj staršie neílovité bituminózne dolomity prevažne tmavosivej farby, v menšej miere (skôr ojedinele) dokonca aj gutensteinské vápence. Vyskytujú sa aj drobné (do veľkosti niekoľko milimetrov) klasty silicítov (silicity primárne tvoria pomerne zriedkavé hľuzy v ílovitých dolomitoch vystupujúcich v podloží zlepcov). Úplne v nich chýba klastický kremeň. Jedľovinské súvrstvie dosahuje malú hrúbku.

c) *Červené laminované kremenné pieskovce* sú dobre vytriedené, strednozrnné, sivé až červenofialové, s paralelnou lamináciou. Dosahujú malú hrúbku. Pieskovce tejto subfácie sa vyskytujú aj v d'určinskej sukcesii, pre ktorú sú typickou subfáciou.

d) *Kremenné pieskovce (kremence) a hrubozrnné zlepenca* sa vyznačujú chaotickým uložením klastického materiálu, jeho nevytriedením, zlým opracovaním, hrubozrnnosťou a nižšou petrografickou zrelosťou. Najmä táto subfácia dokumentuje proximálny charakter karpatského keuperu kozolskej sukcesie. Spolu s pestrými ílovcami tvorí podstatnú časť celého súvrstvia. Pre slabé odkrytie nie je možné stanoviť pomer týchto dvoch subfácií.

e) *Pestré ílovce* najmä rôznych odtieňov červenej (červenofialovej, tehlovočervenej) farby, ale aj sivozelenej, okrovej a sivej farby sú typickou subfáciou karpatského keuperu.

f) *Horizonty klastických karbonátov („zlepcov z karbonatických valúnek“ sensu Mišík, 1966, s. 62; „klastických vápencov, resp. drobnozrnných karbonatických brekcií až pieskovcov“ sensu Mišík, 1978, s. 37)* vystupujú v pestrých ílovcach karpatského keuperu kozolskej sukcesie. Klasty sú z pelitomorfných vápencov alebo z dolomitov. Obvykle sú sivej farby. Na priereze klastov možno pozorovať prstence tvorené vyzrážanými koloidmi železa hrdzavej farby. Mišík (1966, s. 62) predpokladá, že prstence vznikli zvetrávaním na súši (v subaerických podmienkach) v oblasti červeného zvetrávania a že hornina vznikla splavením úlomkov do jazerného prostredia. Táto subfácia sa v kozolskej sukcesii síce vyskytuje, ale jej zastúpenie je skôr sporadické.

g) *Evapority (anhydrity)* sa zistili len vo vrte MFG-1 pri Turí. Z hĺbkového intervalu 151 – 210,3 m, z „*ílovco-vo-karbonátovej šedej, tmavošedej brekcie*“ ich opísali Vozárová a Vozár (in Gorek et al., 1986, s. 18). Z uvedenej brekcie opísali „*tenké polohy svetlošedého anhydritu*“. Celý hĺbkový interval zaradili do spodného anisu – spodného triasu. Planderová (in Gorek et al., 1986) na základe bohatej asociácie sporomorf získanej z tohto hĺbkového intervalu (z hĺbky 166 m) zaradila tieto horniny do „*konca stredného až vrchného triasu (karnu)*“. Vzhľadom na výskyt spór vlhkomilných papraďovitých rastlín predpokladala teplú klímu s dlhším vlhkým obdobím. Vychádzajúc z jej datovania a z litologického opisu Vozárovej a Vozára (l. c.), možno konštatovať, že anhydrity vystupujú v subfácii a) *ílovité dolomity*.

Iné významné znaky: hrúbka súvrstvia je pomerne malá; sedimentácia súvrstvia sa začína usadením jedľovinských vrstiev po hĺate (vynorenie aspoň časti územia spojené s eróziou a odnosom); chaotický charakter kremenných pieskovcov (kremencov) a zlepcov (nižšia zrelosť petrografického zloženia sedimentu, zlé opracovanie, zlé vytriedenie materiálu, textúrne znaky skôr zriedkavé); odlišnosť sledu facií oproti obom sledom fatrika (plytkovodnému d'určinskému a hlbokovodnému zliechovskému), akoby šlo o ich obrátený sled, je to akási obrátená postupnosť facií oproti sukcesiam fatrika, ktoré majú jasnú normálnu postupnosť (odspodu: kremence, ílovce, dolomity).

Ďurčinská sukcesia

Študovaná lokalita: a) juhovýchodné okolie Rajeckej Lesnej (severné svahy údolia Lesnianky), b) juhovýchodné okolie Ďurčinej (severozápadné úpätia a svahy kóty Baba).

Sled facií: litostratigrafická jednotka karpatský keuper d'určinskej sukcesie fatrika smerom od podložia do nadložia na uvedených lokalitách obsahuje kremenné pieskovce (kremence), pestré ílovce a dolomity. Je to sled zhodný so sledom karpatského keuperu v celom fatriku.

Stručná charakteristika facií:

a) *Kremenné pieskovce (kremence)* sú zastúpené vývojom tejto subfacie normálnym pre fatrikum. Ich charakteristickým typom v d'určinskej sukcesii sú laminované strednozrnné kremenné pieskovce sivej až červenofialovej farby.

b) *Pestré ílovce* sú zastúpené vývojom tejto subfacie obvyklým pre fatrikum. Prevládajú ílovce červenofialovej a tehlovočervenej farby, vyskytujú sa však aj ílovce sivozelenej, sivej a okrovej farby.

c) *Dolomity* sa ničím neodlišujú od „*keuperských dolomitov*“ tvoriacich vložky hlavne vo vyššej časti ílovcov v celom priestore fatrika.

Iné významné znaky: hrúbka súvrstvia je pomerne malá; prechod z podložia je aspoň zdanlivo plynulý, bez prerušenia sedimentácie; charakter kremenných pieskovcov (kremencov) je usporiadaný (vyššia zrelosť petrografického zloženia sedimentu, dobré triedenie, zreteľné textúrne znaky); sled facií je zhodný ako v zliechovskej sukcesii, s normálnou postupnosťou facií a s prechodom od konti-

entálnych siliciklastických facií vystupujúcich v spodnej časti sledu k morskej facií dolomitov vystupujúcej v hornej časti sledu.

Zliechovská sukcesia

Študovaná lokalita: juhovýchodné okolie Kamennej Poruby (severné svahy doliny Predná, t. j. úpätia kóty Usypaná skala).

Sled facií: litostratigrafická jednotka karpatský keuper zliechovskej sukcesie fatrika smerom od podložia k nadložiu na uvedenej lokalite obsahuje kremenné pieskovce, pestré ílovce a dolomity. Je to sled zhodný so sledom karpatského keuperu v celom fatriku.

Stručná charakteristika facií:

a) *Kremenné pieskovce (kremence)* sa vyznačujú tým, že ich prekvapivým znakom je vysoká porozita v niektorých vrstvách spodnej časti kremencov. Je spôsobená vylúhovaním klastov dolomitov, ktoré sú podľa tvaru dutín ostrohranné, ale aj pomerne dobre opracované. Miestami sú dolomitové klasty ešte zachované. Pravdepodobne pochádzajú z podložných dolomitov. Zreteľné sú aj klasty (pravdepodobne sú to intraklasty) pestrých ílovcov, ktoré sa však vyskytujú zriedkavejšie. V spodnej časti túto subfaciu zastupujú hrubozrnné kremence až drobnozrnné zlepenice svetlej až „*bielej*“ farby. Zo sedimentárnych textúr je v jej vrchnej časti skôr ojedinele pozorovateľné šikmé zvrstvenie s hrubými laminami. V menšej miere sú zastúpené aj jemno- až strednozrnné kremenné sľudnaté pieskovce/kremence svetlofialovej farby s dobre zreteľnou paralelnou lamináciou, s „*gradovaním*“ hrúbky lamín a veľkosti klastov (zrn).

b) *Pestré ílovce* sa nevyznačujú žiadnymi osobitnými črtami v porovnaní s ílovcami karpatského keuperu fatrika. Prevládajú v „*strednej*“ časti súvrstvia. Obsahujú vložky kremenných pieskovcov.

c) *Dolomity* vystupujú v hornej časti súvrstvia (tvoria polohy v ílovcoch), ale prvá ingesia mora, ktorej sú produktom, nastala už v bezprostrednom nadloží kremencovej faciie tvoriacej spodnú časť sledu (posledná vrstva kremencov má hrúbku asi 3 m). Prvú vrstvu dolomitov od nej oddeľuje len asi 5 m hrubá vrstva fialových ílovitých bridlic. Celková hrúbka dolomitov usadených počas prvej ingesie dosahuje 1,2 m, priemerná hrúbka vrstiev dolomitov v nej je 20 – 30 cm.

Iné významné znaky: hrúbka súvrstvia je oproti hrúbke súvrstvia karpatského keuperu d'určinskej sukcesie, ako aj oproti hrúbke súvrstvia karpatského keuperu kozolskej sukcesie pomerne veľká; prechod z podložia je zdanlivo plynulý; charakter kremenných pieskovcov (kremencov) je usporiadaný (relatívne vysoká zrelosť petrografického zloženia sedimentu, dobré vytriedenie, zreteľné textúrne znaky); sled facií je zhodný ako v d'určinskej sukcesii, s normálnou postupnosťou facií, s prechodom od kontinentálnych siliciklastických facií vystupujúcich v spodnej časti sledu k morskej facií dolomitov vystupujúcej v hornej časti sledu.

Záver

Základnou litofáciou karpatského keuperu kozolskej sukcesie, ako aj sukcesii tatrika, fatrika, veporika a hronika sú siliciklastické sedimenty terestrického pôvodu. Skladajú sa z dvoch sublitoácií, z psamitov/psefitov (kremenných pieskocov až konglomerátov) a z pelitov (pestrých ílovcov). Inou bežne známou litofáciou karpatského keuperu sú karbonáty (dolomity morského pôvodu; menej známe sú karbonátovo-klastické fácie, t. j. dolomitové zlepenca – jedľovinské vrstvy a klastické vápence – pseudopizolity, obe terestrického pôvodu). Paletu dopĺňajú evapority (sadrovce a anhydrity) a uhlie paralického pôvodu⁵⁵.

Siliciklastické sedimenty karpatského keuperu kozolskej sukcesie v porovnaní so siliciklastickými sedimentmi karpatského keuperu d'určinskej, a hlavne zliechovskej sukcesie Lúčanskej Fatry majú evidentne proximálnejší charakter. Siliciklastické sedimenty kozolskej sukcesie sú rádo vo hrubozrnnejšie a sú štruktúrne nevytriedené/nezrelé⁵⁶. Nevytriedené nie sú len v rámci jednej fácie, napr. kremenných pieskocov (kremencov) až kremenných zlepenecov, ale aj v slede hornín od podložja k nadložiu. V kozolskej sukcesii sa psamiticko-psefitické a pelitické sedimenty mnohonásobne striedajú, no vo vnútornejšom priestore centrálnych Západných Karpát sú tieto fácie pomerne dobre od seba oddelené. Psamiticko-psefitické sedimenty sú proximálnou fáciou a tvoria prevažne spodnú časť sledu, menej sa vyskytujú aj v strednej časti sledu. Pelitické sedimenty sú distálnou fáciou a tvoria hlavne strednú a vyššiu časť sledu, pričom v strednej časti v nich vystupujú polohy psamiticko-psefitických sedimentov a polohy dolomitov a vo vrchnej časti v nich tvoria polohy vrstvy dolomitov, ktoré miestami, najmä v južných priestoroch rozšírenia fácie aj prevládajú.

Siliciklastické sedimenty kozolskej sukcesie majú najproximálnejší charakter v rámci celého priestoru rozšírenia fácie karpatského keuperu v centrálnych Západných Karpatoch. Tento fakt bol sčasti známy už Bystrickému (1956) a Andrusovovi (1959), ktorí si na základe prác Matějku (1927, 1931 – tieto sedimenty považoval najprv za permské, potom za spodnotriasové), ale aj starších prác (Uhliga, 1897 – 1898; Limanowskeho, 1903; Turnau-Morawskej, 1953)⁵⁷ všimli, že najhrubozrnnejší charakter majú sedimenty karpatského keuperu v tatriku Malej Fatry a Veľkej Fatry a vo Vysokých Tatrách.

ZDROJOVÁ A DEPOZIČNÁ OBLASŤ SEDIMENTOV KARPATSKÉHO KEUPERU

Materiál karpatského keuperu sa oddávna považoval za produkt zvetrávania hornín vystupujúcich v jeho pod-

loží. Červené bridlice mali byť „terra rossou“ vzniknutou zvetrávaním dolomitov, dolomitové zlepenca zasa produktom rozpadu týchto dolomitov (Turnau-Morawska, 1953, s. 86). Podľa Limanowského (1903) je keuper jazernou, močiarnou a suchozemskou usadeninou, ako aj usadeninou opakovaného návratu mora do tohto priestoru. Turnau-Morawska (1953) upozorňovala, že niektoré pieskovce karpatského keuperu sú produktom tečúcej vody a predpokladala aj pobrežno-morský pôvod časti sedimentov. Matějka a Andrusov (1931) považovali sedimenty karpatského keuperu sčasti za kontinentálne, sčasti za lagunárne (predpokladali, že v noriku existoval široký chrbát zahŕňajúci vysokotatranskú zónu a vonkajšiu, subtatranskú časť). K otázke zdroja materiálu karpatského keuperu sa vyslovil aj Andrusov (1959, s. 56). Predpokladal, že materiál karpatského keuperu môže byť intratatrický a môže pochádzať z hornín vystupujúcich v jeho podloží. Predpokladal, že v priestore tatrika „boli vynorené kryštalinické masívy“ a tie mohli byť zdrojom klastického materiálu pre fáciu karpatského keuperu⁵⁸ (uviedol aj argumenty v prospech tohto predpokladu, napr. vysoký obsah živcov v niektorých pieskovcových polohách; tenké polohy zložené výlučne z úlomkov vápencov; dolomity, rohovce a kremeň v zlepencoch; rohovce, kremence, živce, sericit, muskovit a biotit v pieskovcoch). Pôvod tohto materiálu treba podľa neho hľadať čiastočne priamo v podloží keuperu. Za horniny miestneho pôvodu tvoriace klasty v zlepencoch považoval aj dolomity podložného stredného triasu (l. c., s. 55). K horninám nezisteného pôvodu zaradil žilný kremeň, grafitovo-kremennú bridlicu, kemité metamorfované bridlice, kvarcitické pieskovce, prekremené bázické vyvreniny, serpentinit a prekremenú písmenkovú žulu. Konštatoval (l. c., s. 59) však, že pôvod materiálu psefitov a pelitov z podložja nemožno s istotou preukázať, preto považoval za pravdepodobné, že materiál pieskocov väčšinou pochádza z ďalších oblastí. Konštatoval: „Oblasť odkiaľ tento materiál pochádzal, treba asi znovu hľadať hlavne vo vindelicko-beskydskom vale. ... Vznik červených ílovitých alebo slienitých usadenín v keupere je zjavom v Európe veľmi rozšíreným. Jeho pôvod treba hľadať na rozsiahlych kontinentálnych plochách, z ktorých čerpali materiál sedimenty germánskeho triasu; v našom prípade prichádza do úvahy zasa vynorená oblasť vindelicko-česko-beskydská.“ Je však otázne, či tento priestor bol jediným zdrojom tohto obrovského množstva materiálu, alebo či karpatský a germánsky priestor neboli nejakým prepojené a materiál tak mohol byť transportovaný z germánskeho priestoru⁵⁹. Zamietol „terra-rossový“ pôvod červených pelitov (napr. na základe mineralogického zloženia). Považoval ich za produkt zvetrávania na rozsiah-

⁵⁵Andrusov (1959, s. 58) v časti venovanej vývoju karpatského keuperu krížňanského príkrovu uvádza polohy uhlia zachované v Krivánskej Fatre a vo Vysokých Tatrách.

⁵⁶Siliciklastiká sú štruktúrne nezrelé, veľká časť z nich je však zároveň mineralogicky zrelá – len lokálne sa vyskytujú živce ako klastogénny materiál.

⁵⁷Práce Uhliga (1897 – 1898), Limanowského (1903) a Turnau-Morawskej (1953) sa týkajú fácie dolomitových zlepenecov jedľovinského súvrstvia. Turnau-Morawska (1953) ich považovala za súčasť karpatského keuperu.

⁵⁸Aj Mišík (1978, s. 37) sa domnieval, že keuperské kremence Veľkej Fatry a Malej Fatry sú intratatrické a boli derivované z kryštalinických jadier tatrika. K tejto úvahe pristúpil na základe konštatovania, že severne od tatrika v bradlovom pásme sedimentovali morské fácie norika (Mišík et al., 1977), a preto cez tento priestor nemohol byť transportovaný siliciklastický materiál kontinentálneho pôvodu.

⁵⁹Fácia karpatského keuperu sa od jej vyčlenenia považovala za fáciu charakteristickú pre priestor Západných Karpát. Podľa toho bola sčasti aj pomenovaná. Ukazuje sa však, že táto fácia bola do karpatského priestoru len redeponovaná a skôr ju možno stotožniť s vývojom vindelického, resp. germánskeho priestoru, čo vystihuje druhá časť pomenovania fácie.

lych kontinentálnych plochách. Sadrovcové telesá považoval za produkt odparovania v lagúnach. Dolomity keuperu považoval za produkt chemogénneho zrážania v lagúnach. Predpokladal, že keuper vznikol za stáleho kolísania zemského povrchu v blízkosti morského pobrežia pri okraji vindelicko-beskydského valu. Charakterizoval ho ako molasovo-lagunárnu formáciu vyvinutú v oblasti postihnutej starokimérskymi pohybmi a v oblasti, ktorá k nej bezprostredne priliehala. Bouček a Kodým (1963) vo vrchnom triase centrálnych Západných Karpát konštatovali značný sedimentačný nepokoj vyvolaný pohybmi podložia, ktoré sa prejavili nerovnomerným vyzdvihnutím niektorých častí dna s tvorbou kordiléry s podobou archipelagu. Výsledkom procesu boli stratigrafické hiáty spojené s miestnou denudáciou, tvorbou terigénnych hornín a plytkovodných príbrežných usadenín. Kordiléry a hiáty lokalizovali do tatridnej oblasti. Pohyby charakterizovali ako epeirogenetické, spojené so starokimérskou fázou vrásnenia. Už Andrusov (1959, s. 56) poukázal na to, že súvrstvie karpatského keuperu „V oblasti celého severného svahu Vysokých Tatier vystupuje... vo vysokotatranskej fácií len sporadicky v podobe väčších alebo menších šošoviek o maximálnej hrúbke asi 100 m“. Vysvetľoval, že „Je to podmienené čiastočne iste tektonicky, avšak nad keuperom... jura transgreduje. Preto nedostatok keuperu môže byť podmienený jeho odstránením za fázy pokeuperovej erózie“. Konštatoval (l. c., s. 54) aj, že „Osobitosťou tatridnej série je častý nedostatok celého vrchného triasu. Tento nedostatok je podmienený pohybmi zemské kôry, ktoré odpovedajú tzv. starokimérskej fáze. Vrchný trias sa tu väčšinou neusadzoval, alebo vykazuje kontinentálny vývin ...“ K podobnej predstave vývoja priestoru tatrika Považského Inovca počas vrchného triasu, akú mali o tatridnom priestore Bouček a Kodým (1963), dospel Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983; in Ivanička et al., 2011). Michalík et al. (1982) v zhode s Andrusovom (1959) konštatovali, že vývoj karpatského keuperu je obmedzený na zóny postihnuté ranokimérskou emerziou. Aj na základe geochemického štúdia dospeli k záveru, že sled sedimentoval v kontinentálnom bazéne pri rýchlo sa meniacich podmienkach prostredia (plochá pustá pevnina až púšť s občasnými vodnými tokmi a vysychajúcimi jazerami, postihnutá občasnými krátkodobými transgresiami plytkého mora). Ďurovič (1973a) konštatoval, že prevažná časť hornín karpatského keuperu krížňanského príkrova v Strážovskej hornatine sedimentovala vo vodnom prostredí a má charakter flyšoidno-lagunárnej sedimentácie. Mišík (1978, s. 37) konštatoval, že ide o lagunárny vývoj, v ktorom je hypersalinické prostredie doložené prítomnosťou sadrovcov na veľkom počte lokalít (známou hlavne z vrtných prác) a prítomnosťou lagunárnych evaporačných dolomitov. Na základe nálezu ostrakódov⁶⁰ uvažoval (l. c., 1978, s. 37) o hypersalinickom alebo brakickom prostredí. Občas-

né vynorenie dokumentoval nálezom bahenných prasklín v Širokom sedle v Belianskych Tatrách⁶¹. O subaerickom prostredí uvažoval aj na základe výskytov „klastických vápencov“, ktorých úlomky majú Liesegangove prstence. Na základe výskytu silkretov v krížňanskom príkrove v čiastkovom príkrove Bujačieho v Belianskych Tatrách uvažoval Mišík (1996) o semiaridných podmienkach sedimentácie. Z výskytu dolomitov usudzoval na lagunárne prostredie.

Podľa paleogeografickej schémy sedimentačného priestoru karpatského keuperu (obr. 30) zostavenej⁶² Havrilom (in Havrila a Baráth, 1996) sedimenty karpatského keuperu sú v centrálnych Západných Karpatoch súčasťou veľkého plochého deltového vejára (ležiaceho v piedmontnej pozícii, priliehajúce k vindelicko-beskydskému valu) pokrývajúceho tatrikum a fatrikum s distálnymi zásahmi až do hronika (mičinské vrstvy v hlavnom dolomite hronika). Uložili sa sčasti na vynorenej pevnine tatrika, prevažne však na plytkom subsidujúcom šelfe tvorenom dolomitmi stredného až vrchného triasu. Subsistencia tohto priestoru bola kompenzovaná siliciklastickou sedimentáciou, ktorá tak postupne vytvorila v tomto priestore kontinentálne prostredie so sporadickými ingresiami mora (nastupujúcimi z vnútorného priestoru centrálnych Západných Karpát). Schéma zobrazuje triedenie siliciklastického materiálu od sedimentačného priestoru kozolskej sukcesie tatrika, resp. od vindelicko-beskydského valu smerom do strán, a hlavne dovnútra priestoru centrálnych Západných Karpát.

Na základe veľkostného triedenia psamiticko-psefitického materiálu v smere dovnútra centrálnych Západných Karpát možno usudzovať, že bol prinášaný tak, ako predpokladal Andrusov (1959), z vonkajšieho priestoru, že jeho zdrojom je severoeurópska platforma – pevnina (priestor s vývojom germánskeho triasu) – a vstupným bodom do priestoru centrálnych Západných Karpát bolo územie tatrika Lúčanskej Fatry (pravdepodobne aj priestor tatrika Vysokých Tatier a Belianskych Tatier). V tatriku Lúčanskej Fatry karpatský keuper zastupujú hlavne kremenné pieskovce (kremence) až konglomeráty (táto fácia je známa aj z priestoru tatrika Vysokých Tatier a Belianskych Tatier). V tatriku Veľkej Fatry sú to najmä kremenné pieskovce (kremence), v ostatnom priestore centrálnych Západných Karpát, t. j. dovnútra a do strán od oboch pohorí zastúpenie psamiticko-psefitických sedimentov klesá. Tvoria len spodné časti sledov a vyššie vložky v pelitoch (pestrých ílovcoch), a to hlavne v ich spodnejších častiach, čo je zreteľné najmä vo fatriku.

Zastúpenie pelitov ukazuje opačnú tendenciu, ich hrúbka rastie so vzdialenosťou od zdroja. V tatriku sú zastúpené v menšej hrúbke, a to najmä mimo Malej Fatry a Veľkej Fatry. V priestoroch vzdialených od vstupného bodu vo fatriku sú prevládajúcou zložkou a dosahujú veľkú (maximálnu) hrúbku, smerom na juh (sukcesia Veľkého boku) ich hrúbka prudko klesá a sú menšinovou litofáciou. V hroniku tvoria polohy mičinských vrstiev v hlavnom dolomite (napr. v Strážovských vrchoch a vo Zvolenskej vrchovine), podobne aj v bajuvariku Severných Vápencových Álp (frankenfel'ský príkrov).

⁶⁰V sedimentoch karpatského keuperu neboli doteraz nájdené temer žiadne fosílie. Kettner (1931, s. 377) uviedol *Schizodus* sp., Michalík (1974, s. 260) *Trigonodus* sp. Z vložiek dolomitov Mišík (1978, s. 37) uvádza ostrakódy, Al-Juboury (1992) glomospiroidné foraminifery, Gaždžickí et al. (1979) morský planktón. Z ílovcov Michalík et al. (1982) uvádza xerofytnú palynofloru. Makroflóru *Schizoneura hoerensis* (His.) SCHIMP. uviedol Limanowski (1903, s. 167 a 172), neurčiteľné kalamity Mahel (1948, s. 15).

⁶¹Bahenné praskliny sa vyskytujú aj v sedimentoch karpatského keuperu kozolskej sukcesie.

⁶²Schéma bola skompilovaná na základe literárnych údajov.

Rozmiestnenie dolomitov a evaporitov je v súlade s paleoreliéfom vytvoreným siliciklastickými sedimentmi a v súlade s paleogeografickou situáciou (pevnina na severe, more na juhu). Zastúpenie dolomitov jednoznačne stúpa smerom dovnútra centrálnych Západných Karpát. V tatriku buď nie sú zastúpené vôbec, alebo len sporadicky (napr. v Lúčanskej Fatre). Vo fatriku sú bežnou zložkou v strednej časti vrstvových sledov (nastupujú temer úmerne s vypadávaním psamiticko-psefitických sedimentov), kde tvoria početné polohy v pestrých ílovcoch, dominantnejšie sú vo vrchnej časti vrstvových sledov. Smerom na juh (sukcesia Veľkého boku, heľpianska sukcesia, sukcesia veporika Čiernej hory) tvoria hlavnú zložku sledu, ale celková hrúbka sledu prudko klesá. V hroniku tvoria hlavnú litofáciu a hrúbka sledu je veľká. Evapority sú známe najmä z domnelých kysucko-pieninských bradiel (Záblatie – Drietoma) a z mnohých vrtoch v centrálnych Západných Karpatoch (napr.: v tatriku MFG 1 Turie, vo fatriku HM 1 Rakša, ŠŠ 1 Špania Dolina, SBM 1 Soblahov, VZŠ 1 Vyšné Ružbachy, HVZ 11A Zniev, R 1 Zlatno pri Novej Bani, IG 1 Báňska v Poľsku).

Klastické vápence (pseudopizolity) sú známe z domnelých kysucko-pieninských bradiel (Záblatie – Drietoma, Mikušovce), resp. z drietomskej (bošáckej) jednotky, z tatrika a z fatrika. Ich hlavná masa sa pravdepodobne vyskytuje v drietomskej jednotke (Drietoma, dolina Chocholnice), kde tvoria množstvo polôh (najpočetnejšie a najhrubšie telesá klastických karbonátov v centrálnych Západných Karpatoch) v pestrých ílovcoch a kde jednotlivé klasty (pseudopizoidy) dosahujú najväčšie rozmery. Smerom do tatrika klesá hrúbka, množstvo telies aj veľkosť klastov, sú v ňom skôr sporadickou zložkou. Vyskytujú sa v kozolskej sukcesii Lúčanskej Fatry, v Belianskej doline vo Veľkej Fatre (Havrila, 1979), pri Novej Lehote v Považskom Inovci (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983), v Žiari hlavne v okolí Jasenova a pri Vyšehradnom (Havrila in Rakús et al., 1989), Mišík (1978) ich uvádza z Tužinskej doliny v Strážovských vrchoch. Z vnútornejších zón centrálnych Západných Karpát vystupujú napr. vo vysockom príkrove v Malých Karpatoch, z externejšej časti krížňanského príkrovu ich na mnohých lokalitách (Bodovka, Ďurčiná, Lučivná, Bystrička, Nolčovo, Podhradie, Huty, Čutkovská dolina, Borišov, Strožiská dolina, Široké sedlo) evidoval Mišík (1978). Klastické vápence sa vyskytujú na pomerne veľkej ploche, pravdepodobne sú intraformačné. Ich transport a triedenie je zdanlivo v zhode s modelom siliciklastík, definitívne platný kľúč na ich rozloženie sa však zatiaľ ne našiel.

Rozmiestnenie lokalít s výskytom polôh dolomitových zlepcov jedľovinského súvrstvia v sedimentačnom priestore fácie karpatského keuperu v tatriku, fatriku a vo veporiku poskytuje odlišný obraz o zdrojovej oblasti od obrazu poskytnutého siliciklastickými sedimentmi. Zistili sa na nasledujúcich lokalitách: v tatriku na mnohých lokalitách v Lúčanskej Fatre (Molnárová, 1973 – pokladala ich za súčasť karpatského keuperu; Rakús, 1973 – pokladal ich za spodný trias; Rakús a Hók, 2003 – pokladali ich za súčasť karpatského keuperu a zaviedli pre ne názov jedľovinské súvrstvie), vo vysokotatranskej sérii Vysokých Tatier (Andrusov, 1959, s. 57) a na Trangoške v Nízkych Tatrách, kde vystupujú v úzkom pruhu od doliny Štiavnica po dolinu

Bystrá (Kováč a Filová, ústna informácia – pokladali ich za ?lias); vo fatriku na lokalite Havranovo v Belianskej doline vo Veľkej Fatre (Havrila, 1979 – pokladal ich za sedimenty karpatského keuperu; Polák in Polák et al., 1997 – pokladal ich za spodný trias), kde majú čiastočne iný litologický vývoj – obliaky dolomitov netvorí zlepenca, ale vystupujú v dolomitových pieskovochoch, v údolí Revúcej vo Veľkej Fatre (Matějka, 1927, s. 540 – uvádza výskyt dolomitových obliakov veľkosti do 3 cm v kemitom pieskovci), na viacerých lokalitách pri Uľanke (Havrila in Havrila et al., 2001, s. 36 – pokladal ich za bazálnu fáciu karpatského keuperu), na Glezúre pri Španej Doline (Koutek, 1935; Kubíny, 1965; Jaroš et al., 1966 – s otáznikom ich zaradili do paleogénu), na kóte 999 s. od kóty Ťapuška pri Španej Doline (Havrila in Havrila et al., 2001 – pokladal ich za bazálnu fáciu karpatského keuperu), t. j. všetko v Starohorských vrchoch; južne od Zakopaného vo Vysokých Tatrách (Uhlig, 1897 – 1898; Limanowski, 1903, s. 30; Turnau-Morawska, 1953; Andrusov, 1959, s. 57; pokladali ich za súčasť karpatského keuperu), bez uvedenia lokalít z fatrika (krížňanskej jednotky) Nízkych Tatier uviedol Mahel' (in Mahel' et al., 1964; in Mahel' et al., 1967, s. 284), odvolávajú sa na Náprstka (1963)⁶³, dolomitové pieskovce s opracovanými dolomitovými obliakmi v spodných častiach pieskovochoch karpatského keuperu; v sukcesii Veľkého boku v okolí Liptovskej Tepličky (Kováč a Hók, ústna informácia – pokladali ich za ?lias). Lokality zlepcov v paleopriestore ležia na mierne oblúkovitej línii prebiehajúcej naprieč sedimentačným priestorom tatrika, fatrika a veporika od lokality Jedľovina v sedimentačnom priestore kozolskej sukcesie v tatriku po lokalitu Liptovská Teplička v sedimentačnom priestore sukcesie Veľkého boku vo veporiku. Toto rozmiestnenie pravdepodobne naznačuje okraj vynorenej oblasti (aj vzhľadom na smer transportu obliakov dolomitu zo severu, zistený z imbrikácie obliakov v okolí Uľanky, možno usudzovať na južný okraj vynorenej oblasti). Nemožno však vylúčiť ani ich menšie lokálne zdroje. Zo zloženia karbonátových zlepcov (v absolútnej prevahe majú obliaky dolomitov stredného až vrchného triasu rovnaký charakter ako dolomity vystupujúce v podloží sedimentov karpatského keuperu, nápadnou zložkou sú aj klasty rohovcov, ktoré tvoria hľuzy v spomenutých dolomitoch⁶⁴) možno usudzovať, že v strednom triase prebiehala v uvažovanej zdrojovej oblasti morská sedimentácia a súš tam ešte nejstvovala. Podľa Andrusova (1959, s. 59) vo vysokotatranskom aj subtatranskom pásme karpatský keuper sedimentoval až po dočasnou prerušení sedimentácie a rozrušení dolomitického podkladu. Klastický karbonátový materiál v tomto prípade považuje za miestny. Zdrojovú oblasť možno teda umiestniť južne od vindelicko-beskydského valu. Kontinentálny (?močiarny) vývoj z tatrika Západných Tatier, t. j. tomanovské vrstvy rétu (so suchozemskou flórou), je známy už dávnejšie. Michalík et al. (1976, s. 316 – 317) v nich našli stopy dinosaurov.

⁶³M. Mahel' túto prácu v zozname literatúry neuvádza, nepodarilo sa nám zistiť, na akú prácu sa odvoláva.

⁶⁴Hľuzy rohovcov v dolomitoch vystupujúcich pod zlepenkami jedľovinských vrstiev, resp. pod sedimentmi karpatského keuperu sa zistili napr. na Jedľovine v tatriku Lúčanskej Fatry a v krížňanskom príkrove v okolí Uľanky pri Banskej Bystrici.

Paleogeografická schéma sedimentačného priestoru karpatského keuperu (obr. 30), ktorú zostavil Havrila (in Havrila a Baráth, 1996), znázorňuje nielen zmitostnú distribúciu siliciklastického materiálu, prípadne distribúciu ostatných litofácií na plochom deltovom vejári rozprestierajúcom sa v priestore centrálnych Západných Karpát v období vrchného triasu, ale aspoň orientačne aj hrúbku sedimentov súvrstvia karpatského keuperu⁶⁵. Hrúbka sedimentov sa zväčšuje v smere od predpokladaného miesta vstupu materiálu do centrálnych Západných Karpát (externá časť tatrika, kozolská sukcesia) smerom do vnútornejších tektonických jednotiek a klesá do strán k okrajom vejára. V tatriku v centrálnej časti vejára (v Lúčanskej Fatre, Žiari, Nízkych Tatrách) dosahuje do 100 – 120 m (táto hrúbka bola overená vo vrte MFG 1 pri Turí), smerom k obojmu okraju vejára (Malé Karpaty, Tatry) a smerom k južnému okraju tatrika hrúbka klesá na 10 – 30 m. V nadväzujúcej severnej časti tatrika (vo vysokej a belianskej sukcesii a v sukcesii Havrana) dosahuje 150 – 200 m, v okrajovej časti na severe klesá na 40 m. V južnej časti tatrika (v zliechovskej sukcesii a v sukcesii Bujačieho) dosahuje maximálnu hrúbku, t. j. 200 – 300 m, smerom k obojmu okraju vejára a k južnej časti tatrika hrúbka klesá na 100 – 150 m. V nadväzujúcom veporiku (sukcesia Veľkého boku, heľpianska, ružínska a hrabkovská sukcesia) hrúbka sedimentov karpatského keuperu náhle klesá, dosahuje len 30 m. Zároveň tento priestor tvorí prekážku šírenia siliciklastického materiálu do vnútornejších priestorov centrálnych Západných Karpát. Jeho podiel vo vrstvovom slede silne klesá v porovnaní s externejším priestorom centrálnych Západných Karpát. Do priestoru hronika už cezeň prenikli len pelitické sedimenty mičinských vrstiev⁶⁶ tvoriace polohy pestrých bridlíc v hlavnom dolomite. Ich hrúbka je malá a nie je presne známa. Andrusov (1959, s. 69) ich považoval za najjužnejšie stopy (v pôvodnom subtatranskom sedimentačnom priestore) vývinu karpatského keuperu.

Vzhľadom na to, že vývoj karpatského keuperu v celom priestore po celý čas zostáva plytkovodný (najčastejšie je charakterizovaný ako kontinentálno-lagunárny), a vzhľadom na jeho veľkú hrúbku v niektorých častiach sedimentačného priestoru treba predpokladať subsidenciu

⁶⁵Údaje o hrúbke sedimentov karpatského priestoru boli prevzaté z veľkého množstva prác pochádzajúcich od rôznych autorov, hlavne však od Maheľa (in Maheľ et al., 1967). Predpokladáme, že v mnohých prípadoch išlo pravdepodobne len o viac či menej kvalifikovaný odhad hrúbky, nie o jej presné merania. Navyše, hrúbka sedimentov nemusí byť primárna, môže byť ovplyvnená aj tektonickými procesmi.

⁶⁶Tieto sedimenty zo Strážovských vrchov (z Porubskej a Podhradskej doliny a z Kozieho vrchu pri Trenčíne) poznal už Matějka (1932). Uviedol ich aj Andrusov (1936, s. 13) a z okolia Košeckého Podhradia, Košeckého Rovného a z Kozieho vrchu pri Trenčíne ich znovu opísal aj Maheľ (1946, s. 33; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1948, s. 26; 1962, s. 113; in Maheľ et al., 1967, s. 152; 1971, s. 30; 1980, s. 59). Z Tatier (z jednotky Furkašky) a z Braniska ich spomenul Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 251, 328; 1979, s. 39). Všetci spomenutí autori ich považovali za sedimenty karpatského keuperu. Bystrický (in Andrusov a Samuel et al., 1983, s. 392) tento názor považoval za nesprávny, tvrdil že paleogeograficky a geneticky nemajú s karpatským keuperom okrem sfarbenia nič spoločného. Maheľ (1961a, s. 25; 1961b, s. 7; in Maheľ et al., 1967, s. 251; 1974, s. 125; 1979, s. 20) ich výskyt neoprávnene spájal s čiernovážskou podjednotkou. Polák (in Polák et al., 2002) ich opísal zo širšieho okolia Banskej Bystrice (najmä z okolia Hornej Mičiny) a pomenoval ich (Polák in Polák et al., 2003).

jeho sedimentačného priestoru. Je zrejmé, že hrúbka sedimentov karpatského keuperu sa mení na hraniciach tektonických jednotiek skokovite. Subsidencia jednotlivých paniev musela byť preto odlišná. Predpokladáme, že ich vymedzenie bolo v čase sedimentácie karpatského keuperu determinované synsedimentárnou tektonikou. V celom sedimentačnom priestore tvorili tektonicky nezávislé celky vymedzené zlomami s priebehom paralelným s okrajom kontinentálneho germánskeho vývoja, t. j. pevniny. Klesajúca hrúbka sedimentov smerom od externej k internej časti uvedených nezávislých celkov napovedá, že tieto celky pri subsidencii tiltovali.

TEKTONICKÉ ZARADENIE KOZOLSKEJ SUKESIE

Ako je to znázornené na našej geologickej mape, kozolská sukcesia leží v podloží tektonických telies tvorených vrstvovými sledmi tatrika. Na juhu, juhovýchodne od Kamennej Poruby, leží v podloží telesa budovaného d'určinskou sukcesiou, nad ktorým leží teleso tvorené zliechovskou sukcesiou. Na severe pri Turí leží v podloží telesa budovaného zliechovskou sukcesiou. Vychádzajúc z tejto stavby Lúčanskej Fatry a zo súčasných názorov na stavbu centrálnych Západných Karpát, kozolskú sukcesiu môžeme najpravdepodobnejšie zaradiť do tatrika. Z východnej strany vo vzťahu ku kryštaliniku tatrika Malej Fatry je kozolská sukcesia obmedzená zlomom. Podobne je zlomom oddelená aj zo západnej strany od sedimentárnej výplne Rajeckej kotliny.

Vrstvový sled Kozla bol v minulosti poznaný len veľmi nekompletný, sčasti aj v dôsledku toho, že nebol jednotný názor ani na to, ktoré horninové celky k nemu patria a ktoré nie. Ich časť sa zaraďovala napríklad do tatrika, časť do tatrika, a to rôznymi autormi nejednotne. Názory, ako sme už na to poukázali, sa časom menili aj u toho istého autora. Revíziou siliciklastických sedimentov, v minulosti zaraďovaných do permu a spodného triasu, ich rozčlenením a preradením ich časti k sedimentom karpatského keuperu a grestenských vrstiev vznikol teraz jeden súvislý vrstvový sled od permu po lias, s prerušením v réte.

Vrstvový sled Kozla, t. j. kozolskú sukcesiu podľa našej mapy tvoria: *strážanské súvrstvie* (vrchný perm), *lúžňanské súvrstvie* (kremenné pieskovce – kremence; spodný trias), „*verfenské vrstvy*“ (pestré piesčité ílovce a kremenné pieskovce; spodný trias), *gutensteinské vápence* (tmavosivé vrstvovité vápence; anis), *ramsaušké dolomity* (tmavosivé bituminózne vrstvovité dolomity; ladin – spodná časť karnu), *ílovité dolomity* (žltosivé ílovité vrstvovité dolomity; vyššia časť karnu), *karpatský keuper* (jedľovinské vrstvy: dolomitové pieskovce a dolomitové zlepenice; červené jemnozrnné laminované kremenné pieskovce, sivé kremenné pieskovce až kremence a kremenné zlepenice, pestré ílovce; norik), *grestenské vrstvy* (ílovce, kremenné pieskovce, kremenné zlepenice až kremence; lias) a *súvrstvie Slávikovej doliny* (tmavosivé ílovce, vápence s organodetritom; lias). Vyššie členy vrstvového sledu chýbajú.

Uvedený vrstvový sled je obvyklou postupnosťou facií v priestore centrálnych Západných Karpát. Chýbanie sedi-

mentov rétu evokuje, že je to sled tatrika. Nepreukázanosť veku grestenských vrstiev však umožňuje aj predstavu, že ich spodná časť by mohla patriť ku kontinentálnym sedimentom rétu, t. j. k tomanovským vrstvám (tie sú z priestoru centrálnych Západných Karpát zatiaľ známe tiež len z tatrika).

S cieľom získať širšie spektrum údajov umožňujúcich vysloviť sa k tektonickej príslušnosti vrstvom sledu sa možno pokúsiť analyzovať jednotlivé fácie sledu (korelovať ich s obdobnými sedimentmi tektonických jednotiek centrálnych Západných Karpát, čo už sčasti bolo urobené v predchádzajúcej kapitole pri fácií karpatského keuperu).

Aký potenciál majú v tomto smere sedimenty permu, je v súčasnosti problematické hodnotiť. Maheľ (1986, obr. 146 na s. 383) o sedimentoch permu tejto štruktúry poznamenal, že sú bazénovým typom – kálnickým – a predstavujú výstup „spodnejších štruktúrnych elementov“. Vzhľadom na to, že v čase jeho vyjadrenia k sedimentom permu sledu Kozla k nim boli zahrnuté aj sedimenty vystupujúce medzi Kamenným dielom, Jabradným a údolím Bystričky, t. j. sedimenty, ktoré sa v súčasnosti považujú za súčasť karpatského keuperu, je zrejmé, že jeho názor nemôže byť smerodajný.

Sedimenty spodného a stredného triasu majú podľa súčasných znalostí rovnaký vývoj naprieč celým priestorom centrálnych Západných Karpát. Neboli opísané znaky, na základe ktorých by bolo možné rozhodnúť, či patria k tatriku, alebo k fatriku. Podľa ich vývoja nemožno stanoviť, ku ktorej tektonickej jednotke vyššieho rádu by kozolská sukcesia mohla patriť.

Na základe litofaciálnej charakteristiky sedimentov karpatského keuperu uvedenej v predchádzajúcich kapitolách (vychádzajúcej z terénneho štúdia), ako aj na základe porovnávacieho štúdia (tak isto na základe terénneho štúdia a tiež na základe literárnych údajov) v predchádzajúcej kapitole možno konštatovať, že sedimenty karpatského keuperu kozolskej sukcesie majú spomedzi sledov vystupujúcich v priestore centrálnych Západných Karpát proximálny, resp. najproximálnejší charakter. Svedčí o tom:

- *temer úplné chýbanie keuperských dolomitov v kozolskej sukcesii. Tie sú typické pre južnejšie, resp. distálnejšie priestory rozšírenia fácie karpatského keuperu. Andrusov (1959, s. 58) zdôraznil výskyt dolomitov hlavne v krížňanskom príkrove. Konštatoval: „Všeobecne je množstvo a hrúbka dolomitových vložiek väčšia v južnejšej časti rozšírenia krížňanského príkrovu, prípadne v čiastkových príkrovoch vyšších, o ktorých predpokladáme, že pochádzajú z južnejšej časti krížňanského sedimentačného priestoru.“ Túto zonáciu potvrdil výskum vykonaný v nasledujúcich desaťročiach až do súčasnosti;*

- *celková hrubozrnnosť, slabé vytriedenie, slabé opracovanie, t. j. celková nezrelosť siliciklastických sedimentov karpatského keuperu kozolskej sukcesie.*

Hrubodetrítický vývoj tejto fácie z Malej Fatry poznal podľa Andrusova (1959, s. 55) už Uhlig (1902, s. 523), predpokladal však, že ide o sedimenty permu. Horninu opísal takto: „*biele alebo svetlošedé lavicovitité pomerne hrubozrnné a kremité pieskovce*“. Vo Veľkej Fatre

hrubodetrítický až zlepcový vývoj („*kremité pieskovce místy slepencovité*“) tejto fácie poznal Matějka (1927, s. 534), predpokladal však, že ide o perm šiprúnskej série (presunutej obalovej série). Rovnakú fáciu („*kremence a hrubozrnné kremité pieskovce... obsahujúce niekedy vložky červených bridlic*“) opísal Matějka (1931, s. 304) aj zo šiprúnskej série Malej Fatry. Bystrický (1956) tieto hrubodetrítické vývoje v Malej Fatre aj Veľkej Fatre na základe rovnakého faciálneho vývoja („*lavicovitité kremence prevažne svetlých farieb... jemnozrnné, ale z najväčšej časti hrubozrnné až zlepcovité*“) zaradil do karpatského keuperu normálnej obalovej série. Na prevažne hrubodetrítický vývoj karpatského keuperu v tatridách (vo Vysokých Tatrách pod Červenými vrchmi) upozornil Andrusov (1959, s. 55). Polohy zlepcov, odvolávajú sa na Uhliga (1897 – 1898), Limanowského (1903, s. 30) a Turnau-Morawskú (1953), uviedol Andrusov (1959, s. 57) z Vysokých Tatier južne od Zakopaného. Z Vysokých Tatier a Malej Fatry uviedol Andrusov (l. c.) aj tenké slaje uhlia.

Vývoj karpatského keuperu v obalových sériách ostatných jadrových pohorí je podľa Andrusova (1959) jemnozrnejší.

Vývoj karpatského keuperu v krížňanskom príkrove podľa Andrusova (1959, s. 57) dosahuje podstatne väčšiu hrúbku (200 – 300 m) a je prevažne pelitický (aj keď s polohami zlepcov, lavicami psamitov a dolomitov).

Podľa paleogeografickej schémy sedimentačného priestoru karpatského keuperu zostavenej Havrilom (in Havrila a Baráth, 1996) sedimenty karpatského keuperu vytvorili v priestore centrálnych Západných Karpát veľký plochý vejár v piedmontnej pozícii vo zt'ahu k zdrojovej oblasti sedimentov (?vindelicko-beskydskému valu⁶⁷). Jeho najproximálnejšia časť je zachovaná v Lúčanskej Fatre v kozolskej sukcesii, pričom distálnosť sa zväčšuje smerom do strán, a hlavne smerom do vnútorných jednotiek centrálnych Západných Karpát. Jeho najdistálnejšou časťou sú mičinské vrstvy, zachované na viacerých lokalitách v hroniku a vo frankenfelskom príkrove bajuvarika Severných Vápencových Álp;

- *neoddelenosť psamiticko-psefitických sedimentov od pelitických sedimentov v kozolskej sukcesii. Od podložia smerom do nadložia sa v nej mnohonásobne striedajú. Vo vnútornejšom priestore centrálnych Západných Karpát sú tieto fácie pomerne dobre od seba oddelené. Psamiticko-psefitické sedimenty sú proximálnejšie a v sledoch spodnejšia fácia, pelitické sedimenty sú distálnejšie a v sledoch vyššia fácia.*

Chýbanie sedimentov rétu je typické pre priestor tatrika.

Sedimenty zaradené ku grestenským vrstvám kozolskej sukcesie sú v priestore centrálnych Západných Karpát zatiaľ neznáma, resp. temer neznáma fácia. Podobné sedimenty sa vyskytujú len vo Vysokých Tatrách a Belianskych Tatrách, kde sú známe ako babošský alebo pisanský kremene (Fusán a Samuel in Samuel et al., 1988; Andru-

⁶⁷V súčasnosti predpokladáme, že zdrojovou oblasťou sedimentov karpatského keuperu je priestor s vývojom germánskeho triasu, pričom materiál bol do centrálnych Západných Karpát transportovaný prielivom vo vindelicko-beskydskom vale.

sov in Andrusov a Samuel et al., 1985). Vystupujú teda len v obmedzenej časti tatrika.

Sedimenty zaradené ku grestenským vrstvám kozolskej sukcesie (ílovce, kremenné pieskovec a drobnozrnné kremenné zlepence) ležia v pozícii, v ktorej sa v podstatnej časti priestoru tatrika nachádzajú sedimenty kopieneckých vrstiev (ich sedimentačný priestor siaha však aj do fatrika, kde ale vystupujú sčasti v inej pozícii, t. j. v nadloží morských sedimentov rétu). Aj zložením sú kopienecké vrstvy podobné grestenským vrstvám. Tvoria tiež siliciklastické sedimenty (ílovce a pieskovce), ich typickou subfáciou sú však aj vápence obsahujúce morskú faunu. Vzhľadom na pozíciu v slede a litologickú podobnosť nemožno pochybovať o tom, že sedimenty grestenských a kopieneckých vrstiev na seba laterálne nadväzujú. Sedimenty grestenských vrstiev kozolskej sukcesie v rámci rozšírenia oboch týchto facií v priestore centrálnych Západných Karpát vystupujú v externejšej časti priestoru obsadeného obomi litostratigrafickými jednotkami. Zo stavby Lúčanskej Fatry je zrejmé, že zaberajú externejší priestor ako obdobné sedimenty d'určinskej a zliechovskej sukcesie. Núka sa teda možnosť, že tento priestor patrí k tatriku.

Na základe litofaciálnej charakteristiky sedimentov grestenských vrstiev v jednej z predchádzajúcich kapitol (vychádzajúcej z terénneho štúdia), ako aj na základe porovnávacieho štúdia (vykonaného len na základe literárnych údajov) možno konštatovať, že sedimenty grestenských vrstiev kozolskej sukcesie majú spomedzi sledov vystupujúcich v priestore centrálnych Západných Karpát v tomto časovom horizonte (v liase) proximálny, resp. naj-

proximálnejší charakter, a to aj v porovnaní so sedimentmi kopieneckých vrstiev vystupujúcich v ostatných priestoroch tatrika (t. j. mimo Vysokých Tatier a Belianskych Tatier a Lúčanskej Fatry). Svedčí o tom:

- celková hrubozrnnosť sedimentov grestenských vrstiev kozolskej sukcesie. Sú hrubozrnnéjšie ako porovnateľné sedimenty kopieneckých vrstiev (tatrika aj fatrika), pričom hrúbka ich vrstiev aj hrúbka celého súvrstvia je nezvykle veľká. Sú najproximálnejšou faciou tohto priestoru. Vnútornejším a distálnejším smerom klesá hrúbka vrstiev (pieskovcov) aj ich zmitosť;

- nevystupovanie sedimentov morskej genézy v grestenských vrstvách kozolskej sukcesie. Tie sú charakteristickým prvkom kopieneckých vrstiev vystupujúcich v tatriku aj vo fatriku.

Tieto faktory určujú pozíciu sedimentačného priestoru grestenských vrstiev (externá časť tatrika medzi Lúčanskou Fatrou a Belianskymi Tatrami) a prostredie ich sedimentácie (priestor rozhrania kontinentálneho a morského vývoja). Táto situácia je podobná situácii opísanej v karpatskom keuperi.

Záverom možno konštatovať, že kozolská sukcesia je tatričná.

Jej podložie je neznáme. Východne od kozolskej sukcesie, za zlomom oddeľujúcim ho od kryštalinika Malej Fatry, na tomto kryštaliniku sporadicky (napr. v Hlučej doline) ležia sedimenty permu (pestré konglomeráty) stráňanského súvrstvia. Mohlo by to naznačovať, že toto kryštalinikum by malo ležať aj v podloží sedimentov permu kozolskej sukcesie.

POĎAKOVANIE

Jána Kyselu pri jednej z návštev okolia Žiliny, pri návšteve antiklinály Kozla, terénu jeho učiteľov Dimitrija Andrusova a Milana Mišíka, zaujala hornina, pre perm netypická. Pri jednej z drobných lekcí, ktoré tak, ako si navykol u svojich učiteľov, rád udeľoval svojmu neskúsenému kolegovi, staršiemu z autorov tejto práce, mu túto vzorku venoval (je vyobrazená na obrázku 15a tejto práce). Ďakujeme mu, že tak zažal drobný plamienok, ktorý potom nesmelo blikotal dlhých tridsať rokov a trpezlivo čakal na svoju príležitosť, až kým nedávno potichu nezhasol. Celý čas bol zdrojom mnohých spomienok a jedným z dôvodov, prečo sme sa venovali tomuto terénu a tejto téme. Ďakujeme Anne Vozárovej a Jozefovi Vozárovi, ktorí sa dlhodobo venovali výskumu tohto terénu a ktorí vzbudili oň záujem vo svojom žiakovi, mladšom spoluautorovi tejto práce. Ďakujeme všetkým bádateľom, ktorí sa venovali výskumu Lúčanskej Fatry a umožnili nám dospieť k súčasnému stavu poznania. Jozefovi Hókovi a Ľubomírovi Hraškovi ďakujeme za priebežné hodnotenie aj recenzné posúdenie práce. Zvláštne poďakovanie za objektívny postoj patrí najmä prvému z nich, čo vzhľadom na jeho predchádzajúci výskum tohto terénu vykonaný spoločne s Milošom Rakúsom zaiste nebolo celkom jednoduché. Druhému z nich ďakujeme aj za vedenie projektu, v rámci ktorého sme výskum vykonali. Štátnemu geologickému ústavu Dionýza Štúra ďakujeme za to, že sme mohli čerpať poznatky aj z kópií historických geologických máp Západných Karpát, ktoré zaobstaral počas poslednej dekády a zaplnil tak medzeru jestvujúcu počas celej jeho existencie. Za ústretovosť a trpezlivosť ďakujeme redakčnej rade *Geologických prác, Správ*, najmä však ich vedeckému redaktorovi Ladislavovi Šimonovi. Michalovi Kováčovi ďakujeme za zaznamenanie a zverejnenie zmienky o prednáške Ivana Barátha a Milana Havrilu venovanej deltoým sedimentom karpatského

keuperu, ktorá odznela v Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1996. Za vytvorenie dostatočného časového priestoru na prezentáciu výsledkov výskumu o Kozle na jednom z predvianočných seminárov Slovenskej geologickej spoločnosti ďakujeme jeho moderátorovi Dušanovi Plašienkovi. Milanovi Sýkorovi ďakujeme za prístup k jeho zaujímavej hmotnej dokumentácii. Milanovi Kohútovi, Mandy Hofmannovej a Ulf Linnemannovi ďakujeme za pionierske datovanie detritálnych zirkónov zatiaľ z jedinej vzorky z karpatského keuperu centrálnych Západných Karpát. Jozefovi Pevnému sme vďační za to, že vďaka jeho znalosti jazykov nám veľmi uľahčil štúdium literatúry. Za to, že nás v tomto teréne na čas prichýlila a zahrnula starostlivosťou, ďakujeme pani Lýdii Skokanovej. Za dodržanie čistoty jazyka a zlepšenie zrozumiteľnosti textu ďakujeme Janke Hrtusovej. Spoločnosti Dolvap, s. r. o., ďakujeme za umožnenie prehliadky veľkolomu Polom a lomu Kosová. V neposlednom rade ďakujeme Michalovi Stolárovi a Júliusovi Kissovi za rozloženie jadier vrtoŤ KV-1 Kamenná Poruba a MFG-1 Turie, za ich okamžité spracovanie podľa našich potrieb a za vytvorenie príjemného prostredia na našu prácu v chladných skladoch hmotnej dokumentácie v Kráľovej pri Senci a v Bratislave-Trnávke.

Naše zámery sa mohli realizovať vďaka výskumnej úlohe *Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky*, riešenej v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra.

Prácu venujeme akademikovi Dimitrijovi Andrusovi, spoluautorovi geologických máp listov Žilina (4361/2) a Rajec (4361/4) zobrazujúcich dobové poznatky o skúmanom území a zároveň priekopníckemu znalcovi sedimentov a sedimentačného priestoru karpatského keuperu centrálnych Západných Karpát.

Literatúra

- Al-Juboury, A. I., 1992: Sedimentary-petrographic research of Upper Triassic (Keuper) rocks in the West Carpathians of Czecho-Slovakia. Autoreferát dizertácie na získanie vedeckej hodnosti kandidáta vied. Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineral. a petrogr., PriF UK, 1 – 34.
- Andrusov, D., 1936: Subtatrské príkrovy Západných Karpát. Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales. Carpatica, Ř. B. (Praha), I, 1 – 50.
- Andrusov, D., 1941: Zpráva Dr. D. Andrusova o geologických výskumoch v r. 1939 a 1940. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 1, 16 – 25.
- Andrusov, D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. In: Novák, L.: Slovenská vlastiveda I. Bratislava.
- Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát, Zv. 1. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 304.
- Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát, Zv. 2. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 375.
- Andrusov, D. a Matějka, A., 1931: Le trajet en chemin de fer Bohumín – Turčianský Sv. Martin. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.): Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchécoslovaquie 1931. Texte. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, 165 – 176, 397.
- Andrusov, D. a Kuthan, M., 1943: Geologická mapa Slovenska, list Žilina (4361/2) v mierke 1 : 25 000. Bratislava, Št. Geol. Úst.
- Andrusov, D. a Kuthan, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2) v mierke 1 : 25 000. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 10, 1 – 196.
- Andrusov, D. a Kuthan, M., 1946: Podrobná geologická mapa Československej republiky. Slovensko – list Rajec 4361/4. Bratislava, Št. Geol. Úst.
- Andrusov, D., Scheibner, E. a Scheibnerová, V., 1955: Reambulačné výskumy na liste 1 : 25 000 – Rajec (4361/4). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 1 863), 1 – 12.
- Andrusov, D. (ed.), Andrusov, D., Buday, T., Bystrický, J., Čičha, J., Chmelík, J., Eliášová, H., Fusán, O., Hanzlíková, E., Houša, V., Leško, B., Menčík, E., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Scheibner, E., Scheibnerová, V., Seneš, J., Špička, V. a Stráňnik, Z., 1968: Lexique stratigraphique international, vol. 1, Europe, fascicule 6b, Tchécoslovaquie, fascicule 6b2, région Karpatique, Paris, 371.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Čičha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráňnik, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 (A/K). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 440 s.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Čičha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stráňnik, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 (L/Z). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.
- Bezák, V. (ed.); Bezák, V. a Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlenyi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004a: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V. (ed.); Bezák, V., Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M. a Vass, D., 2004b: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V. (ed.); Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, L., Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Hraško, L., Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Kobulský, J., Kohút, M., Kováčik, M., Lexa, J., Madarás, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., Rakús, M., Salaj, J., Šiman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A., Žec, B. (zostavitelia mapy); kryštalínium: Bezák, V., Broska, I., paleozoikum: Ivanička, J., mezozoikum: Polák, M., flyšové pásmo: Potfaj, M., vnútorný paleogén: Buček, S., Janočko, J., neogén: Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., kvartér: Maglay, J., Pristaš, J. (vedeckí redaktori), 2008a: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V. (ed.); Bezák, V., Broska, I., Ivanička, J., Polák, M., Potfaj, M., Buček, S., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Šimon, L., Elečko, M., Fordinál, K., Nagy, A., Maglay, J. a Pristaš, J., 2008b: Legenda. Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V., Biely, A., Broska, I., Bóna, J., Buček, S., Elečko, M., Filo, I., Fordinál, K., Gazdačko, L., Grecula, P., Hraško, L., Ivanička, J., Jacko, S., st., Jacko, S., ml., Janočko, J., Kaličiak, M., Kobulský, J., Kohút, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Bratislava), Kováčik, M. (Košice), Lexa, J., Madarás, J., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Németh, Z., Olšavský, M., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M., Pristaš, J., Šiman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vozárová, A., Vozár, J. a Žec, B., 2009: Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000. Ed.: V. Bezák. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 534 s., ISBN 978-80-89343-28-7.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996a: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Život. Prostr. Slov. Rep. – GS SR.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996b: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 80 s.
- Bouček, B. a Kodym, O., 1963: Geologie II. Praha, Naklad. Českosl. Akad. Věd.
- Bystrický, J., 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6, 80 – 85.
- Đurovič, V., 1973a: Petrografia keuperu krížňanskej jednotky v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 127 – 142.
- Đurovič, V., 1973b: Petrografia permu a spodného triasu Malej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, 129 – 142.
- Fejdiová, O., 1980: Lužnianske súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 95 – 102.
- Gaždzicki, A., Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 119 – 148.
- Gorek, J., Rakús, M., Vozár, J., Vozárová, A., Horniš, J., Šucha, P., Krippel, M., Kullman, E. a Pulec, M., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26 331 (Martin-1). Čiastková záverečná správa za rok 1986. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 63 008).

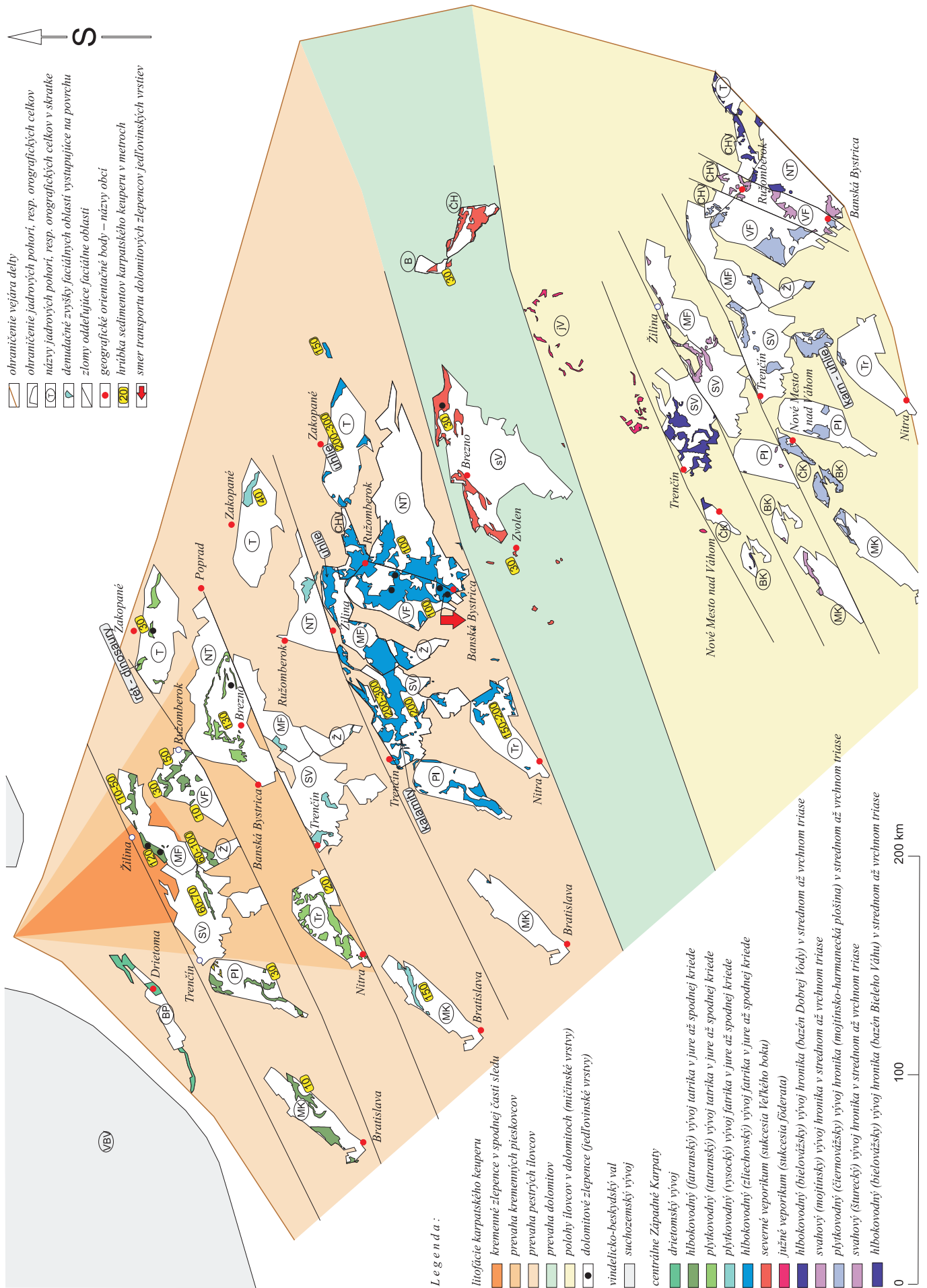
- Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.
- Hauer, F., 1853: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Jura-Gebilde in den nördöstlichen Alpen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 4, 715 – 784.
- Hauer, F., 1869: II. Geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt III. Westkarpathen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XIX, 4, 483 – 566.
- Hauer, F., 1871: Geologická mapa listu Sillein und Puchov v mierke 1 : 144 000. Manuskript. Wien, K.-Kön. geol. Reichsanst.
- Havrila, M., 1979: Geologické pomery Belanskej doliny vo Veľkej Fatre. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont., PriF UK, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 47, tab. 1 – 12 (AP 43 312).
- Havrila, M., 2011: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsőň – tuval), štrukturalizácia a stavba. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 117, 103 s.
- Havrila, M. a Vaškovský, I., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 6 905, 57 032), 1 – 112, 7 máp 1 : 25 000 (Piešťany, Hubina, Prašice, Drahovce, Radošina, Hlohovec, Pastuchov).
- Havrila, M. a Baráth, I., 1996: Sedimentologicko-paleotektonická interpretácia hruboklastických facií (zlepencov) karpatského keupru fatrika a paleogeografická rekonštrukcia karpatského keupru v ZK. Prednáška. Seminár sedimentologickej sekcie SGS Bratislava konaný dňa 21. 3. 1996 v Bratislave.
- Havrila, M. (ed.), Buček, S., Filo, I., Kohút, M., Lexa, J., Maglay, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Staré Hory (36-141) a časť listu Krížna (36-123). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9 759, Geo 83 415).
- Hraško, L., Antalík, M., Bačo, P., Bačová, Z., Bezák, V., Boorová, D., Bóna, J., Buček, S., Čech, P., Demko, R., Derco, J., Elečko, M., Filo, I., Ferenc, Š., Fordinál, K., Gazdačko, E., Gaži, P., Gluch, A., Gross, P., Harčová, E., Havrila, M., Havrila, J., Káčer, Š., Kobulský, J., Kohút, M., Kollárová, V., Konečný, P., Konečný, V., Kováčik, M. (KE), Kováčik, M. (BA), Kováčiková, M., Kováčová, M., Král, J., Kronome, B., Kubeš, P., Kučera, M., Laurinc, D., Madarás, J., Maglay, J., Németh, Z., Olšavský, M., Pécskay, Z., Pešková, I., Potfaj, M., Pramuka, S., Pristaš, J., Radvanec, M., ĽŠiránová, Z., Šimon, L., Šimonová, B., Vaněková, H., Vlachovič, J., Zlinská, A. a Žecová, K., 2014: Výsledky geologickej úlohy Aktualizácia geologickej stavby problémových území Slovenskej republiky v mierke 1 : 50 000. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 124, 66 s.
- Cháb, J., Stráník, Z., Eliáš, M. (eds.), Adamovič, J., Aichler, J., Babúrek, J., Breiter, K., Cajz, V., Domečka, K., Fišera, M., Hanži, P., Holub, V., Hradecký, P., Chlupáč, I., Klomínský, J., Krejčí, Z., Lexa, J., Mašek, J., Mlčoch, B., Opletal, M., Otava, J., Pálenský, P., Potfaj, M., Prouza, V., Roetzel, R., Růžička, M., Schovánek, P., Slabý, J., Valečka, J. a Žáček, V., 2007: Geologická mapa České republiky 1 : 500 000. Praha, Česká geol. služba, MIn. život. prostředí. ČR.
- Ivanička, J., Kohút, M. (eds.), Ivanička, J., Kohút, M., Havrila, M., Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S., Zuberer, J., Dananaj, I. a Klukanová, A., 2011: Vysvetlivky ku Geologickej mape Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 389 s.
- Ivanov, M., 1977: Akumulácia rádioaktívnych prvkov v perme obalovej série Malej Fatry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jaroš, J., Candra, J., Čepeck, P., Fajst, M., Koutek, J., Kubíny, D., Lázníčka, P., Misař, Z., Náprstek, V., Pacltová, B., Smolíková, L. a Šimůnek, P., 1966: Vysvetlivky k listu 1 : 50 000, Banská Bystrica (M-34-111-C). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 118), prílohy: Geologická mapa 1 : 25 000, list M-34-111-C-a (Harmanec). Autorská čisto-kresba (AP 4 118).
- Jungmans, W. J., 1915: Equisetites IV. Fossilium Catalogus. II.: Plantae. Berlin, W. Junk, Pars 5, 195 – 447.
- Kantor, J., 1988: Izotopové zloženie síry z evaporitov vrtu MFG-1 Turie v Malej Fatre. Čiastková správa. Manuskript. In: Gorek, J. (ed.), Vozár, J., Rakús, M., Horniš, J., Vozárová, A., Hók, J., Šucha, P., Krippel, M., Dovina, V., Pulec, M. a Rojkovičová, E.: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-333 (Martin-3). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 382, Geo 67 979).
- Kettner, R., 1931: Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans la partie moyenne. Guide des excursions. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, 373 – 397.
- Kompánek, A., 1934: Vodáreň mesta Žiliny. Jej vývoj a budúcnosť. 1908 – 1933. Žilina, 1 – 83.
- Kornhuber, G. A., 1858: Das Erdbeben vom 15. Jänner 1858 besonders rücksichtlich seiner Verbreitung in Ungarn. Vers. Ver. Naturkunde Presburg am 12. April 1858 (Presburg), Abh. III, Heft 1, 29.
- Kohút, M. (ed.), Havrila, M., Filo, I., Maglay, J., Šimon, L., Nagy, A., Baráth, I., Kováčik, M. (autori čiastkových správ: Boorová, D., Laurinc, D., Zlinská, A., Žecová, K.), 2013: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 36 131 Ráztočno, 36 133 Handlová (časť) a 35 242 Prievidza (časť) (Žiar-juh). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kotaňski, Z., 1959: Profile stratigraficzne serii wierchowych Tatr polskich. Bull. Inst. Geol. Pol. (Warszawa), 139, 1 – 166.
- Kováč, M., Michalík, J. a Vozárová, A., 1997: Sedimentologická skupina SGS – hlavné smery výskumu. Miner. slov. (Bratislava), 29, 4 – 5, Geovestník, 14 – 15.
- Kováčik, M. (ed.), Havrila, M., Kohút, M., Filo, I., Sentpetery, M., Olšavský, M., Maglay, J., Nagy, A., Boorová, D., Laurinc, D., Žecová, K., Šimon, L., Kollárová, V., Kováčiková, M., Baráth, I., Zlinská, A., Kucharič, E., Černák, R., Kordík, J., Šoltés, S. a Liščák, P., 2014: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Žiar 1 : 50 000. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kubíny, D., 1965: Niektoré poznámky o geológii širšieho okolia Španej Doliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 37, 113 – 126.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Eliáš, M., Konečný, V., Less, Gy., Mandl, G. W., Mello, J., Pálenský, P., Pelikán, P., Polák, M., Potfaj, M., Radócz, Gy., Rylko, W., Schnabel, G. W., Stráník, Z., Vass, D., Vozár, J. a Zelenka, T., 2000: Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000. Eds.: Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, M., Polák, M., Potfaj, M., Vozár, J.; Co-editors: Schnabel, G. W. (Austria), Pálenský, P. (Czech Republic), Császár, G. (Hungary), Rylko, W. (Poland), Mackiv, B. (Ukraine). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Limanowski, M., 1903: Perm i trias ladovy w Tatrach. Pam. Tow. Tatrńskiego (Kraków), 24, 140 – 176.
- Lipold, M. V., 1863: Geologische Aufnahme im Kobelnterrain in den Alpen Niederösterreichs. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., Verh. (Wien), 13, 3, 1 – 72.
- Lóczy, L., 1922: A magyar birodalom és szomszédos országok határos területeinek földtani térképe. Mérték 1 : 900 000. A magyar följrajzi társaság, Budapest, 1922. In: Geologické mapy 1829 – 1922. Praha, 2005, Čes. geol. služba, Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 14, 91.
- Maheľ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. Práce Štát. geol. Úst. (Bratislava), 18, 1 – 79.
- Maheľ, M., 1971: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000 k listom Valašská Belá, Horná Poruba a Zliechov. Čiastk. záver. správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 768, Geo 26 7555).
- Maheľ, M., 1974: The inner West Carpathians. In: Maheľ, M. (ed.), 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 91 – 133, 1 – 453.

- Mahel', M., 1979: Choč and Strážov nappes, new division and structure. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 30, 1, 19 – 43.
- Mahel', M., 1980: Strážovské vrchy – všeobecná charakteristika stavby. In: *Materiály z 23. celoštátnej geologickej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. Prednášky a exkurzní sprievodcovia* (eds.: Fusán, O. a Samuel, O.). Konf., Symp., Semin. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 49 – 66.
- Mahel', M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Časť I: Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda, 7 – 503.
- Mahel', M. a Kuthan, M., 1947: Podrobná geologická mapa Československej republiky: Slovensko – list Zliechov 4461/1, 1 : 25 000. Bratislava, Št. geol. Úst. Čs. Republ.
- Mahel', M., Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV, list Žilina. Bratislava, Geofond, 1 – 271, 4 tab.
- Mahel', M. (ed.), Andrusov, D., Čechovič, V., Kamenický, L., Kuthan, M., Matějka, A. (s použitím máp týchto autorov: Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Brestenská, E., Buday, T., Bystrický, J., Čechovič, V., Červeňová, Ž., Dlabáč, M., Fiala, F., Gašparik, J., Húsenica, J., Chmelík, F., Ilavský, J.,...), 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list Žilina. Praha, Kartografický a reprodukčný ústav.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR II, Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, ČSAV, Úst. Úst. geol., 1 – 496.
- Matějka, A., 1926: Príspevek ku geologii Minčolu. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 2, 328 – 334.
- Matějka, A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. *Explorations géologique dans les environs de Ružomberok en Slovaquie. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 7, 529 – 575, tab. I – VIII.
- Matějka, A., 1930: O nové tektonické jednotce v centrálných Karpatech československých. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, VI, 185 – 187.
- Matějka, A., 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: *Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchecoslovaquie 1931. Texte. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 13 A, 303 – 316, pl. X. (Couches géologiques à travers la partie orientale de la Malá Fatra le long de al vallé de Zázrivá.), 397.
- Matějka, A., 1932: Príspevek ke geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 8, 107 – 113.
- Michalík, J., 1974: Zur Paläogeographie der Rhätische Stufe des W Teiles der Križna-Decke in der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 25, 2, 257 – 285.
- Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová – Formation in the uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 27, 2, 299 – 318.
- Michalík, J., Jarkovský, J. a Sýkora, M., 1982: To the lithological-geochemical characterization of Upper Triassic – Lower Jurassic sedimentation (Križna-nappe, West Tatra Mts.). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 3, 277 – 294.
- Mišík, M., 1956: I. Litologický rozbor jednotlivých útvarov – list Rajec. II. Dokumentácia odkryvov k listu geologickej mapy Rajec. In: Mišík, M., Scheibner, E. a Scheibnerová, V., 1956: *Dokončenie geologických máp, listy Rajec a Považská Bystrica 1 : 25.000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 1863)*, 1 – 85.
- Mišík, M., 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 269.
- Mišík, M., 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát. In: Vozár, J., Marschalko, R., Mišík, M. a Nemček, J. (eds.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 35 – 48.
- Mišík, M., 1996: Silica spherulites and fossil silcretes in carbonate rocks in the Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 47, 2, 81 – 105.
- Mišík, M., Mock, R. a Sýkora, M., 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 1, 27 – 69, 3 obr., 9 tab.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenca Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 33, 5 – 36, tab. 1 – 16.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 1999: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: sources of clastics, and transport directions. *Abstract. Geol. Carpath. (Bratislava)*, 50, 58 – 59, Spec. iss. – International Geological Conference, october 11 – 14, 1999, Smolenice, Slovak Republic.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 2000: Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 51, 4, 251 – 264.
- Molnárová, M., 1973: Geologicko-tektonické pomery antiklinálneho pásma Kozla. *Dipl. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 29 586)*.
- Muška, P., 1980: Paleomagnetický výskum hornín paleozoických útvarov. Časť Malá Fatra. *Ročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Olšavský, M., Havrila, M. a Demko, R., 2011: Litostratigrafia mladšieho paleozoika, spodného triasu a geologická stavba antiklinály Kozla v Lúčanskej Malej Fatre. Geologická stavba územia v úseku Turie – Varín. Malá Fatra (pokračovanie kozolskej štruktúry, témy T01/08). Čiastková záverečná správa za témy T-01/08, T-03/10. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Olšavský M. a Šimo V., 2007: Diplocraterion: výrazná ichnofaciálna črta spodnotriasových súvrstvi Západných Karpát. *Miner. slov. (Bratislava)*, 39, 3, 173 – 184.
- Planderová, E., 1986: Palinologické vyhodnotenie sedimentov vrtu MGF-1 (metráž 41,2 – 195,5). In: Gorek, J., Rakús, M., Vozár, J., Vozárová, A., Horniš, J., Šucha, P., Krippel, M., Kullman, E. a Pulec, M., 1986: *Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26 331 (Martin-1). Čiastková správa za rok 1986. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 63 008/10)*, 1 – 7.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, 125 s.
- Polák, M. (ed.), Bujnovský, A. (ed.), Kohút, M. (ed.), Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 1997: *Geologická mapa Veľkej Fatry 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. živ. prostr. SR, GS SR*.
- Polák, M., Filo, I., Olšavský, M., Maglay, J., Mello, J., Elečko, M., Bezák, V., Pristaš, J., Vozárová, A., Šimon, L., Buček, S., Siráňová, Z., Vaněková, H. a Boorová, D., 2002: *Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1 : 25 000, list 36-144 Slovenská Ľupča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra*.
- Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, Vozár, J., P., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, M., Šiman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: *Vysvetlivky ku Geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťáže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra*, 218 s.
- Polák, M. (ed.), Potfaj, M., Broska, I., Kohút, M., Filo, I., Mello, J., Teťák, F., Bezák, V., Havrila, M., Vozárová, A., Biely, A., Janák, M., Rakús, M., Hók, J., Maglay, J. a Nagy, A., 2005: *Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 26 – Žilina. In: Bezák, V., Konečný, V. (eds.), Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Žec, B. et al., 2006: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 87 498)*, 54 s., 25 príl., 2 d.

- Polák, M. (ed.), Potfaj, M., Filo, I., Broska, I., Kohút, M., Mello, J., Bezák, V., Teťák, F., Gross, P., Biely, A., Rakús, M., Hók, J., Vozár, J., Nagy, A. a Maglay, J., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000, mapový list 26 – Žilina. Bratislava, Min. život. prostr. SR, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., 1973a: Ročná správa (za rok 1972) o výskumoch mezozoika na listoch: Rajec (M-34-98-C-b); Rajecká Lesná (M-34-98 C-d) a Višňové (M-34-98-D-a). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., 1973b: Mezozoikum Lúčanskej časti Malej Fatry na listoch Rajecká Lesná (M-34-98 C-c) a Valča (M-34-98 D-c). Dielčia záverečná správa za rok 1972 – 73. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 5 179, Geo 31 716), 1 – 50, 15 príloh.
- Rakús, M., Gorek, J., Vozár, J., Pulec, M., Gašparik, J., Šucha, P., Kohút, M., Havrila, M., Halouzka, R., Horniš, J., Dovina, V., Vozárová, A., Kullman, E. a Krippel, M., 1988a: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000 (maketa geologickej mapy, autorská čistokresba, legenda a stručný vysvetlivkový text). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 66 716).
- Rakús, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Miko, O., Pulec, M., Vozár, J. a Vozárová, A., 1988b: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000. Autorská čistokresba geologickej mapy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 291, Geo 70 343).
- Rakús, M., Dovina, V., Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Hanáček, J., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Rojkovičová, L., Šucha, P., Vozárová, A. a Vozár, J., 1989: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry v mierke 1 : 50 000. Textové vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 616, Geo 66 716), 1 – 232.
- Rakús, M., Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Vozár, J., Vozárová, A. a Wunder, D., 1993: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000, 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M. a Hók, J., 2002: Geologická stavba antiklinály Kozla. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 19.
- Rakús, M. a Hók, J., 2003: Geologická stavba antiklinály Kozla. Miner. slov. (Bratislava), 35, 2, 75 – 88.
- Samuel, O. (ed.), Biely, A., Eliáš, M., Fusán, O., Jablonský, J., Ložek, V., Michalík, J. a Samuel, O., 1988: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.
- Stur, D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XI, 1, 17 – 151.
- Trauth, F., 1909: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna I. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients (Wien), 2, 1 – 138.
- Turnau-Morawska, M., 1953: Kajper tatrzański, jego petrografia i sedimentologia. Acta geol. pol. (Warszawa), III, 1, 33 – 102, Pl. 1 – 10.
- Uhlig, V., 1897 – 1898: Die Geologie des Tatragebirges. I. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien), LXIV, 519 – 561, 643 – 684.
- Uhlig, V., 1902: Beiträge zur Geologie des Fatrakriván-Gebirges. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien), LXXII, 519 – 561, LXVIII, 1 – 88.
- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. III. Teil von Bau und Bild Österreichs. Wien – Leipzig, Verl. Tempsky u. Freytag, 651 – 911.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (Wien), CXVI, VI, 1, 871 – 982.
- Urban, K., 1965: Geológia okolia Strečna. Sjazdový sprievodca XVI. sjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Exkurzia II, Žilina, 23 – 30.
- Vigh, J., 1915: Földtani megfigyelések Nyitra, Turóc és Trencsén vármegyék határhegységei között. Mag. áll. földt. Intéz. évi Jelent. 1914 (Budapest), 64 – 96.
- Vigh, G., 1934: Geologische Skizze vom nördlich. Teil des Mincsov-Gebirge. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), f. 1917 – 1924.
- Vozárová, A., 1978: Dva typy permu v Malej Fatre. Miner. slov. (Bratislava), 10, 3, 277 – 282.
- Vozárová, A., 1983: Litotektonické profily variskou molasou v Malej fatre a v Zemplínskych vrchoch. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, Archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 84.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1980: Výskum mladšieho paleozoika veporika a tatrika (S a J časť Veporského rudohoria, Malá Fatra). Časť: Mladšie paleozoikum Malej Fatry. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 48 877).
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1983: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 27 – 54.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1986: Litologický profil vrtu MFG-1 (lokalita Turie, 650,0 m) a jeho geologická interpretácia. In: Gorek, J., Rakús, M., Vozár, J., Vozárová, A., Horniš, J., Šucha, P., Krippel, M., Kullman, E. a Pulec, M., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26 331 (Martin-1). Čiastková záverečná správa za rok 1986. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 63 008).
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Monograph. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 314.
- Wetter, P., 2005: Geológia a tektonika antiklinálnej štruktúry Kozla v Lúčanskej Malej Fatre. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont., PriF UK.

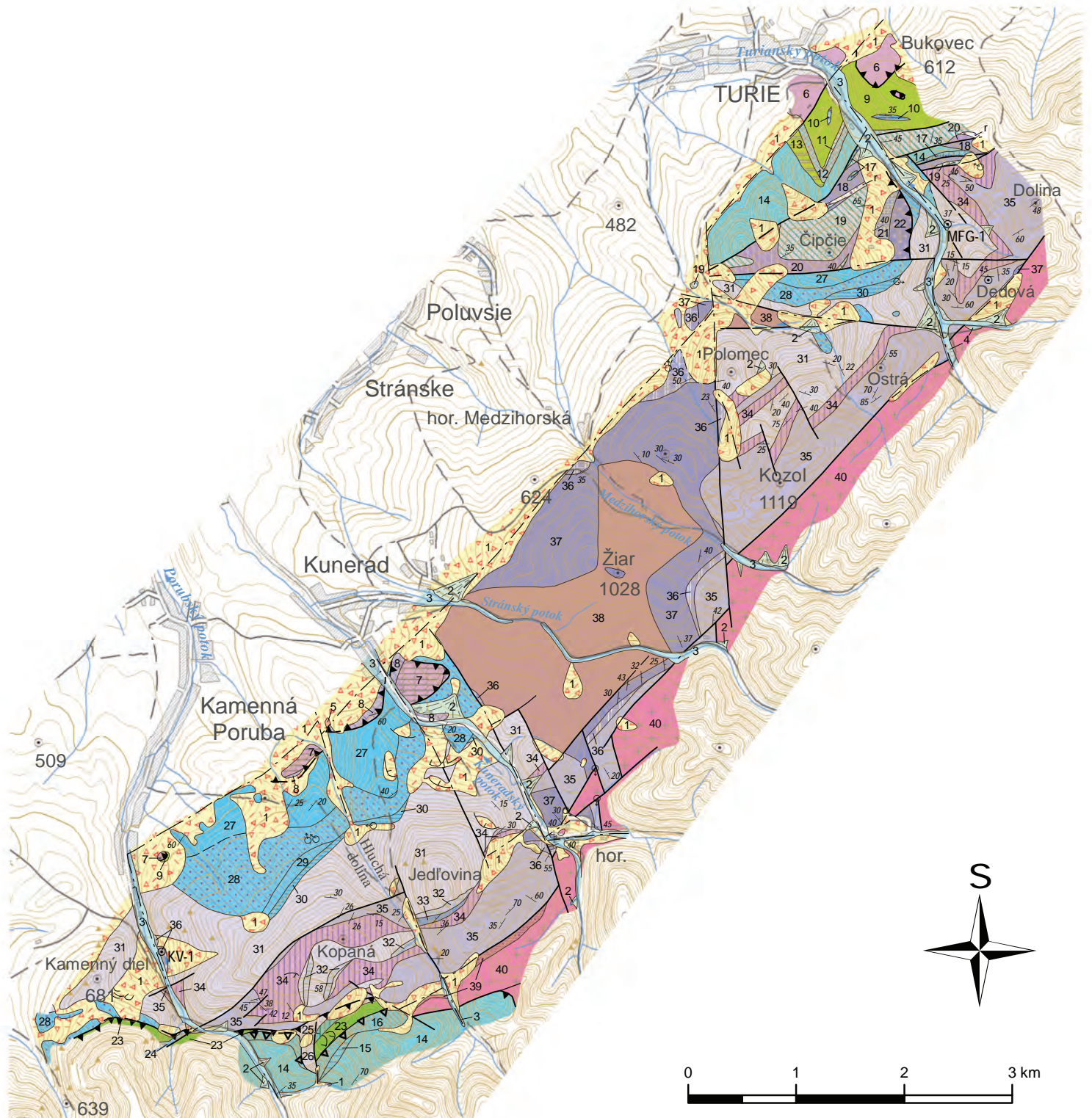


Obr. 30. Paleogeografická schéma karpatského keuperu (Havrila, 2015) zhotovená digitalizáciou mierne upravenej manuskriptovej verzie schémy Havrilu (in Havrila a Baráth, 1996) zostavenej na základe literárnych údajov. Digitálna verzia bola vyhotovená s použitím údajov z *Tektonickej mapy Západných Karpát 1 : 500 000* (Bezák et al., 2004). V porovnaní s ňou: drietomská sukcesia bola preradená do centrálnych Západných Karpát, kozolská sukcesia bola preradená do tatrika, sukcesia tatrika vystupujúca v južnom Žiari bola podľa Havrilu (in Kohút et al., 2013; in Kováčik et al., 2014) preradená zo zliechovského do vysokého vývoja a tektonické trosky hronika zachované medzi Ružomberkom a Banskou Bystricou boli k faciálnym vývojom zaradené podľa Havrilu (2011). Schéma znázorňuje veľký plochý delťový vejár ležiaci v piedmontnej pozícii priliehajúci k vindelicko-beskydskému valu. Vejár pokrýva priestor tatrika a tatrika, vo svojich najdistálnejších častiach zasahuje až do hronika a do bajuvarika (mimo obrazu). Najproximálnejšia siliciklastická fácia (kremenné zlepence) je zachovaná v kozolskej sukcesii Lúčanskej Fatry. Siliciklastický materiál je v smere transportu vytriedený smerom do vnútornejších častí centrálnych Západných Karpát a do strán. Použité skratky: VBV – vindelicko-beskydský val, BP – bradlové pásmo, MK – Malé Karpaty, PI – Považský Inovec, SV – Strážovské vrchy, MF – Malá Fatra, VF – Veľká Fatra, Ž – Žiar, T – Tribeč, NT – Nízke Tatry, VT – Vysoké Tatry, B – Branisko, CHV – Chočské vrchy, HP – Humenské vrchy, ČH – Čierna hora, BK – Brezovské Karpaty, ČK – Čachtické Karpaty, sV – severné veporikum, jV – južné veporikum.







GEOLOGICKÁ MAPA ÚZEMIA MEDZI TURSKOU DOLINOU A ÚDOLÍM PORUBSKÉHO POTOKA (LÚČANSKÁ FATRA)

M. Havrila A M. Olšavský



LEGENDA KU GEOLOGICKEJ MAPE ÚZEMIA MEDZI TURSOU DOLINOU A ÚDOLÍM PORUBSKÉHO POTOKA (LÚČANSKÁ FATRA)




KVARTÉR

-  deluviálne sedimenty: svahové hlíny, piesčito-kamenité hlíny, kamenité osypy (*vrchný? pleistocén – holocén*)
-  proluviálne sedimenty (kužele): piesčité štrky s úlomkami hornín (*vrchný pleistocén – holocén*)
-  fluválne sedimenty (sedimenty alúvií): hrubozrnné ílovité piesky až štrky (*holocén*)
-  fluválne sedimenty (sedimenty terás): štrky s balvanmi hlavne granitov (*?vrchný pleistocén*)










TERCIÉR Paleogén

-  borovské súvrstvie: karbonátové zlepence (*bartón*)




MEZOZOIKUM HRONIKUM POVAŽSKÝ PRÍKROV *trias*

-  wettersteinské dolomity: svetlosivé vrstvomité dolomity (*anis – karn*)
-  ramsauské dolomity: tmavosivé vrstvomité dolomity (*anis – ladin*)
-  gutensteinské vápence: tmavosivé bituminózne vrstvomité vápence (*anis*)



FATRIKUM KRÍŽĀNSKÝ PRÍKROV zliechovská sukcesia *jura – krieda*

-  mraznické súvrstvie: ílovité tenkovrstvomité vápence (*vrchný titón – vrchný barém*)
 -  strážovské vrstvy: organodetrítické vápence s rohovcami (*vrchný titón – vrchný barém*)
- jura*
-  jaseninské súvrstvie: ružové vrstvomité vápence, tmavočervené hľuznaté vápence (*kimeridž – spodný titón*)
 -  ždiarske súvrstvie: rádioláriové vápence, rádiolarity, kremité vápence (*kelovej – oxford*)
 -  chiemgauerské vrstvy (kremité „fleckenmergel“): kremité ílovité škvrnité vápence (*álen – bajok, prípadne spodný bat*)
 -  allgäuske súvrstvie („fleckenmergel“): hnedosivé ílovité škvrnité vápence s hľuzami rohovcov a vápnité ílovce (*sinemúr – toark*)
 -  adnetské vápence: červenofialové vrstvomité a hľuznaté ílovité vápence (*lotaring – toark*)
 -  pestré vápence: svetlé sivé vápence s hľuzami rohovcov, pestré krínoidové vápence, ružovofialové vápence s hľuzami červených rohovcov (*spodný lias*)
 -  kopianecké súvrstvie: ílovce, pieskovce, vápence (*spodný lias – hetanž*)




stredný trias

-  ramsauské dolomity: tmavosivé vrstvomité dolomity (*ladin – spodná časť karnu*)
-  gutensteinské vápence: tmavosivé vrstvomité mikrokryštalické vápence (*anis*)
-  gutensteinské dolomity: čierosivé bituminózne vrstvomité dolomity (*anis*)


spodný trias

-  verfénske vrstvy: pestré piesčité ílovce a kremenné pieskovce (*spodný trias*)
-  lúžňanské súvrstvie: kremenné pieskovce – kremence a kremenné zlepence (*spodný trias*)




durčinská sukcesia jura – krieda


-  mraznické súvrstvie: ílovité vrstvomité vápence (*titón – barém*)
- jura*
-  ždiarske súvrstvie: rádioláriové vápence, rádiolarity (*?kelovej – kimeridž*)
 -  kopianecké súvrstvie: ílovce, biodetrítické vápence (*spodný lias – hetanž*)

vrchný trias


-  karpatský keuper: laminované strednozrnné kremenné pieskovce, pestré ílovce (*norik*)


TATRIKUM kozolská sukcesia *jura*


-  súvrstvie Slávikovej doliny: tmavosivé ílovce, vápence s organodetrítom (*vyšší lias*)
-  grestenské vrstvy: ílovce, ílovité kremenné pieskovce, kremenné pieskovce, drobnozrnné zlepence (kremence), vápnité ílovce (*spodnejší lias*)
-  grestenské vrstvy: sivé piesčité ílovce (*spodnejší lias*)

-  grestenské vrstvy: žltosivé ílovce (*spodnejší lias*)


vrchný trias


-  karpatský keuper: červené jemnozrnné kremenné pieskovce, sivé kremenné pieskovce – kremence a kremenné zlepence, pestré ílovce (norik)

-  karpatský keuper: jedľovinské vrstvy – dolomitové pieskovce a dolomitové zlepence (*norik*)


-  ílovité dolomity: žltosivé ílovité vrstvomité dolomity (*vyššia časť karnu*)


stredný trias

-  ramsauské dolomity: tmavosivé bituminózne vrstvomité dolomity (*ladin – spodná časť karnu*)

-  gutensteinské vápence: tmavosivé vrstvomité vápence (*anis*)

spodný trias

-  verfénske vrstvy: pestré piesčité ílovce a kremenné pieskovce (*spodný trias*)


-  lúžňanské súvrstvie: kremenné pieskovce – kremence (*spodný trias*)

PALEOZOIKUM

TATRIKUM


kozolská sukcesia

mladšie paleozoikum (perm)


-  stráňanské súvrstvie: hrubozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepence (*vrchný perm*)

malofatranská sukcesia











mladšie paleozoikum (perm)

-  stráňanské súvrstvie: polymiktné konglomeráty (*vrchný perm*)

staršie až mladšie paleozoikum (perm)

-  horniny kryštalinika Lúčanskej Fatry – nečlenené (*karbón – ?prekambrium*)

VŠEOBECNÉ VYSVETLIVKY

-  geologické hranice: a) zistené; b) predpokladané
-  presunové línie hlavných tektonických jednotiek: a) zistené; b) zakryté
-  presunové línie čiastkových tektonických jednotiek: a) zistené; b) zakryté
-  zlomy: a) zistené; b) predpokladané; c) zakryté
-  vrstvomitosť – smery a sklony vrstiev
-  odtrhové plochy
-  pramene
-  vrty
-  lomy: a) v prevádzke; b) opustené
-  rauvalky: tektonické brekcie

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 127

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2015

Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Slávka Žideková

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava