

Univerzita Komenského, Bratislava
Prírodovedecká fakulta

Terénne cvičenia zo stratigrafie
Stratigraphic field exercises

Roman Aubrecht



VYSOKOŠKOLSKÉ SKRIPTÁ

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského

Roman Aubrecht

Terénne cvičenia zo stratigrafie

Stratigraphic field exercises



UNIVERZITA KOMENSKÉHO, BRATISLAVA

2014

© Doc. RNDr. Roman Aubrecht, Dr.

Recenzenti:

Doc. RNDr. Milan Sýkora, CSc.
Doc. RNDr. Jozef Michalík, DrSc.

ISBN: 978-80-223-3672-7

OBSAH (CONTENTS)

Úvod (Introduction)	5
Trasa Terénnych cvičení zo stratigrafie (Schedule of the Stratigraphic field exercises)	7
Opis navštívených lokalít (Description of visited sites)	12
1. Sološnica	12
2. Kršlenica	14
3. Plavecký Peter - Ježovka	15
4. Podbranč	17
5. Turá lúka	20
6. Bradlo – Hrombaba	21
7. Košariská	23
8. Valchovský mlyn	24
9. Dolný mlyn	25
10. Bzince pod Javorinou	30
11. Mojtín	31
12. Rohatá skala	33
13. Uhry	35
14. Skalica	38
15. Veľké Rovné - Bieščari	40
16. Považský Chlmec – Vranie	42
17. Dubná skala	45
18. Dolný Kubín – Bysterec	47
19. Dolný Kubín – Záskanie	49
20. Jasenová	51
21. Valaská Dubová	53
22. Liptovská Osada	55
23. Liptovský Hrádok	57
24. Východná	58
25. Gánovce	60
26. Mlynky – Palcmanská Maša	63
27. Mlynky	66
28. Vlachovo	67
29. Henckovce	68
30. Silická Brezová	70
31. Meliata	74
32. Bretka	80
33. Nižný Skálnik	81
34. Bulhary	83
35. Čakanovce	86

Úvod (Introduction)

Tieto skriptá sú textom k predmetu „Terénne cvičenia zo stratigrafie“, ktorý je jedným z povinne voliteľných predmetov bakalárskeho štúdia v odbore Geológia na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského.

Terénne cvičenia a exkurzie sú neoddeliteľnou súčasťou výuky geológie všade vo svete, ale v súčasnosti sa v Európskej únii a už žiaľ aj u nás začal objavovať škodlivý trend výuky geológie bez spätosti s terénnou praxou. Sú niektoré geologické a banské školy, kde sa styk s reálnou prírodou obstaráva len cez vzorky a obrazové prezentácie. Ako ospravedlnenie tohto trendu používajú tvorcovia študijných plánov týchto škôl argumenty o finančnej náročnosti terénnych praktických cvičení. Navyše argumentujú zvýšenou fyzickou náročnosťou a nepohodlím, ktoré musia študenti zažívať. Takíto ľudia si však neuvedomujú, že absolvent štúdia geológie bez „terénu“ nie je plnohodnotným geológom, podobne ako nie je lekárom ten, kto ani raz nevstúpil do pitevne. Predmet „Terénne cvičenia zo stratigrafie“ je v súčasnosti pre väčšinu špecializácií v odbore Geológia nepovinný, čo spôsobilo, že sa ho napriek jeho užitočnosti každoročne zúčastňuje menší počet študentov. Preto je už niekoľko rokov pravidlom, že sú pozývaní aj študenti zo zahraničia. Doposiaľ sa predmetu zúčastnili napríklad študenti z Poľska, Slovinska, Chorvátska, Čiech a Rakúska. Na základe tejto skúsenosti sme rozhodli, že skriptá vyjdú v dvojjazyčnej, slovensko-anglickej verzii.

Terénne cvičenia sú rozdelené na 5 dní s okružnou cestou okolo Slovenska, pričom každý deň sa navštívi v priemere 8 lokalít (Obr. 1). Prvý deň je venovaný lokalitám vyšších centrálnokarpatských príkrovov na severozápade Malých Karpát, bradlovému pásmu Myjavskej pahorkatiny a vrchnokriedovým sedimentom Brezovských Karpát. Prenocuje sa v oblasti Brezovských Karpát. Druhý deň sa pokračuje v bradlovom pásme Myjavskej pahorkatiny, jurských sedimentoch a paleokrase hronika, ďalej v lokalitách bradlového a flyšového pásma na strednom Považí, kde je plánované aj prenocovanie na tento deň. Tretí deň je venovaný najmä sedimentom centrálnokarpatskej paleogénnej panvy na Orave, sprevádzaným lokalitami bradlového pásma, fatrika a hronika. Deň sa ukončí v Liptovskej kotline, kde je aj prenocovanie. Štvrtý deň sa začne kvartérnymi lokalitami Lip-

This textbook is dedicated to the subject “Stratigraphic field exercises” which is one of the obligatory/optional subjects taught within the Bc. study of Geology field of study at the Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Bratislava, Slovakia.

The Stratigraphic field exercises represent an inseparable part of geology teaching all around the world. However, recently in the EU, but unfortunately also in Slovakia, a detrimental trend started to appear – teaching of geology without connection with field practice. There are some geological and mining universities, where connection with real nature is mediated through samples and photo/film presentations. As a justification of this trend, the study plan-makers of these schools argue by higher financial costs of field practical exercises, as well as by physical exhausting and discomfort students have to face. These people, however, do not realize that the student who graduated from geology without the field practice is not fully valid geologist, similarly as a surgeon who never entered an autopsy room.

The subject “Stratigraphic field exercises” is recently not compulsory for most of the specializations in the Geology field of study. Despite its utility, less and less students attend it every year. Therefore, for several years as a rule, we invite also foreign students to take part at it. So far we had participants from Poland, Slovenia, Croatia, Czech Republic and Austria. Based on this experience we have decided to edit this textbook in a bilingual, Slovak-English version.

The field exercises are divided to 5 days with sight-seeing tour around Slovakia; 8 sites in average are visited each day (Fig. 1). The first day is dedicated to the sites of higher Central West-Carpathian nappes on the NW of the Malé Karpaty Mts., Pieniny Klippen Belt of the Myjava Upland and Upper Cretaceous sediments of the Brezovské Karpaty Mts. In this area, the overnight is planned, too. The field trip continues the next day by the Pieniny Klippen Belt of the Myjava Upland, Hronic Jurassic sediments and paleokarst, then by the Pieniny Klippen Belt and Flysch Belt sites in the middle Váh Valley, where also the overnight is planned. The third day is dedicated mostly to the Central Carpathian Paleogene Basin sediments in the Orava territory, accompanied by Pieniny Klippen Belt, Fatric and

tovskej a Popradskej kotliny, neskôr sa prejde na juh, kde sú hlavnými bodmi programu lokality gemerika, silicika a meliatica. Prenocovanie je plánované v Rožňavskej kotline. Piaty deň terénnych cvičení je skrátený na 4 lokality, aby sa umožnil včasný návrat študentov v podvečerných hodinách. Lokality posledného dňa sú venované neogénnym sedimentom a vulkanitom Juhoslovenskej panvy (Rimavská kotlina, Lučenecká kotlina a Cerová vrchovina).

Terénne cvičenia zo stratigrafie nadväzujú na exkurzie a terénne cvičenia, ktoré študenti absolvovali skôr a tým je daný aj výber navštívených lokalít. Tie boli vybrané tak, aby sa neprekrývali s ostatnými exkurziami a študent mal počas svojho štúdia možnosť navštíviť čo najviac lokalít. Lokality sú tiež vybrané tak, aby pokryli čo najviac útvarov z geologickej histórie Zeme (Obr. 2), aj keď s paleozoickými a najmä s predkambrickými lokalitami je to na Slovensku problematické. Na jednotlivých lokalitách študenti zažijú v praxi nielen horniny typické pre ten-ktorý útvar, či tektonickú jednotku, ale si precvičia aj znalosti zo základných pravidiel stratigrafie, ako je pravidlo superpozície (na všetkých lokalitách), výnimky z pravidla superpozície (staré riečne terasy na lokalite Východná), rozpoznávanie normálneho a prevráteného vrstevného sledu vo flyšových horninách (lokality Uhry a Bieščari), relatívne datovanie (napr. lokality Sološnica, Mojtnín, Bulhary), tvorbu stratotypov a magnetostratigrafické profily (lokality Silická Brezová) a pod. Navštívia aj lokality, kde sa stratigrafickými metódami dospelo k prevratným objavom v geológii dokonca vo svetovom meradle (lokality Meliata).

Skriptá sú zostavené z rôznych zdrojov, ktoré sú citované. Ak sú údaje prevzaté len z malého počtu hlavných zdrojov, tieto sú uvedené priamo aj za textom lokality. Vzhľadom na rôznorodosť literárnych aj neliterárnych zdrojov (napr. vlastných poznámok), nebolo možné texty úplne zosúladiť do jednotného štýlu. Nebolo to však ani nutné a čitateľ má možnosť porovnať štýly rôznych vedeckých pracovníkov, ktorí sa podieľali na výskume lokalít. Nejednotné sú však aj detaily, ktorým pôvodní autori venovali pozornosť a preto pri opise niekde prevládajú údaje o mikrofaune, inde o makrofaune, prípadne mineralógii, petrológii, či štruktúrno-tektonických meraniach. Pri tomto type prác sa však spomínanej nejednotnosti nedá vyhnúť.

Pre lepšiu orientáciu čitateľov v stratigrafickom členení a vekoch jednotlivých

Hronic sites. The day ends in the Liptov Basin, where also overnight is planned. The fourth day begins with Quaternary sites in the Liptov and Poprad basins. The field-trip turns to the south where the main schedule points are Gemic, Silicic and Meliatic sites. The overnight is planned in the Rožňava Basin. The fifth day of the field exercises is shortened to 4 sites to enable return of students in the early evening. The last day sites are dedicated to Neogene sediments and volcanics of the South Slovakian Basin (Rimava Basin, Lučenec Basin and Cerová Upland).

The Stratigraphic field exercises are interlocked with field trips and exercises at which students participated previously. This also influenced selection of the visited sites. These were chosen so that there was no overlap with other localities and students could visit as many sites as possible during their study. Selection of the localities was also done so that they cover as many periods of the Earth's history as possible (Fig. 2), although it is problematic to present Paleozoic and even Precambrian localities in Slovakia. At the individual sites, students do not only see rocks which are typical for the certain period, but also may exercise their knowledge of the principal stratigraphic rules, such as superposition rule (at all localities), exceptions from the superposition rule (old river terraces at Východná), distinguishing of normal bedding from the reversed one in flysch successions (Uhry and Bieščari sites), relative dating (e.g. Sološnica, Mojtnín, Bulhary sites), creating of stratotypes and magnetostratigraphic sections (Silická Brezová), etc. Students will also visit some localities, where epochal discoveries in geology (even of global importance) were done using stratigraphic methods (Meliata site).

The textbook is compiled from various sources, which are cited. If the data were adapted from a few main sources, these are cited directly after the described site. Because of variability of literature and non-literature sources (e.g. our own notes), it was not possible to unify the texts to the same style. However, it was not necessary and the reader has a possibility to compare styles of various scientists who participated at the research of the individual sites. However, different are also details on which the original authors were focused and, therefore, descriptions are sometimes dominated by microfaunal data, in other places by macrofaunal, mineralogical, petrological data, or structural-geological measurements. This variability, however, cannot be avoided in this type of compilations.

súvrství sú skriptá v závere doplnené zjednodušenou celosvetovo platnou stratigrafickou tabuľkou (Obr. 100), ako aj dopĺňujúcou tabuľkou korelujúcou členenie neogénu Mediteránnej oblasti s Centrálnou Paratetýdou (Obr. 101).

For better orientation of readers in stratigraphic division and in ages of individual formations, the textbook is complemented by simplified global stratigraphic chart (Fig. 100), as well as by chart correlating division of the Mediterranean and Central Paratethys Neogene (Fig. 101), which are located at the end of the textbook.

Trasa Terénnych cvičení zo stratigrafie (Schedule of the Stratigraphic field exercises)

1. deň

1. Sološnica – sedimenty centrálnokarpatskej paleogénnej panvy, kržlianska breccia a annabergský vápenec
 2. Kršlenica – reiflingské, ramingské a wettersteinské vápence vyšších príkrovov Malých Karpát
 3. Ježovka - dachsteinské vápence vyšších príkrovov Malých Karpát
 4. Podbranč - diskordantné uloženie sedimentov spodného miocénu na bradlovom pásme
 5. Turá lúka – kelovej-oxfordské radiolarity kysuckej jednotky, pieninské bradlové pásmo
 6. Hrombaba – vápence Širokého bradla (kampán-mástricht)
 7. Košariská - košariské súvrstvie (spodnokampánske pestré sliene)
 8. Valchov - valchovské zlepenice (koňak)
- nocľah: oblasť Brezovských Karpát a Myjavskej pahorkatiny**

2. deň

9. Dolný Mlyn – jurské a kriedové sedimenty čorštynskej jednotky bradlového pásma
 10. Bzince pod Javorinou – jurské sedimenty vyšších príkrovov centrálnych Západných Karpát
 11. Mojtín – vrchnokriedové až paleogénne bauxity
 12. Rohatá skala – liasové krinoidové vápence chočského príkrovu
 13. Uhry – albské flyšové sedimenty klapskej jednotky bradlového pásma
 14. Skalica – progradácia urgónskej platformy, barémsko-aptské sedimenty manínskej jednotky pribradlovej zóny
 15. Veľké Rovné- Bieščari - paleogénny flyš račanskej jednotky flyšového pásma
- nocľah: Stredné Považie**

Day 1

1. Sološnica – sediments of the Central Carpathian Paleogene Basin, Kržľa Breccia and Annaberg Limestone
2. Kršlenica – Reifling, Raming and Wetterstein limestones of higher nappes of the Malé Karpaty Mts.
3. Ježovka - Dachstein Limestone of higher nappes of the Malé Karpaty Mts.
4. Podbranč – unconformable overlying of the Pieniny Klippen Belt units by the Lower Miocene deposits
5. Turá lúka – Callovian-Oxfordian radiolarites of the Kysuca Unit, Pieniny Klippen Belt
6. Hrombaba –Široké Bradlo Limestone (Campanian-Maastrichtian)
7. Košariská - Košariská Formation (variegated marls, Lower Campanian)
8. Valchov – Valchov Conglomerates (Coniacian)

overnight: area of Brezovské Karpaty Mts and Myjava Upland

Day 2

9. Dolný Mlyn – Jurassic and Cretaceous sediments of the Czorsztyń Unit, Pieniny Klippen Belt
10. Bzince pod Javorinou – Jurassic sediments of higher nappes of the Central Western Carpathians
11. Mojtín – Upper Cretaceous-Paleogene bauxites
12. Rohatá skala – Liassic crinoidal limestones of the Choč Nappe
13. Uhry – Albian flysch deposits of the Klape Unit, Pieniny Klippen Belt
14. Skalica – progradation of Urgonian platform, Barremian-Aptian sediments of the Manín Unit, peri-Klippen Zone
15. Veľké Rovné-Bieščari – Paleogene flysch of the Rača Unit, Flysch Belt

overnight: middle Váh Valley

3. deň

16. Vranie - flyš a zlepenca snežnických a sromovských vrstiev, kysucká jednotka bradlového pásma
 17. Dubná skala - zlepenca, sladkovodné pontské vápence Turčianskej kotliny
 18. Dolný Kubín-Bysterec – hutianske a zuberecké súvrstvie centrálnokarpatskej paleogénnej panvy
 19. Záskanie - zásalské brekcie – laramská syntektonická sedimentácia bradlového pásma
 20. Jasenová - podmorský zosuv v párnickom súvrství – aptské sedimenty krížňanského príkrovu
 21. Valaská Dubová – predtransgresné kontinentálne zlepenca a brekcie centrálnokarpatskej paleogénnej panvy
 22. Liptovská Osada - wettersteinské a korytnické vápence, karnské sedimenty chočského príkrovu
 23. Liptovský Hrádok - hlavný dolomit, norické sedimenty chočského príkrovu
- nocľah: okolie Liptovského Mikuláša**

4. deň

24. Východná - glacifluviálne pleistocénne štrky
 25. Gánovce – travertíny, riss/würm
 26. Mlynky-Palcmanová Maša – vrchnodevónske metabazalty gemerika (zlatnícka skupina)
 27. Mlynky – permské konglomeráty severného gemerika (krompašská skupina)
 28. Vlachovo - vlahovské vrstvy gelnickej skupiny gemerika, staršie paleozoikum
 29. Henckovce - porfýroidy gelnickej skupiny gemerika, staršie paleozoikum
 30. Silická Brezová – halštatské vápence, norické sedimenty silického príkrovu
 31. Meliata - klasický profil triasových a jurských hornín meliatika
- nocľah: Rožňava, príp. okolie**

5. deň

32. Bretka - vápence, šlíry a zlepenca okraja juhoslovenskej panvy, eger
33. Nižný Skálnik – sarmatské tufy s flórou
34. Bulhary - čadiče Cerovej vrchoviny
35. Čakanovce - profil spodnomiocénnymi sedimentmi juhoslovenskej panvy

príchod do Bratislavy okolo 16:00

Day 3

16. Vranie – flysch and conglomerates of the Snežnica and Sromowce formations, Kysuca Unit, Pieniny Klippen Belt
17. Dubná skala – Pontian conglomerates and fresh-water limestones of the Turiec Basin
18. Dolný Kubín-Bysterec – Huty and Zuberec formations of the Central Carpathian Paleogene Basin
19. Záskanie – Záskanie Breccias – Laramian syntectonic deposition in the Pieniny Klippen Belt
20. Jasenová – submarine slump in the Párnica Formation, Aptian sediments of the Krížna Nappe
21. Valaská Dubová – pre-transgression continental conglomerates and breccias of the Central Carpathian Paleogene Basin
22. Liptovská Osada – Wetterstein and Korytnica limestones, Carnian sediments of the Choč Nappe
23. Liptovský Hrádok – Main Dolomite (Hauptdolomit), Norian sediments of the Choč Nappe

overnight: vicinity of Liptovský Mikuláš

Day 4

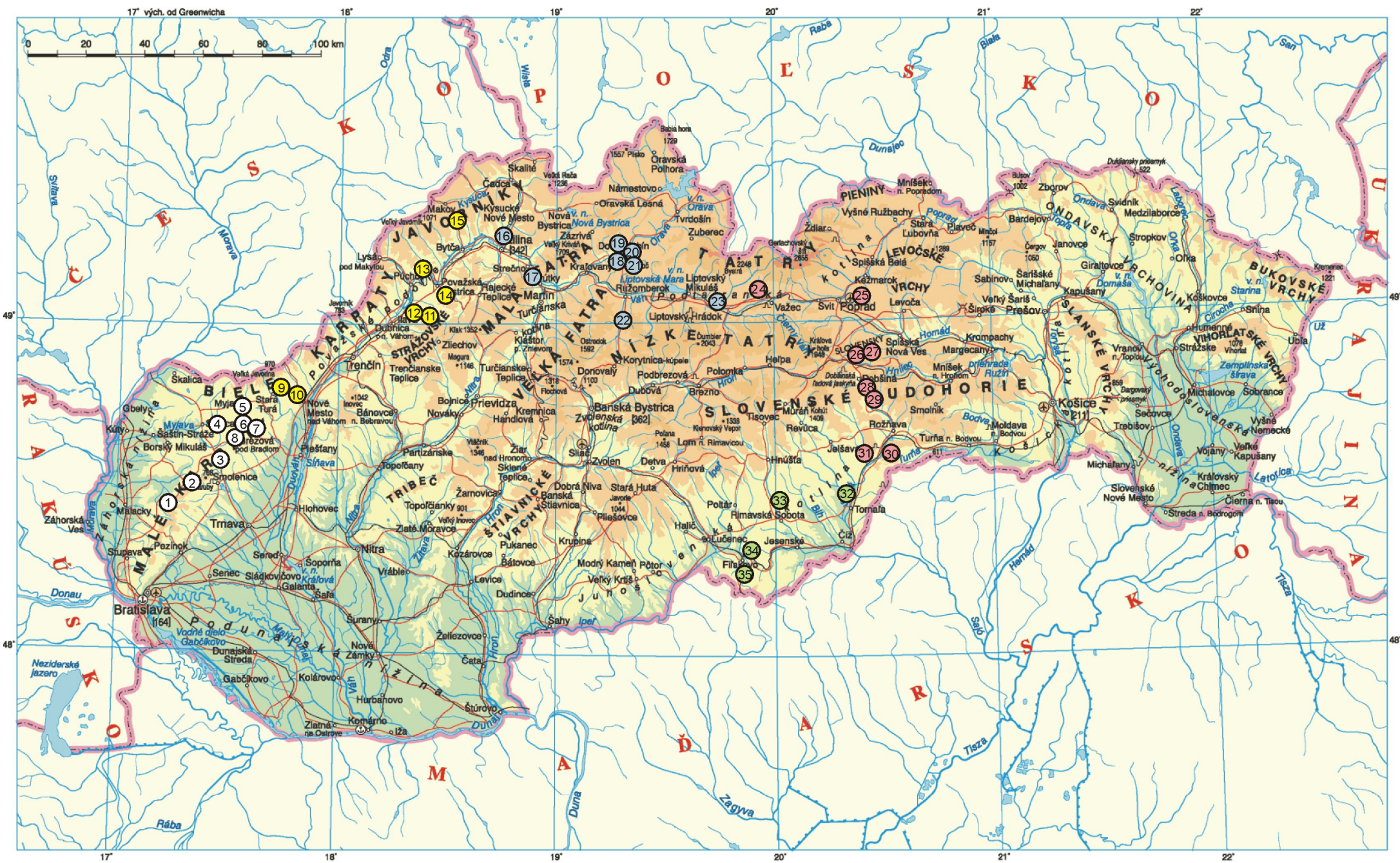
24. Východná – Pleistocene glacifluvial gravels
25. Gánovce – Riss/Würm travertines
26. Mlynky-Palcmanová Maša – Upper Devonian Gemic metabasalts (Zlatník Group)
27. Mlynky – Gemic Permian conglomerates (Krompachy Group)
28. Vlachovo – Vlachovo Beds of the Gemic Gelnica Group, Lower Paleozoic
29. Henckovce – porphyroids of the Gemic Gelnica Group, Lower Paleozoic
30. Silická Brezová – Hallstatt Limestone, Norian sediments of the Silica Nappe
31. Meliata – classical section of the Meliatic Triassic and Jurassic rocks

overnight: Rožňava, or vicinity

Day 5

32. Bretka - limestones, schliers and conglomerates of the South Slovakian Basin margin, Egerian
33. Nižný Skálnik – Sarmatian tuffs with flora
34. Bulhary – basalts of the Cerová Upland
35. Čakanovce – section through the Lower Miocene sediments of the South-Slovakian Basin

arrival to Bratislava around 16:00



Obr. 1. Trasa, ktorou ide exkurzia počas terénnych cvičení zo stratigrafie. Čísla zodpovedajú číslam navštívených lokalít opísaných v texte, pričom jednotlivé dni sú farebne odlišené (biela 1. deň, žltá 2. deň, modrá 3. deň, fialová 4. deň, zelená 5. deň).

Fig. 1. Field-trip route of the stratigraphic field exercises. The numbers correspond to numbers of the visited sites described in the text, with the individual field-trip days marked by colours (white - day 1, yellow - day 2, blue - day 3, violet - day 4, green - day 5).

	Vonkajšie Karpaty					Centrálne Západné Karpaty				Vnútrotné Západné Karpaty		
	Flyšové pásmo	Bradlové pásmo				Potektonický pokryv centrálnych a vnútrotných Západných Karpát						
	Magurská jednotka	Čorštyňská jednotka	Kysucká jednotka	Klappská jednotka	Manínska jednotka	Senónsky pokryv	Centrálnokarpatská paleogénna panva	Neogénne panvy	Neovulkanity	Kvartérny pokryv		
kvartér									34	24, 25		
neogén								4, 17, 32, 33, 35	33			
paleogén	15						18, 21					
vrchná krieda			16, 19			1, 6, 7, 8, 11						
						Tatrikum	Fatrikum	Veporikum	Hronikum	Gemerikum	Meliatikum	Silicikum
spodná krieda		9	4	13	14		20					
vrchná jura		9	5						10			
stredná jura		9									31	
spodná jura		9							10, 12			
vrchný trias									3, 10, 22, 23		31	30
stredný trias									2		31	
spodný trias												
perm										27		
karbón												
staršie paleozoikum										26, 28, 29		

Obr. 2. Schematické časopriestorové rozmiestnenie jednotlivých navštívených lokalít, čiže ich prehľadné zaradenie podľa tektonickej jednotky a stratigrafickej pozície. Čísla predstavujú poradové čísla lokalít opísaných v texte.

	Outer Carpathians					Central Western Carpathians				Inner Western Carpathians		
	Flysch Belt	Pieniny Klippen Belt				Post-tectonic cover of the Central and Inner Western Carpathians						
	Magura Unit	Czorsztyn Unit	Kysuca Unit	Klape Unit	Manin Unit	Senonian cover	Central-Carpathian Paleogene Basin	Neogene basins	Neovolcanics	Quaternary cover		
Quaternary									34	24, 25		
Neogene								4, 17, 32, 33, 35	33			
Paleogene	15						18, 21					
Upper Cretaceous			16, 19			1, 6, 7, 8, 11						
						Tatricum	Fatricum	Veporicum	Hronicum	Gemicum	Meliaticum	Sillicum
Lower Cretaceous		9	4	13	14		20					
Upper Jurassic		9	5						10			
Middle Jurassic		9									31	
Lower Jurassic		9							10, 12			
Upper Triassic									3, 10, 22, 23		31	30
Middle Triassic									2		31	
Lower Triassic												
Permian										27		
Carboniferous												
Lower Paleozoic										26, 28, 29		

Fig. 2. Schematic temporal and spatial distribution of the individual visited sites, i.e. their attribution to tectonic units and their stratigraphic positions. Numbers represent the successive numbers of the sites described in the text.

Opis navštívených lokalít (Descriptions of the visited sites)

1. Sološnica

GPS súradnice (coordinates): N 48°27.291' E 17°14.317'

Lokalita predstavuje opustený lom situovaný na ľavej strane Sološnickej doliny, na úpätí vrchu Veľká Vápenná v Malých Karpatoch. V lome sa ťažili tmavosivé aniské annabergské vápence veternického príkrovu a vrchnopaleocénno-spodnoeocénne hrubolavicovité piesčité vápence.

Na triasových vápencoch leží breccia s červenou matrix nazývaná kržlianska breccia (Obr. 3). Tá tvorí nepravidelné hniezdovité telesá, ktoré vyplňajú malé dutiny a pukliny v triasových vápencoch. Červená farba matrix sa interpretuje ako výsledok krasového zvetrávania podložných vápencov. Na neďalekom vrchu Veľká Vápenná sa našli väčšie dutiny vyplnené laminovanými, gradačne zvrstvenými červenými slieňmi so siltovou prímiesou (Michalík, 1984). 75 % klastov (veľkosť 0.02-0.6 m³) tvoria annabergské vápence; zvyšok tvoria ramingské vápence, reiflingské vápence a dolomity. Matrix tvorí väčšiu časť horniny (2-5 %), než bartalovský typ breccie, ktorý je podobného pôvodu a nachádza sa na vrchu Bartalová (Michalík, 1984). Vo vrte Omlad'-1, ktorý sa nachádza asi 800 m JZ, sa v červených brekciách pod bázou borovského súvrstvia našli foraminifery a nanoplanktón paleocénneho veku (Gašpariková et al., 1992).

Kržlianska breccia je prekrytá bázou borovského súvrstvia (Obr. 4), tvoreného hrubolavicovými piesčitými vápencami až vápnitými pieskovecami s množstvom biodetritu, vrátane schránok numulitov. Foraminifery zo Sološnického lomu spracovali Vaňová. (1963) a Köhler (1985), ktorí určili nasledovné druhy: *Nummulites aquitanicus*, *Nummulites* cf. *inkermanensis*, *N. burdigalensis*, *N. campesinus*, *N. globulus*, *N. planulatus*, *N. manfredi*, *N. rotularius*, *Assilina placentula*, *Discocyclusina archiaci*, *Discocyclusina scalaris*, *Orbitolites* sp. a *Alveolina* ex gr. *oblonga*. Spoločenstvo indikuje spodnoeocénny vek (ypres).

Vo výbrusoch tiež vidno drobné fragmenty koralínnych rias, veľmi zriedkavé zoária machoviek, malé úlomky lastúrníkov, články krinoidov, z malých foraminifer dominujú miliolidy; menej časté sú rotalidné foraminifery, aglutinované foraminifery, sphaerogypsiny a pod. Sediment sa usadil v plytkej vode blízko pobrežia.

The locality represents an abandoned quarry located on the left side of the Sološnica Valley, at foot of the Veľká Vápenná Mt. in the Malé Karpaty Mts. Anisian dark grey Annaberg Limestone belonging to the Veterlín Nappe and Upper Paleocene/Lower Eocene thick bedded sandy limestones have been quarried here.

The Triassic limestones are covered by a breccia with red matrix, called the Kržľa Breccia (Fig. 3). It forms irregular nesty bodies filling small cavities and fissures in the Triassic limestone. Red colour of its matrix is interpreted as a result of karstic weathering of the underlying limestone basement. Larger cavities filled with laminated, graded, red silty marls were observed on the top of the nearby Veľká Vápenná Mt. (Michalík, 1984). 75 % of the clasts (0.02-0.6 m³ in size) consist of the Annaberg Limestone; the rest is composed of Raming Limestone, Reifling Limestone, and dolomites. The matrix forms more important part of the rock (2-5 %) than in Bartalová-type breccia, which is of similar origin and occurs at Bartalová Hill (Michalík, 1984). In the Omlad'-1 borehole, located about 800 m SW, foraminifers and nannoplankton of Paleocene age have been found in the red breccias below the base of the Borové Formation (Gašpariková et al., 1992).

The Kržľa Breccia is covered by the base of the Borové Formation (Fig. 4) consisting of thick-bedded sandy limestones and calcareous sandstones, rich in organic detritus, including nummulite tests. Foraminifers from the Sološnica quarry have been determined by Vaňová. (1963) and Köhler (1985) who determined the following species: *Nummulites aquitanicus*, *Nummulites* cf. *inkermanensis*, *N. burdigalensis*, *N. campesinus*, *N. globulus*, *N. planulatus*, *N. manfredi*, *N. rotularius*, *Assilina placentula*, *Discocyclusina archiaci*, *Discocyclusina scalaris*, *Orbitolites* sp. and *Alveolina* ex gr. *oblonga*. The community indicates Lower Eocene (Ypresian) age.

In thin-sections there have been identified also tiny fragments of coralline algae, very rare bryozoan zoaria, small fragments of bivalves, crinoid ossicles; from small foraminifers predominant are miliolids; less frequent are rotalid

Schránky veľkých foraminífer sú zvyčajne opracované. Malé úlomky krasového sintru dokazujú prítomnosť krasových fenoménov pred usadením paleogénneho súvrstvia. Niektoré vrstvy nesú znaky podmorského sklzávania.

forms, agglutinated foraminifers, spherogypsins, etc. The sediment originated in shallow, near-shore environment. The tests of large foraminifers are usually rounded. Small karst sinter fragments are an evidence of the existence of karst phenomena before the deposition of Paleogene beds. Several beds bear marks of submarine slumping.

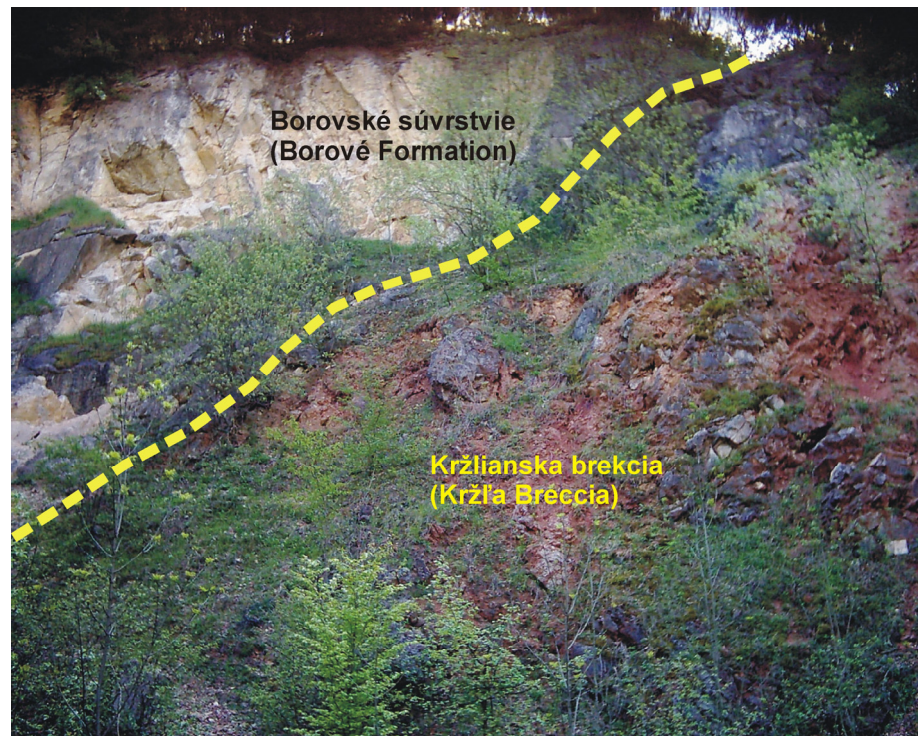


Obr. 3. Paleokrasová kržlianska brekcia tmelená fosílnou terrarossou.

Fig. 3. Paleokarst Kržľa breccia with fossil Terra Rossa matrix.

Obr. 4. Nasadenie bázy borovského súvrstvia (diskocyklínové vápence a brekcie) na kržliansku brekciu.

Fig. 4. Onset of the basal Borové Formation (Discocyclina limestones and breccias) on the Kržľa Breccia.



Hlavný zdroj (main source): Kováč et al. (1991), Michalík (1984), Michalík et al. (1993^a).

2. Kršlenica

GPS súradnice (coordinates): N 48°30.393', E 17°18.729'

Mokrú Dolinu v Malých Karpatoch je vytvorená v súvrstviach veternického príkrovu. Jej vrchná časť pretína spodnotriasové súvrstvie Benkovského potoka a šuňavské súvrstvie. Pri Kamených Vráta dolina vchádza do oblasti tvorenej skrasovatenými triasovými vápencami. V hrubolavicovitých annaberských vápencoch (80 – 100 m), ktoré ležia na gutensteinskom dolomite (40 m) sa vytvorila jaskyňa Deravá skala, ktorá bola v neolite obývaná). Vo vrchnej časti annaberských vápencov vystupujú sivé steinalmské vápence s flórou dazykladálnych rias: *Physoporella dissita*, *P. pauciforata* and *P. cf. prealpina* (Peržel 1966). Z čiernosivých organodetritických zámostských vápencov sa podarilo získať mikrofaunu vrchného pelsónu až ilýru. Nad aniskými tenkovrstevnatými hľuznatými reiflinskými vápencami s rohovcami ležia tenké organodetritické ramingské vápence a veľmi hrubý (800 – 1000 m) predrífový komplex wettersteinských vápencov (Obr. 5, 6).

Spomínaný komplex možno dobre pozorovať na južnom svahu vrchu Kršlenica. V dobre odkrytom profile vidno progradáciu kordevolskej karbonátovej platformy cez vnútroplatformovú depresiu. Predrífový materiál je tvorený dolomitizovanými drobnými úlomkami karbonátov (2 - 20 mm) s obrovskými blokmi rífových vápencov (1 - 40 m v priemere), ktoré sa nahor zmenšujú. Polohy hnedosivých mikritických vápencov s krinoidovými článkami, ktoré vystupujú v strede profilu, naznačujú začiatok transgresie. Vrchnú časť profilu tvoria skutočné rífové vápence. Jadro rífu je tvorené vápnitými hubkami, hydrozoami a vápnitými riasami. Koraly sa vyskytujú v zarífových faciách, spolu so zriedkavými echinodermátmi, lastúrnikmi a brachiopódmi. Zarífové lagunárne facié sú zastúpené dolomitmi a dolomitickými vápencami s pseudomorfózami po evaporitoch. Tieto tvoria najvyššiu časť profilu.

The Mokrú Dolina Valley cuts the sequence of the Veterlín Nappe of the Malé Karpaty Mts. Its upper part penetrates through the Scythian Benkovský Potok and Šuňava Fms. Near Kamenné Vráta (Rocky Gate) the valley enters into karstified Triassic limestone terrane. The Deravá Skala Cave (inhabited by Neolithic men) formed in thick-bedded Annaberg Limestone (80 - 100 m) lying on the Gutenstein Dolomite (40 m). The Steinalm Member of the upper part of the Annaberg Fm. consists of grey limestones with algal flora: *Physoporella dissita*, *P. pauciforata* and *P. cf. prealpina* (Peržel 1966). Black-grey organodetritic Zámostie Fm. yielded late Pelsonian/Early Illyrian microfauna. Anisian thin-bedded nodular cherty Reifling limestones are covered by thin organoclastic Raming Limestone and by very thick (800 - 1000 m) Wetterstein fore-reef complex (Fig. 5, 6).

A nice section of the latter is situated on the S slope of the Kršlenica Hill. It enables to study the progradation of the Cordevolian carbonate platform over an intraplatform basin. Fore-reef material consists of dolomitized fine grained carbonate debris (2 - 20 mm) with huge reef limestone blocks (1 - 40 m in diameter), diminishing upwards. Intercalations of brown-grey micritic limestone with crinoid ossicles occurring in the middle part of the section indicate a transgressive episode. The upper part of the section consists of true reef limestones. The reef core is built by calcisponges, hydrozoans and codiacean algae. Corals occur in the back-reef facies; echinoderms, bivalves and brachiopods are less common. Back-reef lagoonal facies is represented by dolomites and dolomitic limestones with evaporite pseudomorphs. They form the uppermost part of the section.

Hlavný zdroj (main source): Michalík et al. (1993).



Obr. 5. Panoramatický pohľad na južný svah vrchu Kršlenica. Vidno vrchný svah okraja predrífového komplexu wettersteinskej karbonátovej platformy. Podľa Michalíka et al. (1993).

Fig. 5. Panoramic view on the southern slope of the Kršlenica Hill, exposing upper slope of the Wetterstein Platform fore-reef complex. After Michalík et al. (1993).

Obr. 6. Hrubolavicovité vápence patriace wettersteinskému predrífovému komplexu.

Fig. 6. Thick-bedded limestones belonging to the Wetterstein fore-reef complex.



3. Plavecký Peter - Ježovka

GPS súradnice (coordinates): N 48°31.926' E 17°20.703'

Vrchnotriasová sekvencia havranického príkrovu dosahuje hrúbku asi 1200 m. Skladá sa z lunzských (reingrabenských) vrstiev, oponického vápenca, hlavného dolomitu, dachsteinského vápenca a rétskeho norovického súvrstvia.

V južnom okraji lomu pod vodnou nádržou Buková vidno najvyššie časti hlavného dolomitu. Vrstvy dolomitu sú viac-menej cyklické. Spodné časti vrstiev obsahujú dolomitické klasty, organické úlomky a foraminifery (*Agathammina austroalpina*, *Angulodiscus* sp., *Frondicularia* sp.).

Upper Triassic sequence of the Havranica Nappe attains a thickness of about 1.200 m. It consists of Lunz (Reingraben) Beds, Opponitz Limestone, Hauptdolomit, Dachstein Limestone and Rhaetian Norovica Fm.

Southern end of the quarry below the Buková Dam exposes the uppermost part of the Hauptdolomit. Dolomite layers are of more or less cyclic nature. Lower part of the beds contains dolomite clasts, organic debris and foraminifers (*Agathammina austroalpina*, *Angulo-*

Vrch každej vrstvy je loferitický (striedanie sa svetlých lamín s pórmi vysychania s bituminóznym materiálom, cf. Kullmanová in Biely et al. 1980).

Svetlosivé až hnedosivé vápence (dachsteinské) nad dolomitmi sú tiež cyklické (Obr. 7). Na báze mnohých vrstiev vidno úlomky schránok (lastúrniky, foraminifery) a karbonátové klasty. Stredné časti vápencových vrstiev sú mikritické až biomikritické (s *Agathammina austroalpina*, *Permodiscus tenuis*); vrchné časti sú tvorené laminitmi (zvlnené až planárne stromatolity - Obr. 8), ktoré sú miestami pokryté tenkými slienitými vrstvičkami. Fauna foraminifer z vyšších častí vápencovej sekvencie poukazuje na sevatský vek. Kullmanová (l.c.) spomína nález rétickej foraminifery *Triasina hantkeni* v balvanoch na svahu tesne nad lomom.

discus sp., *Frondicularia* sp.). The top of each bed is loferitic (alternation of pale laminae with shrinkage pores with more bituminous material, cf. Kullmanová in Biely et al. 1980).

Pale grey and brown-grey limestones (Dachstein Limestones) overlying the dolomites are cyclic, too (Fig. 7): the base of many beds contains shell debris (bivalves, foraminifers), and carbonate clasts. Middle parts of the limestone beds are micritic, or biomicritic (*Agathammina austroalpina*, *Permodiscus tenuis*), the top parts consist of laminites (wavy to planar stromatolites - Fig. 8), sometimes covered by thin marly intercalation. Foraminiferal fauna of the higher part of the limestone sequence indicates Sevatian age. Kullmanová (l.c.) mentioned the finding of Rhaetian *Triasina hantkeni* in boulders on the slope just above the quarry.



Obr. 7. Cyklické striedanie sa lavicovitých lagunárnych dachsteinských vápencov.

Fig. 7. Cyclic alternation of thick-bedded lagoonal Dachstein Limestones.

Obr. 8. Zvlnený laminovaný stromatolit z vrchu vrstvy dachsteinského vápenca.

Fig. 8. Undulated laminated stromatolite from top of a Dachstein Limestone bed.



Hlavný zdroj (main source): Kováč et al. (1991).

4. Podbranč

GPS súradnice (coordinates): N 48°43.889', E 17°26.892'

V odkryvoch v troch podlažiach aktívneho lomu pri Podbranči možno vidieť oravskú jednotku bradlového pásma. Ide o hlbokovodnú jednotku, ktorá v lome vystupuje v rozsahu sinemúr-spodná krieda. Liasové horniny sú zastúpené škvrnitými vápencami allgäuského súvrstvia s amonitmi *Echioceras raricostatum* (lotaring), na ktorými ležia neškvrnité sivé až zelenkastosivé kalové vápence kozinských vrstiev (pliensbach). Ohľadom vyšších súvrství sa údaje rozchádzajú a pokračujúca ťažba v lome dokonca spôsobila zničenie niektorých nesúvislých vrstiev. Michalík (1997) nespomína prítomnosť liasových hornín, avšak uvádza prítomnosť kalciturbiditov samáškého súvrstvia (bajok), nad ktorými ležia sivé hľuznaté a neskôr červené hľuznaté niedzické vápence (batkelovej). Nad nimi majú nasledovať oxfordské radiolarity (čajakovské) a kimeridžské červené hľuznaté vápence (čorštynské). Vrstevný sled je zakončený pieninským kalpionelovým vápencom, ktorý vyššie do spodnej kriedy prechádza do sivých slienitých vápencov. Uvádzaná prítomnosť niedzického vápenca protirečí zaraďovaniu bradla do kysuckej jednotky (Michalík et al., 1997). Neskoršie pozorovania navyše ukázali, že domnelé samáške súvrstvie predstavujú len kalciturbiditové alodapické polohy v rámci kozinských vrstiev, ku ktorým patrí aj svetlý hľuznatý vápenec. Ten je prechodom do vyššieho, toarského adnetského červeného hľuznatého vápenca. Súvrstvie nadložných silicítov začína už od álenu najprv spongolitmi, vyššie s prechodom do radiolaritov. Zo skoršieho obdobia ťažby sa vyskytujú aj zmienky o prítomnosti čiernych harcygrundských bridlíc (bývalých posidóniových vrstiev), avšak tieto už v súčasnosti v lome nevystupujú.

V rámci Terénnych cvičení zo stratigrafie sa pozornosť zameriava najmä na najspodnejšiu etáž lomu, ktorá je v súčasnosti mimo ťaženej zóny. V tejto etáži lomu vidno transgresiu hrubozrnných vápnitých pieskocov až drobnozrnných zlepcov egenburgu na spodnokriedové slienité vápence s výraznou uhlovou diskordanciou (Obr. 9). Ide o najlepší exkurzný príklad uhlovej diskordancie na Slovensku. Egenburgské sedimenty patria do výplne staršej časti Viedenskej panvy. Tá vtedy existovala v inej forme než dnes - ako panva nesená na chrbte flyšových príkrovov. Až neskôr, v karpate

The outcrops situated on the three floors of the still active Podbranč quarry show Orava Unit of the Pieniny Klippen Belt. It is a deep-water unit, outcropped in the stratigraphic range from Sinemurian-Lower Cretaceous. The Liassic rocks are represented by spotty limestones of the Allgäu Formation with ammonites *Echioceras raricostatum* (Lotharingian), which are overlain by grey to greenish-grey micritic limestones of the Kozinec Formation (Pliensbachian). Data concerning higher formations are unclear and opinions about them are splitted. Continuing quarrying even destroyed some discontinuous layers. Michalík (1997) did not mention any presence of Liassic rocks. On the other hand he mentioned presence of calciturbiditic Samášky Formation (Bajocian), which is overlain by grey- and later red nodular limestone (Niedzica Limestone) – Bathonian-Callovian). These should be followed by Oxfordian radiolarites (Czajakowa Formation) and Kimmeridgian red nodular limestone (Czorsztyń Limestone). The succession ends with Pieniny Limestone Formation (Calpionella limestone), which passes up to Lower Cretaceous grey marly limestones. The proposed presence of Niedzica Limestone would contradict to the statement that the klippe belongs to the Kysuca Unit (Michalík et al., 1997). Moreover, later observations showed that the seeming Samášky Formation are in fact only calciturbidite intercalations within the Kozinec Formation. Also the pale nodular limestone belongs to this formation and represents a transition to the higher, Toarcian red nodular limestone (Adnet Limestone). Formation of the overlying silicites started already in Aalenian by spongolites, higher up passing to radiolarites. From earlier times of quarrying, presence of black shales (Harcygrund Shales – former “Posidonia Beds”) was mentioned. These, however, are not present recently.

In the Stratigraphic field exercises, our attention is focused mainly to the lowermost floor of the quarry, which is presently out of the quarried zone. In this level of the quarry, a transgressive onset of Eggenburgian coarse-grained calcareous sandstones on fine-grained conglomerates is visible. They rest on the Lower Cretaceous marly limestones with an expressive angular unconformity (Fig. 9). This is the best field-trip example of an angular unconformity in Slovakia. The Eggenburgian sediments belong to filling of ear-

a bádene došlo k jej rekonfigurácii na panvu typu „pull-apart“, o čom svedčí to, že aj egenburgské sedimenty sú uklonené. V čase spodného miocénu táto sedimentačná oblasť súvisela s oblasťou Považia, kde egenburgské sedimenty siahajú až po Považskú Bystricu. V oblasti Podbranča sa miešajú dva spodnomiocénne sedimentárne vývoje - chropovský a brezovský. Chropovský je charakterizovaný drobnozrnnými zlepenkami a hrubozrnnými pieskovecami, zatiaľ čo v brezovskom prevládajú pieskovce. V najnižšej etáži lomu vidno najmä litológiu blízku chropovskému vývoju. Materiál klastík je zväčša karbonatický (Obr. 10); vidno aj obliaky kalpionelových vápencov s rohovcami derivované priamo z bradla, na ktoré nasadajú. Z fauny možno nájsť nahromadenie pektinidných lastúrnikov (Obr. 11) a miestami uštic. Nájdú sa aj zuhoľnatené drevá, ako aj výliatky po drevách navŕtaných vŕtavými lastúrnikmi rodu *Teredo* (Obr. 12).

lier stages of the Vienna Basin, which existed in a form different from the recent one – as a “piggy-back basin”, i.e. a basin transported on the thrusting Flysch Belt nappes. Only later, in Karpatian-Badenian time, the basin was reconfigured to the “pull-apart basin”, which is also evidenced by dip of the Eggenburgian sediments. During the Early Miocene, this area was connected with the Váh River area, where the Eggenburgian deposits reach the town of Považská Bystrica. In the Podbranč area, two Lower Miocene sedimentary developments are mixing – Chropov and Brezová developments. The Chropov development is characterized by fine-grained conglomerates and coarse-grained sandstones, whereas the Brezová development is dominated by sandstones. In the lowermost level of the quarry, the lithology is close to the Chropov development. The detritic material is mostly carbonatic (Fig. 10); pebbles of Calpionella limestones with cherts, derived from the klippe on which the sediments rest, can be found, too. From fauna, accumulations of pectinid bivalves (Fig. 11) and locally oysters can be found. Some coalified wood fragments also occur, together with casts after woods penetrated by boring bivalves *Teredo* (Fig. 12).



Obr. 9. Nasadenie egenburgských pieskovcov výplne raných štádií vývoja Viedenskej panvy s uhlovou diskordanciou na zvrásnené spodnokriedové slieňovce oravskej jednotky bradlového pásma.

Fig. 9. Onset of Eggenburgian sandstones of early filling of the Vienna Basin with angular unconformity on folded Lower Cretaceous marlstones of the Orava Unit (Pieniny Klippen Belt).



Obr. 10. Hrubozrné pieskovce až drobnozrné zlepenice egenburgu sú tvorené prevažne karbonatickým klastickým materiálom.

Fig. 10. Eggenburgian coarse-grained sandstones to fine-grained conglomerates are formed predominantly by carbonate clastic material.

Obr. 11. Nahromadenie pektinidných lastúrníkov v hrubozrných pieskovcoch egenburgu.

Fig. 11. Accumulation of pectinid bivalves in the Eggenburgian coarse-grained sandstones.



Obr. 12. Výliatok chodbičiek po činnosti víťavého lastúrníka rodu *Teredo*. Drevo, v ktorom boli chobičky vyvítané už zaniklo; ostal len sediment z ich výplne.

Fig. 12. Casts of *Teredo* boring bivalve burrows. The wood in which the burrows were bored does not exist anymore; only the sediment filling the burrows was preserved.

5. Turá Lúka

GPS súradnice (coordinates): N 48°44.808' E 17°31.392'

Na lokalite vidno izoklinálnu antiklinálu v hlbokovodných faciách bradlového pásma (kysucká jednotka). Jadro antiklinály je tvorené kelovejsko-oxfordskými radiolaritmi a kemitými vápencami (Obr. 13). Radiolarity sú zelenkasté až červené, miestami s okrúhlymi konkréciami čistého silicitu (Obr. 14). Z makrofosílií vidno aptychy, ryncholity a rostrá belemnitov. Na oboch stranách telesa radiolaritov jadro vrásky lemujú kimeridžské ružovkasté hľuznaté vápence a následne titónsko-spodnokriedové rohovcové vápence. Polyfázový charakter deformácie je zjavný z komplikovanej deformácie v jadre veľkej antiklinály, kde sú vyvinuté ševronové vrásky. Tieto nemajú žiadnu genetickú spojitosť so štruktúrou antiklinály, čiže musia byť staršie. Tieto vrásovité štruktúry utínajú mladšie neskoro-terciérne krehké pukliny a tektonické zrkadlá. Predstavujú prejav smerných posunov a medzivrstevných posunov.

At this locality, an isoclinal anticline in the deep-water facies (Kysuca Group) of the Pieniny Klippen belt can be observed. The core of the anticline is formed by the Callovian-Oxfordian radiolarites and siliceous limestones (Fig. 13). The radiolarites are greenish to red, locally with round concretions of pure silicites (Fig. 14). From macrofossils, aptychi, rhyncholites and rare belemnite rostra can be found. On both sides of the radiolarite body, the core is rimmed by the Kimmeridgian pink nodular limestones and by the Tithonian-Lower Cretaceous cherty limestones. Polyphase character of the deformation is visible from complex deformation in the core of large anticline, where chevron folds are well developed. Chevron folds have no genetic relations to the structure of the anticline; they ought to be older. These fold structures are truncated by younger, Late Tertiary brittle joints and slickensides. They are represented by strike-slips as well as dip-slips.



Obr. 13. Radiolarity keloveju až oxfordu kysuckej jednotky.

Fig. 13. Callovian-Oxfordian radiolarites of the Kysuca Unit.



Obr. 14. Silicitová konkrécia z radiolaritov.

Fig. 14. Silicite concretion from radiolarites.

Hlavný zdroj (main source): Plašienka et al. (1994).

6. Bradlo – Hrombaba

GPS súradnice (coordinates): N 48°40.789' E 17°34.239'

Vrch Bradlo je najvyšším vrchom Brezovských Karpát. Jeho vrchné časti sú tvorené vápencami Širokého Bradla (vrchný kampán-spodný mástricht), ktoré sú najlepšie odkryté na lokalite Hrombaba východne od vrcholu Bradla. Vápence predstavujú súvrstvie hruboklastických organogénnych vápencov až zlepenčov, drobnoklastických vápencov - kalkarenitov, organodetrítických vápencov s orbitoidmi a sivých slieňov až slienitých vápencov. Vápence vystupujú v prirodzenom odkryve na vrchole hrebeňa (Obr. 15). Sú lavicovité až doskovité. Ich hrúbka je 80-100 m a petrografická charakteristika je nasledovná:

a) Hruboklastické organogénne vápence až zlepence, s klastickým materiálom starších vápencových hornín. Na základe petrografického vyhodnotenia výbrusového materiálu, by sme horniny mohli začleniť ku konglomerátom, nakoľko prevláda obliakový materiál starších hornín. Okrem obliakov sa v hojnom množstve vyskytujú aj organogénne úlomky (20 %), preto horninu označujeme ako kalcirudit. Obliakový materiál je zastúpený prevažne riasovými vápencami a dolomitmi, dolomity prevládajú. V niektorých obliakoch sa zistili prierezy foraminifery rodu *Angulodiscus*. Ojedinele (do 30 %) sa vyskytujú aj neopracované úlomky rohovcov a ostrohranné kremenné zrnká. Z organických zvyškov sa zistili: foraminifery rodov *Thalmaninella* sp., *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Rotalia* sp., hrubostenné schránky lastúrnikov, rudisty (Obr. 16) a machovky. Vyššie uvedené úlomky (obliaky organogénnych triasových vápencov a organogénne úlomky) sa vyskytujú vo vápencovej a čiastočne rekryštalizovanej základnej hmote.

b) Drobnoklastické organodetrítické vápence - kalkarenity. Mikroskopický charakter je podobný ako pri predchádzajúcich hruboklastických vápencoch. Rozdielnosť sa javí iba vo veľkosti klastického materiálu (0,3-1,5 mm). Vo výbrusoch pozorujeme detritickú štruktúru, pričom tmel je tvorený karbonátom - sparitom. Na stavbe horniny sa podieľajú prevažne organogénne zvyšky. Sú to: foraminifery *Orbitoides* sp., *Textularia* sp., *Siderolites* sp., *Thalmaninella* sp., miliolidné foraminifery, machovky, lastúrniky, krinoidy. Hornina je rekryštalizovaná a organogénne úlomky sú dokonca natoľko rekryštalizované, že sa miestami ťažko dajú odlíšiť od základnej hmoty.

Bradlo is the highest hill of the Brezovské Karpaty Mts. Its top is composed of Široké Bradlo Limestones (Upper Campanian-Lower Maastriachtian), which are best outcropped at Hrombaba locality (Fig. 15), situated east of the Bradlo summit. The limestones represent coarse-grained organodetritic limestones to conglomerates, fine-clastic limestones – calcarenites, organodetritic limestones with orbitoids and grey marls to marly limestones. They are exposed in a natural cliff on the top of the ridge. The limestones are thin- to thick-bedded. Their thickness is 80-100 m and the petrographic characteristics are as follows:

a) Coarse-clastic organodetritic limestones to conglomerates, with detritic material from older limestones. On the basis of thin-section study, the rocks can be classified as conglomerates, as the pebble material prevails. Along with pebbles, skeletal remnants are abundant, too (20%); therefore, the rock can be classified as calcirudite. The pebble material is mostly represented by algal limestones and dolomites (dolomites prevail). In some pebbles, *Angulodiscus* foraminifers were found. Rarely (up to 30%), angular chert clasts and quartz grains occur, too. From the organic remnants, foraminifers *Thalmaninella* sp., *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Rotalia* sp., thick-shelled bivalves, rudists (Fig. 16) and bryozoans were found. All the above mentioned clasts are embedded in partially recrystallized limestone matrix.



Obr. 15. Kampánske alodapické vápence Širokého bradla na lokalite Hrombaba.

Fig. 15. Campanian alodapic Široké Bradlo Limestones at the Hrombaba locality.

c) Organodetritické vápence s orbitoidmi. V organodetritických vápencoch sa okrem úlomkov starších hornín vyskytujú aj organogénne úlomky. Uvedené zložky majú premenlivé percentuálne zastúpenie. V niektorých laviciach prevládajú organogénne úlomky, v iných zasa úlomky starších vápencov. Veľkosť detritického materiálu sa pohybuje v rozmedzí 3,0-0,3 mm a lavice vápencov dosahujú hrúbku 15-22 cm. Vápence majú sivú farbu a iba v pokročilom štádiu zvetrávania sa farba mení na sivohnedú a vápence sú drobné. Niektoré polohy sú hruboklastické a prevláda v nich dobre opracovaný klastický materiál starších hornín. Najlepšiu opracovanosť javia úlomky triasových vápencov a dolomitov, alebo dolomitické vápence. Zastúpenie organogénnych zvyškov sa pohybuje v rozpätí 15-60 %. Tieto horniny patria kalciruditom. Premenlivé percentuálne zastúpenie majú aj úlomky starších vápencových hornín (7-60 %). Veľkosť úlomkov sa pohybuje od 0,2-3,0 mm. Opracovaný klastický materiál dosahuje veľkosť 2,0-3,0 cm. Kremenné zrnká (2-3 %) sa vyskytujú vo vápencoch, v ktorých prevládajú organogénne úlomky. Tmel v oboch petrografických typoch tvorí rekryštalizovaný vápenec (biosparit). Organogénne zvyšky sú zastúpené: schránkami lastúrnikov, krinoidmi, riasami (*Solenopora*) a drobnými polámanými foraminiferami. V najhornejšom počte sa vyskytujú rozlamané orbitoidné foraminifery, ktoré detailne spracoval Köhler (1962) a sú zastúpené hlavne druhmi: *Orbitoides media*, *Orbitoides tissoti*, *Pseudosiderolites vidali* a *Orbitoides apiculata gruenbachensis*.

Jemnozrnnejší petrografický typ vápencov má organodetritickú štruktúru a tmel tvorí zrnitý kryštalický vápenec-sparit. Organické zvyšky (30 %) vystupujú v základnej hmote ako drobné úlomky. Ide o krinoidy a schránky lastúrnikov. Okrem hrubostenných vláknitých schránok je možné pozorovať aj úlomky s prizmatickou stavbou schránok a rozlamané foraminifery. Množstvo klastického kremeňa je nepatrné (2-3 %).

Hlavný zdroj (main source): Began et al. (1987).

b) Fine-clastic organodetritic limestones – calcarenites. Their microscopical character is similar to that of the previous limestone types. The difference is only in the detritic size (0.3-1.5 mm). Detritic structure can be observed in thin-sections. The cement consists of sparitic carbonate. Skeletal detritus forms the substantial part of the rock: foraminifers *Orbitoides* sp., *Textularia* sp., *Siderolites* sp., *Thalmaninella* sp., bryozoans, bivalves, crinoids and miliolid foraminifers. The limestone is recrystallized and the skeletal remnants are sometimes indistinguishable from the matrix.

c) Organodetritic limestones with orbitoids contain both, skeletal remnants and lithoclasts of the older limestones. Contents of both components are variable; in some beds skeletal detritus prevails, whereas in others the pebble material is more abundant. Size of the detritic components varies in the range of 3.0-0.3 mm and the bed thickness is 15-22 cm. The limestones are grey, changing to grey-brownish and fragile when weathered. Some layers are coarse-clastic with dominance of pebbles of older rocks. Triassic limestone and dolomite pebbles are most rounded. The ratio of skeletal remnants varies in the range of 15-60 %. These rocks belong to calcirudites. The amount of the pebble components is also variable (7-60%). The pebble size varies from 0.2 to 3.0 cm. Quartz grains (2-3%) occur mostly in the limestones in which the skeletal remnants prevail. The matrix of both types consists of recrystallized limestone (biosparite). The skeletal remnants are represented by bivalve shells, crinoids, algae (*Solenopora*) and fine, fractured foraminifers. The most abundant are fractured orbitoid foraminifers treated in detail by Köhler (1962): foraminifers *Orbitoides media*, *Orbitoides tissoti*, *Pseudosiderolites vidali* and *Orbitoides apiculata gruenbachensis*.

The fine-grained petrographic type of limestones is organodetritic, with sparitic cement. The skeletal remnants (30%) appear as tiny fragments in the matrix. They represent crinoids and bivalve shells. Along with thicker, filamentous shells there are also shells with prismatic structure and fractured foraminifers. The amount of clastic quartz is small (2-3%).



Obr. 16. Úlomok schránky rudista vo vápencoch Širokého bradla.

Fig. 16. Fragment of rudist in the Široké Bradlo Limestones.

7. Košariská

GPS súradnice (coordinates): N 48°40.651', E 17°35.740'

V záreze cesty severne od obce Košariská vidno sukcesiu červených slieňovcov s občasnými tenkými polohami jemnozrnných pieskovic. Súvrstvie dostalo názov podľa neďalekej obce košariské súvrstvie. Úklon vrstiev je 30/30°. Súvrstvie je hrubé asi 30-50 m.

Vo výbrusoch slieňov pozorujeme mikritickú základnú hmotu a väčšie množstvo prierezov mikroorganizmov. Organické zvyšky sú zastúpené globotrunkánami, rozlámanými hedbergelami a drobnou organogénnou drťou. Drobnú klastickú prímies zastupujú kremenné zrnká. Ich veľkosť sa pohybuje okolo 0,01 mm. Pestré slieňe sú veľmi bohaté na globotrunkány a horninu označujeme ako globotrunkánový biomikrit. V sivo sfarbených slieňoch sa globotrunkány vyskytujú v hojnejšom množstve a základná hmota má väčší podiel vápnitej zložky. Zriedkavejšie sa vyskytujú ostne ježoviek. Nahromadenie organických zvyškov je nepravidelné, miestami sa vyskytujú redšie, inde zasa vo väčšom množstve. Drobnú drť tvoria aj úlomky krinoidov, ihlíc húb, machovky a úlomky hrubostenných schránok lastúrníkov. Klastická prímies sa v hornine vyskytuje v menšom množstve (5-7 %). Podstatnú zložku tvoria ostrohranné a zaoblenejšie kremene, zriedkavejšie sa objavajú aj ostrohranné úlomky rohovcov. Tieto klastické čiastočky dosahujú veľkosť 0,03-0,05 mm, čiže veľkosťou sa približujú pieskovej frakcii. Vápencové úlomky sú v porovnaní s kremeňom viac opracované. Zriedkavejšie sa vyskytujú aj úlomky vápencov, lamelované živce a tenké šupinky muskovitu.

Pestré slieňe sú po mikrofaunistickej stránke veľmi bohaté, prevládajú planktonické foraminifery

The roadcut N above the Košariská village exposes a sequence of red marlstones with occasional thin intercalations of fine-grained sandstones. The formation was named according to this locality as the Košariská Formation. Dipping of the beds is 30/30°. The formation is about 30-50 m thick.

In the marlstones, micritic matrix and numerous cross-section of organisms are observable in thin-sections. The organic remnants are represented by globotruncanas, fragmented hedbergellids and fine organic detritus. Fine clastic admixture is represented by quartz grains. Their size is about 0.01 mm. The variegated marlstones are very rich in globotruncanas and can be named as Globotruncana-biomicroite. In grey-coloured marlstones, the globotruncanids occur in bigger amounts and the matrix is more calcareous. Rarely, echinoid spines are observed, too. Accumulations of the organic remnants are irregular, sometimes denser, sometimes not. Among the tiny allochems, fragments of crinoid ossicles, sponge spicules, bryozoans and thick-shelled bivalves can be observed, too. The clastic admixture in the rock is scarce (5-7 %). Its substantial part is represented by angular to rounded quartz grains; less common are angular fragments of cherts. These detritic components reach a size of 0.03-0.05 mm, i.e. they approach sandy fraction. Calcareous clasts are more rounded. Fragments of limestones, lamelled feldspars and fine scales of muscovite are present, too.

The variegated marlstones are faunistically very rich, mainly in planktonic foraminifers of the Globotruncana arca Zone, e.g. *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. fornicata*, *Globotruncanita*

fery zóny Globotruncana arca, ako napr. *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. fornicata*, *Globotruncanita elevata*, a.i. (Salaj 1960; Salaj & Samuel, 1966; Samuel et al. 1980). Pestré sliene na základe mikrofauny zaraďujeme do spodného kampu, čo potvrdzuje aj spoločenstvo nannoplanktonových foriem určených V. Gašparikovou: *Zycolithus compactus*, *Eiffelithus eximius*, *Tranolithus exiguus*, *Tranolithus orionatus*, *Cretarhabdus conicus*, *Cretarhabdus crenulatus*, *Praediscosphaera cretacea*, *Cribrosphaera ehrenbergi*, *Gartnerago obliquum*, *Biscutum constans*, *Watznaueria barnesae*, *Markalius circumradiatus* a *Micula decussata*.

Hlavný zdroj (main source): Michalík et al. (1993^a).

8. Valchovský mlyn

GPS súradnice (coordinates): N 48°39.101', E 17°30.580'

V záreze cesty medzi Jablonicou a Brezovou pod Bradlom je odkrytý kontakt koňackých valchovských zlepenčov s podložným vrchnotriasovým hlavným dolomitom nedzovského príkrovu (Obr. 17).

Vrstvy dolomitu sú cyklické, s jemnoklastickou bázou, nezreteľnými prúžkami detritu s občasnými pseudomorfozami po evaporitoch v strednej časti, ukončené loferitickou lamináciou so sinicovými povlakmi.

Valchovský zlepenec sa začína netriedenými dolomitickými brekciami (Obr. 18), striedajúcimi sa s vrstvičkami žltkastých ílovcov. Hlavná časť telesa konglomerátov sa skladá z dobre zaoblených klastov lokálneho materiálu s červenou matrix. Zlepenec predstavuje bazálnu jednotku brezovskej skupiny, ktorá je ekvivalentom gosauskej skupiny vo Východných Alpách a predstavuje prvý relatívne posttektonický pokryv centrálnych Západných Karpát po turónskom presune príkrovov. Sedimentácii zlepenčov predchádzala sedimentácia sladkovodných onkoidových vápencov (pustoveské vápence), ktorých predpokladaný vek je vrchný turón. Tieto vápence, spolu s triasovými vápencami a dolomitmi z podložia, tvoria aj obliaky vo valchovských zlepencoch. Spolu s nimi boli nájdené aj klasty adnetského liasového vápenca (s faunou pliensbachu), krinoidových rohovecových vápencov (spodná až stredná jura), plytkovodných malmských vápencov s dazykladálnymi riasami *Clypeina* sp., kremitými hubkami *Cladocoropsis* sp. a s foraminiferou *Protopeneroplis striata* a piesčitých vápencov s hedbergelidmi (barém až alb).

elevata, etc. (Salaj, 1960; Salaj & Samuel, 1966; Samuel et al. 1980). On the basis of the microfauna, the variegated marlstones are ranked to the Lower Campanian, which is also confirmed by nannoplankton assemblage determined by V. Gašpariková: *Zycolithus compactus*, *Eiffelithus eximius*, *Tranolithus exiguus*, *Tranolithus orionatus*, *Cretarhabdus conicus*, *Cretarhabdus crenulatus*, *Praediscosphaera cretacea*, *Cribrosphaera ehrenbergi*, *Gartnerago obliquum*, *Biscutum constans*, *Watznaueria barnesae*, *Markalius circumradiatus* and *Micula decussata*.

In the escarpment of the road between Jablonica and Brezová pod Bradlom, contact of the Coniacian Valchov Conglomerate with the underlying Upper Triassic Hauptdolomit of the Nedzov Nappe is exposed (Fig. 17).

Dolomite layers are cyclic with fine clastic base, indistinct bands of detritus with occasional pseudomorphs after evaporites in the middle part, being terminated by loferitic algal mats lamination.

The Valchov Conglomerate starts with unsorted dolomite breccia (Fig. 18) alternating with yellow clayey intercalations. The main part of the conglomerate body consist of well rounded clasts of local material with red matrix. The conglomerate represents the basal unit of the Brezová Group which is an equivalent to the Gosau Group of the Eastern Alps and represents the first, relatively post-tectonic cover of the Central Western Carpathians, after the nappe thrusting in the Turonian. The conglomerate deposition was preceded by local deposition of fresh-water oncoidal limestones (Pustá Ves Limestone) of presumably Late Turonian age. These limestones, together with the Triassic limestones and dolomites from the basement form pebbles in the Valchov Conglomerate. Along with these rocks, clasts of the Liassic Adnet Limestone (with Pliensbachian fauna), crinoidal cherty limestones (Early/Middle Jurassic), shallow-water Malm limestones with dasycladal algae *Clypeina* sp., demosponges *Cladocoropsis* sp. and with foraminifers *Protopeneroplis striata*, sandy limestones with hedbergellids (Barremian to Albian) were found, too.



Obr.17. Nasadanie koňackých valchovských zlepcov na triasové karbonáty nedzovského príkrovu (foto: Tomasz Segit).

Fig. 17. Coniacian Valchov Conglomerates resting on Triassic carbonates of the Nedzov Nappe (photo: Tomasz Segit).

Obr. 18. Netriedená dolomitická brekcia z bázy valchovských zlepcov (foto: Ľubomír Pečeňa).

Fig. 18. Unsorted dolomitic breccia from the base of the Valchov Conglomerates (photo: Ľubomír Pečeňa).



Hlavný zdroj (main source): Michalík et al. (1993^a).

9. Dolný Mlyn

GPS súradnice (coordinates): N 48°48.988', E 17°42.105'

Lokalita Dolný Mlyn sa nachádza pri osade Podkozince, sz. od Nového Mesta nad Váhom. V opustenom lome možno pozorovať dobre odkryté liasové až strednoalbské súvrstvia čorštynskej jednotky bradlového pásma (Obr. 19). V strednej časti lomu vystupuje klasický vrstevný sled čorštynskej sukcesie, začínajúci bajokom, ktorý pokračuje až do vrchného titónu (Obr. 20). V ľavej časti lomu sa nad albským súvrstvom nachádza tektonická šupina hornín liasu, ktoré takisto patria do čorštynskej jednotky (Obr. 21).

The Dolný Mlyn locality is situated near the Podkozince settlement, NW from Nové Mesto nad Váhom. In an abandoned quarry, well preserved sequence from Liassic to Albian of the Czorsztyń Succession of the Pieniny Klippen Belt can be observed (Fig. 19). In the middle part of the quarry there is the classical Czorsztyń Succession beginning with Bajocian and continuing as far as Upper Tithonian strata (Fig. 20). In the left part of the quarry, a tectonic slice of Liassic rocks lies above the Albian formation; the Liassic rocks

Spodnú časť lomu tvoria sivé krinoidové vápence (smolegovské), s červenými krinoidovými vápencami (krupianskymi) v nadloží. Obe súvrstvia patria do bajoku. Najvyššiu vrstvu v bezprostrednom podloží hľuznatého vápenca predstavujú žltkasté a červenkasté grainstony až packstony, lokálne wackestony s krinoidovou mikrofaciou a hojnou klastickou prímiesou. Horná hranica krupianskeho súvrstvia je erozívneho charakteru. Nad ňou nasleduje červený hľuznatý vápenec fácie Ammonitico Rosso (čorštynský vápenec). Ide o wackeston s filamentovou mikrofaciou a filamentovo-gastropódovou mikrofaciou. Bazálnu vrstvu čorštynského vápenca možno rozdeliť na spodnejšiu - vrchnobajockú časť (zóna parkinsoni) s faunou *Oppelia pleurifer* a *Dimorphinites (D.) dimorphus* a vrchnú - spodnobajockú časť (zóna zigzag) s *Morphoceras* cf. *dimorphitiformis*, *M. (M.) multiforme*, *Vermisphinctes (V.)* cf. *vermiformis*, *Planisphinctes (Pl.)* gr. *tenuissimus*, *Zigzagiceras (Z.)* cf. *torrensi* a *Procerites (Siemiradzka)* cf. *lenthayensis* (Schlögl et al., 2005). Amonitové jadrá sú väčšinou orientované približne paralelne s vrstevnatosťou. Lokalita Dolný Mlyn je jednou z prvých, kde bol v 90-tych rokoch minulého storočia rozoznaný vrchnobajocký vek bázy hľuznatých vápencov. Dovtedy sa tradoval nesprávny názor, že vápence začínajú až v keloveji. Vápence následne prechádzajú cez protoglobigerínovú mikrofaciu (oxford) do sakokómovej (kimeridž).

Toto súvrstvie pozvoľne prechádza do nadložného durštynského súvrstvia. Ide o červenkasté a ružové pelagické vápence, wackestony so sakokómovou mikrofaciou, zriedkavými mineralizovanými intraklastami a jadrami amonitov. Vápnité dinocysty *Schizosphaerella minutissima* a *Stomiosphaera moluccana* indikujú vrchný kimeridž (zóna moluccana, sensu Reháková, 2000). Tieto ružové kalové nehluznaté vápence pozvoľna prechádzajú do krémových vápencov titónu až beriasu (sobótsky vápenec).

Povrch sobótskeho vápenca je erozívne "zrezaný" a nad ním leží súvrstvie albských pelagických slieňov (chmielovské súvrstvie). Pod bázou súvrstvia sú stopy po vrtanej činnosti, korózie a povrch je často pokrytý fosfátickými, resp. fosfáticko-silkrétoými krustami a konkréciami. Časté sú neptunické mikrodajky, prípadne vyplnené pukliny. Výplne puklín sú tvorené tmavosivým až červeným slieňom, prípadne fosfátickým biomikritom s hojnými planktonickými foraminiferami rodu *Hedbergella* a *Thalmaninella* poukazujúce na stredný alb. Okraje puklín

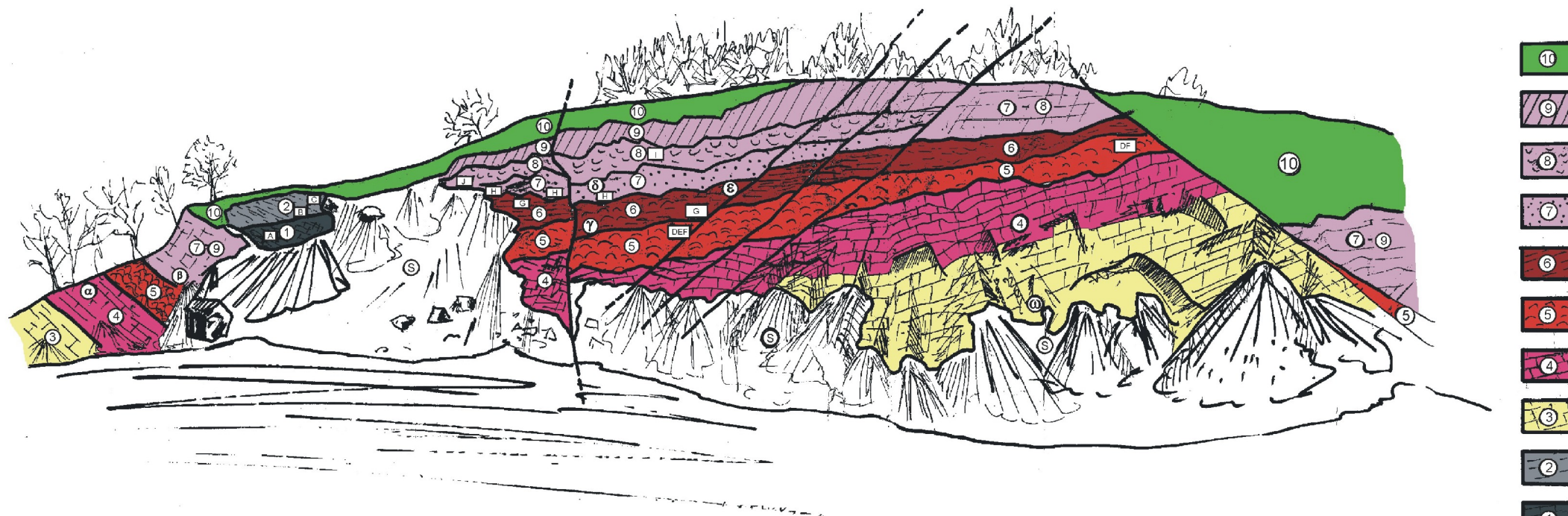
also belong to the Czorsztyn Succession (Fig. 21).

Lower part of the quarry cuts into grey crinoidal limestones (Smolegowa Lst.), overlain by red crinoidal limestones (Krupianka Lst.). Both formations are of Bajocian age. The uppermost layer, directly underlying the nodular limestone is represented by yellowish and reddish grainstones to packstones, locally also wackestones with crinoidal microfacies and rich clastic admixture. The upper boundary of the Krupianka Formation is erosional. Then, classical red nodular limestone of Ammonitico Rosso facies follows (Czorsztyn Lst.). It represents wackestone with filamentous to filamentous-gastropod microfacies.

The basal bed of the Czorsztyn Limestone can be divided to lower, Bajocian part (Parkinsoni Zone), with the fauna of *Oppelia pleurifer* and *Dimorphinites (D.) dimorphus* and the upper, Middle Bathonian part (Zigzag Zone.) with *Morphoceras* cf. *dimorphitiformis*, *M. (M.) multiforme*, *Vermisphinctes (V.)* cf. *vermiformis*, *Planisphinctes (Pl.)* gr. *tenuissimus*, *Zigzagiceras (Z.)* cf. *torrensi* and *Procerites (Siemiradzka)* cf. *lenthayensis* (Schlögl et al., 2005). The ammonite casts are mostly oriented parallel to the bedding. Dolný Mlyn locality was one of the first where the Late Bajocian age of the nodular limestones onset has been determined in 90-ies of the last century. Up to that time, erroneous meaning dominated that the limestones start in Callovian. The limestones then continue through Protoglobigerina microfacies (Oxfordian) to the Saccocoma microfacies (Kimmeridgian).

The overlying Dursztyn Formation gradually evolves from the nodular limestones. The formation consists of reddish to pink pelagic limestones, wackestones with Saccocoma microfacies, rare mineralized intraclasts and ammonite casts. Calcareous dinocysts *Schizosphaerella minutissima* and *Stomiosphaera moluccana* indicate Late Kimmeridgian age (Moluccana Zone, sensu Reháková, 2000). These pink, non-nodular limestones gradually turn to creamy coloured limestone of Tithonian to Berriasian age (Sobótka Limestone Member).

Surface of the Sobótka Limestone is erosionally truncated and overlain by pelagic marls of Albian age (Chmielowa Formation). Below the base of the formation, traces after boring activity of bivalves, corrosion and phosphatic to phosphatic-silcrete crusts and oncoids can be observed. Neptunian microdykes or filled clefts are common. The fillings are represented by dark-grey to red marls, eventually by phosphatic biomicrite with rich planktonic foraminifers of the genera *Hed-*



Obr. 19. Náčrt geologickej stavby bradla Dolný Mlyn. 1 Tmavé bituminózne vápence a ílovce (dolnomlynské súvrstvie vrchný sinemúr - lotaring), 2 žltkastosivé škvrnité sliedovce (allgäuske súvrstvie spodný plienschbach - domér), 3 svetlé krinoidové vápence (smolegovské bajok), 4 červené krinoidové vápence (krupianske vrchný bajok), 5-7 čorštýnske vápence (5 červené hľuznaté vápence - bat, 6 hnedočervené vápence a bridlice ke-lovej, 7 ružové hľuznaté vápence oxford až spodný titón), 8-9 durštýnske súvrstvie (8 ružové kalpionelové vápence vrchný titón-berias, 9 ružové spišské krinoidové vápence s rohovcami - valangin), 10 súvrstvie pestrých sliedov (chmielovské súvrstvie alb), S suťový pokryv. Nájdené fosílie: A *Arnioceras mendax rariplicata*, *Liogryphaea arcuata* (lotaring), B *Amaltheus gibbosus* (stredný domér), C *Pleuroceras spinatum* (vrchný domér), D *Cadomites ex gr. rectelobatus* (bat), E *Ebrayiceras ex gr. rursum* (spodný bat), F *Morphoceras multiforme* (spodný bat), G *Hibolites hastatus* (ke-lovej), H *Perisphinctida* (oxford), I *Lytoceras sutile* (titón), J *Lytoceras* sp. Podľa Hlôšku (1992); upravené.

Fig. 19. Sketch of geological structure of the Dolný Mlyn Klippe. 1 Dark, bituminous limestones and claystones (Dolný Mlyn Formation - Upper Sinemurian - Lotharingian), 2 yellowish-grey spotted marlstones (Allgäu Formation - Lower Pliensbachian - Domerian), 3 pale crinoidal limestones (Smolegowa Lst. - Bajocian), 4 red crinoidal limestones (Krupianka Lst. - Upper Bajocian), 5-7 Czorsztyn Limestone Formation (5 red nodular limestone - Bathonian, 6 brownish-red limestones and shales - Callovian, 7 pink nodular limestone - Oxfordian to Lower Tithonian), 8-9 Dursztyn Limestone Formation (8 pink Calpionella limestone Upper Tithonian-Berriasian, 9 pink crinoidal Spisz limestone with cherts - Valanginian), 10 formation of variegated marls (Chmielowa Formation - Albian), S debris cover. Fossil findings: A *Arnioceras mendax rariplicata*, *Liogryphaea arcuata* (Lotharingian), B *Amaltheus gibbosus* (Middle Domerian), C *Pleuroceras spinatum* (Upper Domerian), D *Cadomites ex gr. rectelobatus* (Bathonian), E *Ebrayiceras ex gr. rursum* (Lower Bathonian), F *Morphoceras multiforme* (Lower Bathonian), G *Hibolites hastatus* (Callovian), H *Perisphinctida* (Oxfordian), I *Lytoceras sutile* (Tithonian), J *Lytoceras* sp. After Hlôška (1992); modified.

sú niekedy potiahnuté stromatolitickými krustami až mikrokolumnárnymi stromatolitmi typu *Frutextites*. Lokalita je jediná, kde na báze albských slieňov boli miestami zaznamenané aj bazálne zlepenice (len tenké polohy), ktoré na iných lokalitách chýbajú (Obr. 22) vzhľadom na veľmi rýchlu morskú záplavu (ingresiu). Obliaky zlepeníc nesú stopy navŕtavania.

Na tektonicky zrezanom albskom súvrství spočíva súbor tmavých liasových sedimentov. Ako stratigraficky najstarší člen vrstevného sledu tu vystupuje súvrstvie tmavosivých až čiernych vápnicých ílovcov so slabou siltovou prímiesou (dolnomlynské súvrstvie), v ktorých sa vyskytujú šošovkovité pretiahnuté - "roztrhané" lavice (10 - 35 cm) - jemne piesčité škvritné alebo lumachelo-biomikritické vápencov. Lokálne sa vyskytujú zvýšené akumulácie krinoidových článkov až časti stoniek. Množstvo a pomer organických klastov k základnej hmote môže byť veľmi premenlivý.

Mikrofaciálne sú to biomikrity s hojnými úlomkami echinodermát, článkov krinoidov, ostrakódmi, juvenilnými lastúrnikmi, zuholnatenými rastlinnými pletivami, spikulami silicispongií a nodosariidnými foraminiferami. Hlôška (1992) našiel v týchto vápencoch dosť bohatú faunu s *Liogryphaea arcuata*, *Entolium* sp., *Chlamys* sp., "*Rhynchonella*" *belemnica*, *Nucleata beyrichi*, *Arnioceras mendax rariplata*. Na základe tejto fauny môžeme toto súvrstvie zaradiť do sinemúru, zóna Raricostatum (merateľná hrúbka je približne 8 m).

V nadloží vystupujú sivé do žltobéžova zvetrávajúce škvritné vápence a sliene (Allgäuske súvrstvie). Vo vrchnej časti odkryvu našiel Hlôška (1992) *Amaltheus gibbosus*, odtlačky pektinidov a rostrá belemnitov. Toto súvrstvie stratigraficky reprezentuje stredný domér.

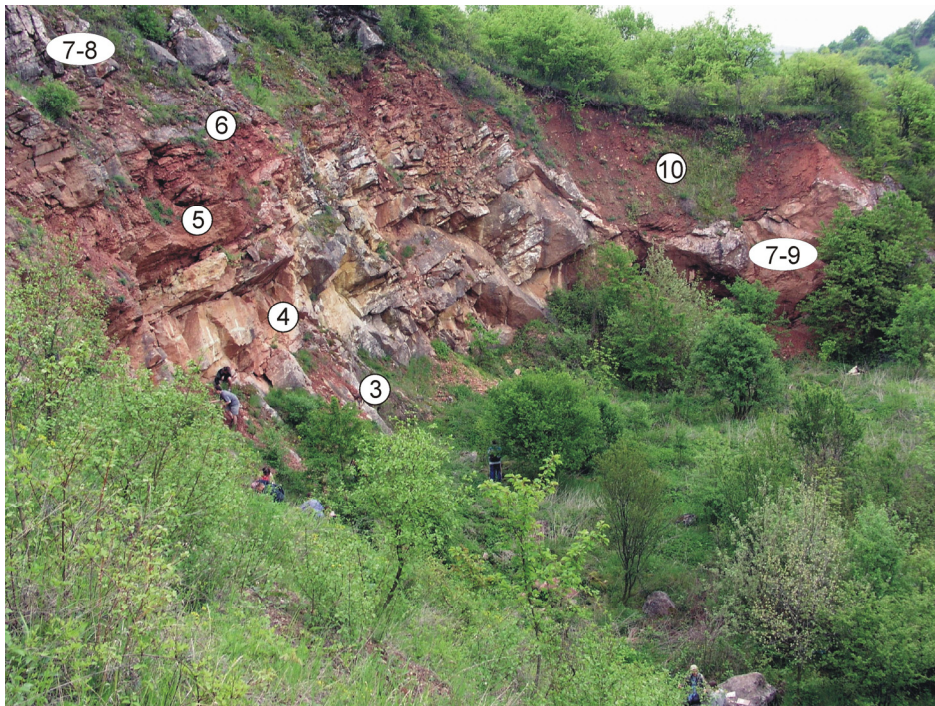
Hlavný zdroj (main source): Rakús (1995).

bergella and *Thalmaninella*, indicating the Middle Albian age. Margins of the clefts are sometimes coated by stromatolitic crusts to microcolumnal stromatolites of *Frutextites* type. The locality is the only with basal conglomerates (just thin layers) at the base of the Albian (Fig. 22). They are normally missing at other localities because of very rapid marine flooding (ingression). The conglomerate pebbles bear traces after boring.

The tectonically truncated Albian Chmielowa Formation is overlain by dark Liassic sediments. The oldest part of the succession is represented by a formation of dark-grey to black calcareous claystones with slight silty admixture (Dolný Mlyn Formation), in which lenticular, elongated budinaged beds (10-35 cm) of fine, sandy spotted to coquina-biomicrocritic limestones occur. Locally accumulations of crinoidal ossicles and stems occur in these limestones. Number and ratio of organic detritus to the matrix may be very variable.

The microfacies characteristics of the limestones are biomicrocrits with rich echinoderm detritus, with crinoidal ossicles, ostracods, juvenile bivalves, coalified plant tissues, silicisponge spicules and nodosariid foraminifers. Hlôška (1992) found a rich fauna in these limestones: *Liogryphaea arcuata*, *Entolium* sp., *Chlamys* sp., "*Rhynchonella*" *belemnica*, *Nucleata beyrichi*, *Arnioceras mendax rariplata*. Based on this fauna, this formation may be ranked to Sinemurian (Raricostatum Zone). The measurable thickness of the formation is about 8 m.

The formation is overlain by yellowish-beige weathered spotted limestones and marls (Allgäu Formation). In the upper part of the outcrop, Hlôška (1992) found *Amaltheus gibbosus*, casts of pectinids and belemnite rostra. This formation stratigraphically represents Middle Domerian.



Obr. 20. Pohľad na pravú a strednú časť lomu bradla Dolný Mlyn. Čísla zodpovedajú litologickým jednotkám vyčleneným na Obr. 19 (foto: Tomasz Segit).

Fig. 20. View on the right and middle parts of the quarry in the Dolný Mlyn Klippe. The numbers correspond to the lithological units distinguished in the Fig. 19 (photo: Tomasz Segit).



Obr. 21. Pohľad na hornú časť ľavej strany lomu. Čísla zodpovedajú litologickým jednotkám vyčleneným na Obr. 19 (foto: Tomasz Segit).

Fig. 21. View on upper part of the left side of the quarry. The numbers correspond to the lithological units distinguished in the Fig. 19 (photo: Tomasz Segit).



Obr. 22. Zriedkavá poloha konglomerátu na báze chmielovského súvrstvia (alb) v ľavej časti lomu. Klast pri hornom konci kladiva nesie stopy po vrtavých živočíchoch (foto: Ján Schlögl).

Fig. 22. Rare conglomerate layer at the base of the Chmielowa Formation (Albian) in the left part of the quarry. The clast at the upper end of the hammer bears signs of animal boring activity (photo: Ján Schlögl)

10. Bzince pod Javorinou

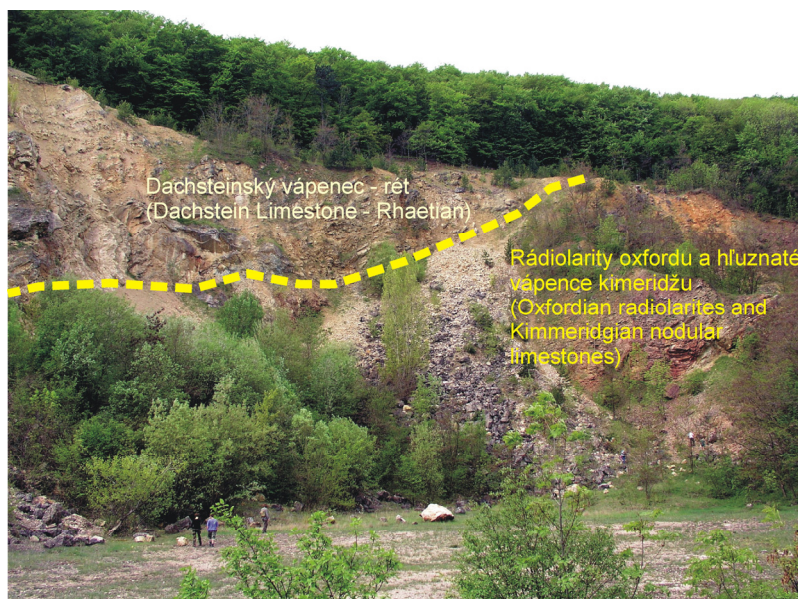
GPS súradnice (coordinates): N 48°46.851', E 17°46.938'

Jursko-kriedové sedimenty nedzovského príkrovu v severnej časti Čachtických Karpát vystupujú vo forme úzkych šošoviek, resp. viac-menej súvislých tenkých pruhov. V kameňolome pri Bzinciach pod Javorinou vidno ich intenzívnu vrásovú i šupinatú deformáciu (Obr. 23) a generálny úklon k J a JV, čo je ich typickou charakteristikou.

V ľavej časti steny sú sivé, svetlosivé, hnedasté i ružové vrstevnaté vápence, miestami slabokrínoidové. V najintenzívnejšie zvrásnených vápencoch sú polohy ílovcov, niekedy s pyritom. Vápence majú povahu biomikritov a biosparitov. Tesne nad lomom sa v krínoidových varietach hojne vyskytuje foraminifera *Triasina hantkeni*. Podľa litologickej povahy a vrchnotriasového veku, označujeme vápence ako dachsteinské.

Jurassic–Cretaceous sediments of the Nedzov Nappe in the northern part of the Čachtické Karpaty Mts. occur in form of narrow lenses or more or less continuous stripes. In the quarry near Bzince pod Javorinou, their intensive fold-and-thrust deformation is visible (Fig. 23), with general dip to the south or southeast, which is typical for them.

In the left part of the quarry, grey, pale-grey, brownish to pink bedded limestones occur, locally slightly crinoidal. In the most strongly folded limestones there are claystone layers, locally with pyrite. The limestones are biomicrocrinites to biosparites. Directly above the quarry in the crinoidal varieties, foraminifer *Triasina hantkeni* can be found. According to the lithological character and the Late Triassic age, the limestone can be named as Dachstein Limestone.



Obr. 23. Pohľad na pravú stranu lomu pri Bzinciach pod Javorinou, kde vidno čiastočný násun dachsteinských vápencov na radiolarity a vrchnojurské hluznaté vápence.

Fig. 23. View on the right side of the quarry near Bzince pod Javorinou, where partial thrust of the Dachstein Limestones over the Upper Jurassic radiolarites and nodular limestones is visible.

Obr. 24. Zvrásnené radiolarity a hluznaté vrchnojurské vápence v pravej časti lomu.

Fig. 24. Folded Upper Jurassic radiolarites and nodular limestones in the right part of the quarry.



V pravej časti lomu sú masívne hrdzavočervené krinoidové vápence. Organická zložka je zastúpená okrem echinodermát i úlomkami schránok lastúrnikov, brachiopódov a foraminifer. Z týchto hierlatzských vápencov (neďaleko lomu) M. Siblík určil brachiopódy, ktoré indikujú strednoliasový vek. V minulosti boli tieto vápence odkryté aj v hlavnej stene lomu, v súčasnosti sú však zakryté suťou, podobne ako limonitizované kondenzované vápence s mangánovými konkréciami a spodné hľuznaté vápence (adnetské).

V lomovej stene na pravej strane v I. a II. etáži vystupujú červené oxfordské radiolarity a červenohrdzavé a sivozelené hľuznaté ílovité vápence, všetko intenzívne zvrásnené (Obr. 24). Nadložné osnické súvrstvie (kalpionelové vápence) má biomikritovú mikrofaciu s *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpatica* a s radioláriami.

Hlavný zdroj (main source): Began et al. (1987).

In the right part of the quarry, massive, rusty-red crinoidal limestones occur. Along with echinoderms, the organic remnants are also represented by shell fragments of bivalves, brachiopods and foraminifers. From these Hierlatz Limestones (not far from the quarry) M. Siblík determined brachiopods indicating Middle Liasic age. The limestones were earlier outcropped also in the main quarry wall, but recently they are covered with debris, together with limonitized condensed limestones with manganese concretions and lower nodular limestones (Adnet Lst.).

In the right part of the first and second floors of the quarry, red Oxfordian radiolarites occur in the quarry wall, together with strongly folded rusty-red to greyish-green nodular clayey limestones occur (Fig. 24). The overlying Osnica Formation (Calpionella limestones) contain biomicrofite microfacies with *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpatica* and with radiolarians.

11. Mojtín

GPS súradnice (coordinates): N 48°59.532', E18°24.915'

Pri obci Mojtín v Strážovských vrchoch sa nachádza jeden z mála výskytov bauxitov na Slovensku. V Strážovských vrchoch sú ešte výskyt bauxitov pri Domaniži a Ďurďovej. Výskyt sústredené v paleokrasových depresiách a puklinách vápencov strážovského a dolomitov chočského príkrovu. Mimo Strážovských vrchov sa našli bauxity ešte pri Markušovciach na Spiši (Michalík & Činčura, 1992) a v Brezovských Karpatoch (Činčura (1997). Najväčší výskyt pri Mojtíne sa nachádza nad Lopušnou. Mojtínske výskyt museli vzniknúť po presune subtatranských príkrovov a pred obdobím eocénu (lutétu), nakoľko bauxitové polohy sú prekryté numulitovými vápencami a brekciami s bauxitickým tmelom. Predpokladaný vek bauxitov je vrchná krieda (senón). Podľa všetkého časť bauxitov bola ešte pred eocénom odstránená eróziou. Prítomnosť spór plavúňovitých rastlín (*Retienlatiporites caelatus*), spór a peľu foriem *Stereisporites stereoides*, *Taxodium* sp., peľové zrná rodov *Ginkgo*, *Tilia* (lipa), *Nymphaea* a pod. svedčia o vzniku bauxitu vo veľmi vlhkom a teplom prostredí jazier alebo močiarov.

Výskyt bauxitov sú malé a bez priemyselného významu. Na lokalite vidno haldu bauxitu vznik-

Near Mojtín village in the Strážovské vrchy Mts., one of the few Slovak occurrences of bauxites is situated. In these mountains, other occurrences are near Domaniža a Ďurďová. The occurrences are concentrated in paleokarst depressions and clefts in limestones of the Strážov Nappe and in dolomites of the Choč Nappe. Outside the Strážovské vrchy Mts., bauxites were found near Markušovce (Michalík & Činčura, 1992) in Spiš area (eastern Slovakia) and in the Brezovské Karpaty Mts. (Činčura (1997). The largest occurrence near Mojtín is situated above Lopušná. The Mojtín bauxites had to originate after thrust of the Subatric nappes and before Eocene (Lutetian), as the bauxite layers are covered by nummulitic limestones and breccias with bauxitic cement. Presumed age of the bauxites is Upper Cretaceous (Senonian). Part of the bauxites was likely eroded still before Eocene. Presence of the spores of lycopodian plants (*Retienlatiporites caelatus*), spores and pollen grains of *Stereisporites stereoides*, *Taxodium* sp., pollen grains of the genera *Ginkgo*, *Tilia* (lime-tree), *Nymphaea*, etc. indicate that the bauxite originated in very humid and warm environment of lakes or swamps.

The bauxite occurrences are small and without

nutú pokusnou ťažbou (Obr. 25) a odkryté paleokrasové závrtky z obdobia vrchnej kriedy (Obr. 26). Technicky ide o bauxity hydrargilitovo-böhmitového typu červenej, žltkastej, hnedej až sivobielej farby. Ich mineralogické zloženie je: 35% hydrargilit, 20-30% kaolinit, 15-20% böhmit, 18% hydrogoethit, 2-3% hematit (najmä vo sférických útvaroch – pizoidoch – Obr. 27). Hematit vo svetlých typoch chýba. Chemické zloženie bauxitu je: Al_2O_3 – 43%, Fe_2O_3 – 19%, SiO_2 – 16%, TiO_2 – 4%.

Bauxity vznikli podľa všetkého silným lateritickým zvetrávaním hornín kyslého (indikované obsahmi prvkov: B, Zr, Sn, Li) a bázičného zloženia. (indikované obsahmi prvkov: V, Ni, Cr, Co), ktoré sa vyskytovali mimo krasového územia. Produkty zvetrávania boli transportované v podobe jemného kalu a koloidných roztokov a zachytené v paleokrasových depresiách a puklinách.



Obr. 25. Halda po pokusnej ťažbe bauxitu pri Mojttíne (foto: Tomasz Segit).

Fig. 25. Waste dump after experimental bauxite mining near Mojttín (photo: Tomasz Segit).

industrial importance. At the locality, a bauxite waste-dump (Fig. 25) originated by experimental mining can be seen, together with uncovered Senonian paleokarst sinkholes (Fig. 26). Technically the bauxites represent hydrargilite-boehmite type of red, yellowish, brown to greyish-white colour. Their mineralogical composition is as follows: 35% hydrargilite, 20-30% kaolinite, 15-20% boehmite, 18% hydrogoethite, 2-3% haematite (mostly in spherical forms – pisoids – Fig. 27). Haematite is missing in the pale types. Chemical composition of the bauxites is: Al_2O_3 – 43%, Fe_2O_3 – 19%, SiO_2 – 16%, TiO_2 – 4%.

The bauxites originated most likely by pervasive lateritic weathering of acidic (indicated by: B, Zr, Sn, Li) or basic (indicated by: V, Ni, Cr, Co) rocks, which were situated outside the karstic area. The weathering products were transported in form of fine mud and colloidal solutions and trapped in paleokarst depressions and clefts.



Obr. 26. Paleokrasová depresia odkrytá pri pokusnej ťažbe bauxitu neďaleko Mojttína.

Fig. 26. Paleokarst depression uncovered during experimental bauxite mining near Mojttín.



Obr. 27. Bauxitová ruda so žltkastými sférickými pizoidmi.

Fig. 27. Bauxite ore with yellowish spherical pisoids.

Hlavný zdroj (main source): Čičel (1958).

12. Rohatá skala

GPS súradnice (coordinates): N 49°0.117', E 18°23.114'

V opustenom lome pri ceste medzi Beluškými Slatinami a Mojtínom v Strážovských vrchoch vystupujú ružové, biele a červenkasté hrubo- až jemnozrnné masívne krinoidové vápence (Obr. 28), miestami s roztrúsenými červenými až hnedastými hľuzami rohovcov. Brachiopódová fauna poukazuje na ich strednoliasový vek (max. plienschach). Okrem brachiopódov sú časté aj rostrá belemnitov (Obr. 29). Vápence patria chočskému príkrovu (hronikum). Jurské sedimenty tohto vyššieho príkrovu sa zachovali len na niekoľkých miestach v Západných Karpatoch, nakoľko boli zväčša odstránené eróziou.

V spodnej a severnej časti lomu vystupujú bralá krinoidového vápenca, v nadloží s červenohnedastými slienitými vápencami a slieňovcami s polohami toarských až álenských ružových vápencov, ktoré sú miestami krinoidové a brekciovité. Pri východnom okraji lomu sú liasové krinoidové vápence v styku so strmo uklonenými tenkovrstevnatými červenými a ružovkastými radiolaritmi, ktoré sa striedajú s červenými, čiastočne hľuznatými a sporadicky jemnozrnnými vápencami (Obr. 30). Na základe amonitovej fauny nájdennej na iných lokalitách sú považované za kelovejské až oxfordské.

Kimmeridž zastupujú žltkasté a ružové vápence, zvyčajne hrubolavicovité a miestami škvrnité (2—5 m). V odkryve oproti lomu prechádzajú do vrstevnatých vápencov typu biancone s množstvom titónskych kalpionelíd. Miestami sú v nich roztrúsené čierne hľuzy rohovcov.

Titónsko-spodnokriedová sekvencia je odkrytá pozdĺž cesty vedúcej do Mojtína. Vrstvy vo vrchnej časti obsahujú množstvo slienitých polôh s aleuritovou prímiesou kremeňa a šupiniak muskovitu. Výskyt *Berriasella pontica*, *Tintinopsella carpatica* a *Stomiosphaera colomi* poukazuje na spodnokriedový vek. Vyššie nasleduje sekvencia tmavosivých slienitých bridlíc a slieňovcov s polohami piesčitých slieňovcov a piesčitých vápencov. Jemnozrnná psamitická matrix v piesčitých vápencoch obsahuje hojné zrná kremeňa (asi 30 % z nich má 0,32 mm v priemere), úlomky rohovcov, vápencov, tufitov, kremencov a zrná chloritu, biotitu, plagioklasov, ortoklasov, magnetitu a granátu. Typická pre toto súvrstvie je prítomnosť chrómspinelidov, ktoré predstavujú najrannejší výskyt ofiolitového detritu v centrálnych Západných Karpatoch. V súvrství sa našli aj úlomky lastúrnikov a väčšie úlomky aptychov; mikrofauna je zastúpená

Variegated, pink, white and reddish coarse- and fine-grained massive crinoidal limestones, in places with randomly scattered nodules of red and brownish cherts, are exposed in an abandoned quarry near the road between Belušké Slatiny and Mojtín in the Strážovské vrchy Mts. (Fig. 28). The brachiopod fauna points to the Middle Liassic age (up to Pliensbachian). Belemnite rostra are common, too (Fig. 29). The limestones belong to the Choč Nappe (Hronic Unit). Jurassic sediments of this higher nappe was preserved only at several places in the Western Carpathians as most of them were removed by erosion.

In the lower and northern parts of the quarry there is a cliff of crinoidal limestones, followed by reddish-brown marly limestones and marls intercalated with Toarcian to Aalenian pink limestones, which are locally crinoidal and sporadically even brecciated. At the eastern margin of the quarry, the Liassic crinoidal limestones are in contact with upright-standing thin-bedded, red and pinkish radiolarites which alternate with red, partly nodular and sporadically fine-grained limestones (Fig. 30). On the basis of ammonite fauna found at other places, they are regarded as Callovian to Oxfordian.

The Kimmeridgian is represented by yellowish and pink limestones, usually very thick-bedded and locally spotted (2—5 m). In the outcrop opposite the quarry they pass into grey bedded limestones of the biancone type, with abundant Tithonian calpionellids. Locally, nodules of black chert are scattered in the limestone.

The Tithonian sequence is exposed in the cut of the road leading to Mojtín. Layers in the upper part contain large amount of grey marls with an aleuritic admixture of quartz grains and muscovite flakes. The presence of *Berriasella pontica*, *Tintinopsella carpatica* and *Stomiosphaera colomi* proves the Lower Cretaceous age. Higher up there is a sequence of dark-grey marly shales and marlstones with interlayers of sandy marlstones and sandy limestones. The fine-grained psammitic matrix of sandy limestones encloses abundant quartz grains (up to 30 % are 0.32 mm in diameter), fragments of chert, calcareous rocks, tuffites, quartzite and chlorite, biotite, plagioclases, orthoclase, magnetite and garnet. Typical is presence of Cr-spinels which represents the earliest appearance of this ophiolitic detritus in the Central Western Carpathians. Fragments of

aglutinovanými foraminiferami. Aptychy poukazujú na spodnokriedový vek (*Lamellaptychus* ex gr. *A. Studeri*).

bivalves and larger pieces of aptychi have also been found; the microfauna is represented by agglutinated foraminifers. The aptychi point to the Lower Cretaceous age (*Lamellaptychus* ex gr. *A. Studeri*).



Obr. 28. Pohľad na opustený lom v krinoidových hierlatzských vápencoch pliensbachu chočského príkrovu pod Rohatou skalou (foto: Ľubomír Pečeňa).

Fig. 28. View on the quarry with crinoidal Hierlatz Limestone (Pliensbachian, Choč Nappe) below Rohatá skala Cliff (photo: Ľubomír Pečeňa).

Obr. 29. Rostrá belemnitov sú jednými z najčastejších fosílií v hierlatzských vápencoch.

Fig. 29. Belemnite rostra are one of the most common fossils in the Hierlatz Limestone.



Obr. 30. V rohu kameňolomu sú odkryté strmo uklonené radiolarity a hľuznaté vápence strednej až vrchnej jury (foto: Ľubomír Pečeňa).

Fig. 30. In the quarry corner, steeply inclined radiolarites and nodular limestones (Middle to Upper Jurassic) are outcropped (photo: Ľubomír Pečeňa).

Hlavný zdroj (main source): Mahel' (1967).

13. Uhry

GPS súradnice (coordinates): N 49°9.252' E 18°24.961'

V opustenom menšom lome pri ceste medzi Púchovom a Považskou Bystricou po pravej strane Váhu vystupuje kriedový exotický flyš klapskej jednotky bradlového pásma (Obr. 31). Flyšové súvrstvie, ktoré je v prevrátenej vrstevnej pozícii, pozostáva z monotónneho striedania pieskovcov a slieňov utvoreného turbiditnými prúdmi. Strednozrnné až hrubozrnné pieskovce sú vápnité, s vysokým obsahom úlomkov karbonátových hornín, kremeňa, menej vulkanických, metamorfovaných hornín a granitov. Percento matrix je nízke, cement je vápnitý. Sú stredne až zle triedené a podľa klasifikácie Folka patria medzi vápnité litické pieskovce.

Stredná hrúbka pieskovcových vrstiev sa pohybuje od 20-200 cm, maximálne do 300 cm. Lavicovité pieskovce utvárajú súbory, v ktorých slieňovce majú len decimetrové hrúbky. Lavice sú často spojené amalgamáciou, kde slieňovcové vrstvy sú uškrtené alebo vyklišujú. Utvárajú cykly 10-15 m hrubé. Hrubé vrstvy sú zväčša bezštruktúrne, negradačné, s rojmi slieňovcových intraklastov ukončených bez laminácie a sprievodných Boumových intervalov. Vrstvy pieskovcov sú stále, netvorí šošovky a primárne nevyklišujú. Erozívne javy sú zriedkavé, kým sklzové deformácie (napr. sklzové vrásky) sú výnimočné. Bezštruktúrne vrstvy utvárajú nevýrazné megacykly s hrubšími vrstvami na báze a s postupným ubúdaním hrúbky nahor.

V tenších vrstvách pieskovcov (vo vyššej časti kameňolomu) sa našli megacykly obrátené, t.j. s hrubnutím smerom nahor. Hrúbka obrátených megacyklov sa pohybovala od 4-10 m. Flyšové sekvencie obrátených megacyklov budujú gradačné pieskovce s paralelnou a šikmo zvrstvenou lamináciou, pričom paralelnú lamináciu sprevádza hojná rastlinná drť. Podľa delenia flyšu (Walker & Mutti, 1973), prvý megacyklus (so zjemňovaním vrstiev smerom nahor) sa utváral v strednej časti podmorského náplavu ako dôsledok postupného premiestňovania a opúšťania korýt turbiditnými prúdmi, druhý megacyklus (hrubnutie nahor) sa utváral na von-

Abandoned small quarry at the road between the towns Púchov and Považská Bystrica on the right side of the Váh River uncovers Cretaceous exotic flysch of the Klape Unit of the Pieniny Klippen Belt (Fig. 31). The flysch, which is in overturned position, consists of monotonous alternation of sandstones and marls formed by turbiditic currents. The medium- to coarse-grained sandstones are calcareous, with high content of carbonate rock detritus, quartz, less volcanic rocks, metamorphic rocks and granites. The matrix proportion is low; the cement is calcareous. They are medium- to poorly sorted; according to the Folk's classification they belong to calcareous lithic sandstones.

Average thickness of the sandstone beds ranges from 20 to 200 cm, maximum up to 300 cm. The thick-bedded sandstones compose formations in which marlstones reach only dm-size. The thick beds are often joined by amalgamation, where the marly layers are interrupted or they wedge out. They form cycles with 10-15 m in thickness. The thick beds are mostly structureless, free of gradation, with swarms of marly intraclasts. They end without lamination and accompanying Bouma's intervals. The sandstone beds are continuous, they do not form lenses and primarily don't pinch out. Erosional features are rare and slump deformations (e.g. slump folds) are exceptional. The structureless beds form indistinct megacycles with thicker beds at the base and thinning upward.

In thinner sandstone beds (in the upper part of the quarry) overturned megacycles were found, i.e. thickening upward. Thickness of the overturned megacycles ranges from 4 to 10 m. Flysch sequences of the overturned megacycles are formed by gradational sandstones with parallel and oblique lamination, with the parallel lamination being accompanied by rich plant detritus. According to the flysch classification presented by Walker & Mutti (1973), the first megacycle (thinning upward) was formed in the central part of a submarine fan as a result of gradual shifting



Obr. 31. Pohľad na albský exotický flyš klapskej jednotky na lokalite Uhry (súvrstvie je v prevrátenom vrstevnom slede).

Fig. 31. View on the Albian exotic flysch of the Klape Unit at Uhry locality (the formation is in overturned position).

Obr. 32. Dôkazom prevráteného vrstevného sledu albského flyšu na lokalite sú erozívne prúdové stopy (angl. flute-casts) na vrchnej strane vrstiev pieskovcov.

Fig. 32. Erosional flute-casts on the upper sides of the sandstone beds testify the overturned position of the Albian flysch formation at the visited site.



kajšej strane náplavu počas nástupu nových nánosov piesku progradáciou (ako v delte). Ide o flyš distálnejších oblastí, kde prúdy ukladali náklad pomaly a mali dosť času na rozmývanie. Vrstvy majú preto hojnejšie trakčné textúry (prúdovo-čerinovú lamináciu a šikmé zvrstvenie prepracúvané činnosťou turbiditného prúdu). Charakteristickým znakom sú erozívne prúdové stopy (Obr. 32), tlakové erozívne stopy okolo nerovností dna a drobné klastické žily subparalelne orientované k prúdovým stopám. Smer transportu a depozície získaný meraním stôp na báze a šikmo zvrstvenej laminácie v hornej polo-

and abandonment of channels by turbidity currents. The second megacycle type (thickening upward) was formed in outer part of the fan, during onset of new sand deposits by progradation (like in delta). It is a flysch of more distal areas where the currents deposited their load slowly and have enough time to washing. Therefore, the beds have more frequent traction structures (current-ripple lamination and cross-bedding reworked by turbidity currents). Characteristic are erosional flute casts (Fig. 32), pressure erosional marks around bottom irregularities and tiny clastic veins oriented subparallel to the flute casts.

he vrstvy ukázal generálny smer VJV-ZSZ až JV-SZ. Na plochách vrstiev sa našli organické stopy po lezení červov hlavne rodu *Helminthopsis*, charakteristické pre batyálne hĺbky. Žiadne plytkomorské formy neboli nájdené. Slietovce s pelagickým biotopom a planktonickými foraminiferami naznačujú hĺbky ukladania flyšu nad 2000 m. Predmetné flyšové súvrstvie je veľmi chudobné aj na obsah mikrofosílií. Z foraminifer sa sporadicky vyskytujú planktonické formy, reprezentované rodmi *Hedbergella* (div. sp.) a *Ticinella* (*T. ex gr. roberti*) a z aglutinovaných foriem *Haplophragmoides nonioninoides*. Na základe celkového charakteru asociácie a vekového rozpätia jednotlivých druhov zaradíme opisované flyšové súvrstvie do albu.

Na lokalite vo flyši ešte nevystupujú polohy známych upohlavských zlepenčov, ktoré sú však dobre odkryté ďalej, pozdĺž cesty smerom na Považskú Bystricu a sú dobre viditeľné pri ceste autom. Zlepence sú významné tým, že ich obliakový materiál je zložený z hornín neznámeho (exotického) pôvodu, ktoré sú blízke jednotkám gemerika, silicika a meliatika, prípadne ešte vzdialenejším jednotkám. Ich výskyt na strednom Považí, medzi centrálnymi a vonkajšími Západnými Karpatmi predstavuje doposiaľ nevyriešený paleogeografický problém. Podobné zlepence pochádzajúce z rovnakého zdroja sa nachádzajú aj na lokalite č. 16 (Vranie). Tie sú však súčasťou kysuckej jednotky bradlového pásma a majú o niečo mladší vek (koňak-santon).

The transport direction obtained by measuring of the traces at the bases and of the cross-laminations in the upper parts of the beds displayed ESE-WNW to SE-NW orientation. On the bed surfaces, *Helminthopsis* bioglyphs were found, which are characteristic for bathyal depths. No shallow-marine forms were found. Marlstones with pelagic biotope and planktonic foraminifers indicate the depositional depth above 2000 m. The flysch succession is very poor in microfossils. Sporadic planktonic foraminifers are represented by the genera *Hedbergella* (div. sp.) and *Ticinella* (*T. ex gr. roberti*) and agglutinated forms by *Haplophragmoides nonioninoides*. On the basis of the entire assemblage and the stratigraphic span of the individual species, the described succession is ranked to Albanian.

Flysch at the visited site still does not contain layers of the well-known Upohlav Conglomerate. They are, however, well exposed further, along the road towards Považská Bystrica, where they are well visible from car. The conglomerates are important because their pebble material is composed of rocks of unknown (exotic) provenance. They are close to the Gemic, Silicic and Meliatic units, or units which are even more distant. Their occurrence in the middle Váh Valley, between the Central and Outer Western Carpathians, represents a so far unresolved paleogeographic problem. Similar conglomerates coming from the same source occur also at the site No. 16 (Vranie). However, they belong to the Kysuca Unit of the Pieniny Klippen Belt and are somewhat younger (Coniacian-Santonian).

Hlavný zdroj (main source): Marschalko & Samuel (1980).

14. Skalica

GPS súradnice (coordinates): N 49°04'40.03", E 18°26'0.71"

V Strážovských vrchoch vidno dobre zachovanú stavbu čelných častí príkrovov centrálnych Západných Karpát. Ide najmä o spodno- až strednokriedové najmladšie sedimenty paleoalpínskeho sedimentačného cyklu, ktoré sa skĺzli do predpolia nasúvajúcich sa príkrovov. Spodnokriedová sekvencia tvorí niekoľko digitácií vyskytujúcich sa na rozľahlom území (najmä manínska a križňanská jednotka). Takto pomerne obmedzené územie Strážovských vrchov umožňuje štúdium pôvodne vzdialených spodno- a strednokriedových sedimentárnych sukcesí, ktoré predstavujú úplne odlišné prostredia.

Lokalita Skalica sa nachádza v SZ časti Strážovských vrchov, 1 km JJV od Dolného Moštenca, 3,5 km od Považskej Bystrice (Obr. 33-34). Na lokalite vidno časť megabrekie manínskej jednotky obsahujúcej rôzne telesá s afinitou k centrálnym Západným Karpatom pochádzajúcich z belianskej jednotky frontu križňanského príkrovu.

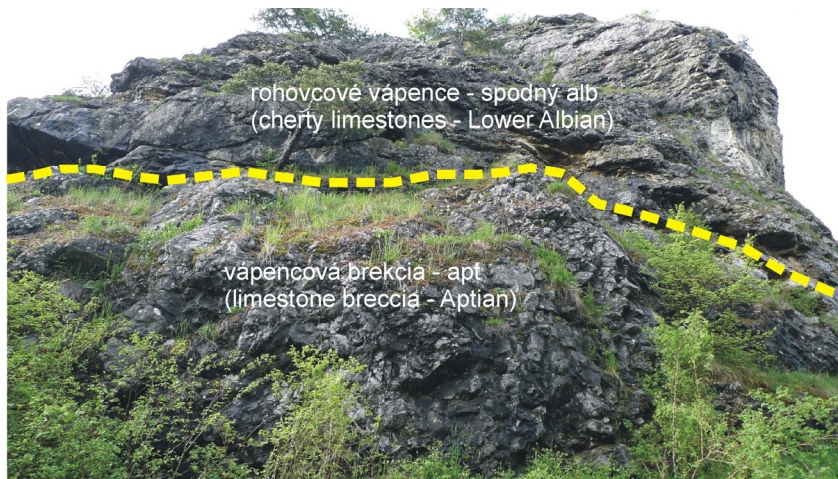
Spodná časť sukcesie pozostáva z vrstiev brekcií s cyklickým usporiadaním. Každý cyklus brekie začína pomerne homogénnym materiálom tvoreným ostrohrannými, viac-menej izometrickými klastami „urgónskych“ vápencov s priemerom od 1 do 54 cm. Priestory medzi klastami sú vyplnené slieňmi s pyritom a glaukonitom. Mikrofauna je zastúpená aptskými formami (*Parachitinoidea cuvillieri*, *Praecolomiella trejoi*). Časté sú rostrá belemnitov (*Mesohibolites fallauxi*, *Neohibolites inflexus cf. angelanicus*), koraly a články echinodermát; menej časté sú medzi klastami schránky lastúrníkov a úlomky výliatkov amonitov. Veľkosť klastov sa zväčšuje smerom nahor až na 7,5 m a zlepšuje sa zaoblenie. Vo vyšších častiach brekie sa znižuje podiel slienitej matrix, ktorá je nahradená karbonatickým cementom. Vrchné časti vrstiev brekcií pozostávajú z menších, pevne cementovaných klastov. Je to spôsobené tým, že vrchné povrchy vrstiev sú rovnejšie než spodné. Sú tu zreteľné znaky korózie a Fe-Mn kôrky, ktoré naznačujú kondenzáciu a ranú litifikáciu vápencovej brekie (prechádzajúcu, alebo súčasnú so sedimentáciou glaukonitických slieňov). Vrstvy brekcií sú hrubé 70-700 cm. Glaukonitické slieňe (prechádzajúce do slienitých vápencov) obsahujú množstvo rôzne zachovaných rastier belemnitov; menej časté sú resedimentované klasty vápencov a rede-

Strážovské Vrchy Mts. expose well preserved structures of the Central West Carpathian nappe front. They consist mostly of Lower- and Mid-Cretaceous - the youngest members of the Paleo-Alpine sedimentary cycle, which have slid down to the foreland of the upthrusting nappes. The Lower Cretaceous sequence forms important stack of several digitations uncovered in extensive area (chiefly Manín- and Križna Units). Thus, relatively limited Strážovské Vrchy Mts. area allows the study of originally apart Lower- and Mid-Cretaceous sedimentary successions, representing principally different environments.

The locality Skalica is situated in the NW part of the Strážovské Vrchy Mts., 1 km SSE of Dolný Moštenec village, 3.5 km S of Považská Bystrica (Fig. 33-34). It forms part of megabreccia structure of the Manín belt, containing various bodies of Central Carpathian affinity which have been derived from the Belá Unit of the Križna Nappe front.

Lower part of the sequence consists of layers of breccia with cyclic arrangement. Each breccia cycle starts with rather homogeneous material consisting of angular more-or-less isometric "Urgonian" limestone clasts 1 to 54 cm in diameter. Interstitial space is filled up with pyrite and glauconite containing marls. Microfauna is represented by Aptian forms (*Parachitinoidea cuvillieri*, *Praecolomiella trejoi*). Frequent belemnite rostra (*Mesohibolite fallauxi*, *Neohibolites inflexus cf. angelanicus*), corals and echinoderm fragments; more seldom are bivalve shells and ammonite mold fragments occurring between the clasts. The clast size increases upward to the 7.5 m, roundness becomes better in the same direction. In the higher part of the breccia layers marly matrix share diminishes, being substituted by carbonatic cement. The upper part of the breccia layers consists of smaller, firmly cemented clasts. This is because the top surfaces of layers are usually more even than the lower ones. Corrosion marks and Fe-Mn crusts are distinct here and there on these surfaces indicating condensation and early lithification of limestone breccia (prior or synchronous with glauconite marl sedimentation). Breccia layers are 70 - 700 cm thick. Glauconite marl (passing to marly limestone) contains numerous of variously preserved belemnite rostra; less frequent are reworked limestone clasts or redeposited macrofaunal remnants.

The highest glauconite marl horizon contains

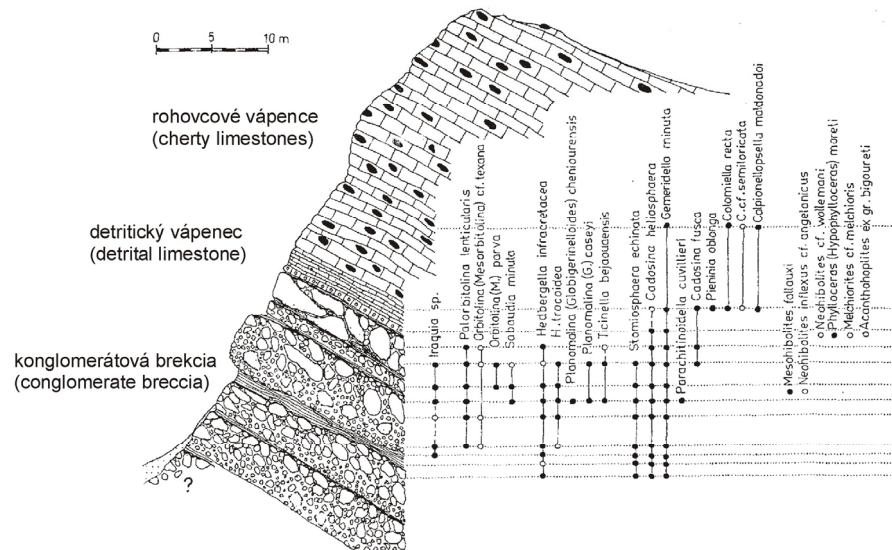


Obr. 33. Pohľad na bradlo Skalica pri Dolnom Moštenci a jeho geologickú stavbu.

Fig. 33. View on the Skalica Klippe near Dolný Moštenec village and its geological structure.

Obr.34. Litostratigrafia a vertikálna distribúcia stratigraficky významných fosílií v bradle Skalica. Podľa Michalíka & Vašíčka (1984), upravené.

Fig. 34. Lithostratigraphy and vertical distribution of stratigraphically important fossils in the Skalica Klippe. After Michalík & Vašíček (1984), modified.



ponované úlomky makrofauny.

Najvrchnejší horizont glaukonitických slieňov obsahuje pomerne časté zvyšky jadier amonitov (*Acanthohoplites ex gr. bigouretti*, *Phylloceras (Hypophylloceras) moreti*, *Melchiorites cf. melchioris*). Každý novej vrstve brekcie predchádzala erózia, ktorá odstránila značnú časť slieňa z povrchu predchádzajúceho sedimentačného cyklu brekcie. Dokazujú to erózne ryhy, klasty slieňovcov a prevažujúci charakter matrix v bazálnych častiach brekciových polôh.

Najvrchnejší slienitý horizont pokrýva 15-20 cm hrubá vrstva čierneho jemnozrného organodetritického vápenca s glaukonitom a rozptýlenou slienitou prímiesou. Z tejto vrstvy pochádzajú nálezy fauny ježoviek, pyritových konkrécií a úlomky rastier belemnitov.

Nasledujúca asi 2 m hrubá vrstva tmavosivého vápenca so slienitou prímiesou a rohovcovými

fairly abundant ammonite mold remnants (*Acanthohoplites ex gr. bigouretti*, *Phylloceras (Hypophylloceras) moreti*, *Melchiorites cf. melchioris*). Each new breccia bed accumulation has been preceded by erosion, which has removed a great part of marl, topping the foregoing breccia cycle. It could be proved by erosive grooves, marlstone clasts and dominant character of matrix in basal parts of the breccia layers. The uppermost marly horizon is covered by 15 to 20 cm thick layer of black fine organodetritic limestone containing glauconite and dispersed marly admixture. It yielded echinoid fauna, pyrite concretions and belemnite rostra fragments.

The following about 2 m thick layer of dark gray limestone with marly admixture and small cherty concretions (5 to 10 cm in diameter) contains echinoderm fragments and organic debris.

Thick (30 to 40 m) dark grey fine grained limestones with great (20 to 50 cm in diameter)

konkréciami (s priemerom 5-10 cm) obsahuje úlomky echinodermát a organické úlomky.

Vyššie ležiace hrubé (30-40 m) tmavosivé jemnozrnné vápence s veľkými koncentrickými čiernymi rohovcovými konkréciami (s priemerom 20-50 cm) neobsahujú makrofaunu. Ich vek bol stanovený na základe mikrofauny (*Colomiella recta*, *C. semtloricata*, *Calpionellopsella maldonadoi*) ako spodný alb. Nad nimi ležia vrchnoalbské butkovské sliene, ktoré na báze obsahujú tenké preplástky vápencov bohatých na vápnité dinocysty *Calcisphaerula innominata*.

concentric black chert concretions, overlying the aforementioned sequence, do not contain any macrofaunal remnants. Their age has been estimated by microfauna (*Colomiella recta*, *C. semtloricata*, *Calpionellopsella maldonadoi*) as early Albian. They are covered by Upper Albian shales of the Butkov Formation containing at the base thin intercalations of limestone overfilled with calcareous dinocysts *Calcisphaerula innominata*.

Hlavný zdroj (main source): Borza et al. (1979), Michalík & Vašíček (1984), Aubrecht et al. (1992).

15. Veľké Rovné - Bieščari

GPS súradnice (coordinates): N 49°18.637', E 18°34.337'

Lokalita predstavuje opustený lom, ktorý sa nachádza 2,2 km na SSZ od kostola vo Veľkom Rovnom na samote Bieščari (Obr. 35). Leží na východnej strane cesty tretej triedy Kotešová-Turzovka. Je založený v zlínskom súvrství (eocén) račianskej jednotky flyšového pásma a tvoria ho kýčerské vrstvy (úložné pomery sú 162/54°) so značnou prevahou pieskovca nad ílovcom (Obr. 36). Hrubka pieskovcových lavíc sa pohybuje v rozpätí od niekoľko cm až do 2,5 m. Je tu zastúpená aj zle vytriedená litická droba obsahujúca veľa rastlinnej sečky, muskovitu a miestami aj ílovcových závalkov. Ílovcové vrstvy sú hrubé niekoľko až 50 cm, ale najviac 1,2 m. Ílovec je sivý, rozpadavý a nerovnako vápnitý. V pieskovci je najviac zastúpený Ta (resp. S₃) homogénny interval s rozptýlenými klastmi. Tb a Tc intervaly sú v profile zastúpené iba zriedka a zle vyvinuté (hlavne pri prechode do siltovca, 1 až 5 cm). Podľa opisnej klasifikácie (Pickering et al., 1986) by mohlo ísť o A2.7 - normálne gradovaný okruhliakový pieskovec (interval S₃; Lowe, 1982), ako aj o B1.1 - hrubo až stredne vrstvovitý neorganizovaný pieskovec (interval S₃; Lowe, 1982), ktorý sedimentoval z hustého turbiditného prúdu a je typický pre kanálovú výplň (tenší pre laloky). Na kanálovú sedimentáciu poukazuje aj pomerne častá amalgamácia pieskovca. V stenčujúcich sa vrstvách (drobnorytmickejších polohách) je zastúpený D2 - gradovaný a zvrstvený prachovec a kalovcové laminy, C2 - strednovrstevné až tenkovrstevné pieskovcovo-kalovcové dvojice s normálnou gradáciou, ktoré sú charakteristické pre medzi-kanálovú sedimentáciu. Najčastejšia orientácia paleoprúdov je Z-V, zriedkavejšie ZJZ-VSV.

The locality represents an abandoned quarry which occurs 2.2 km NNW from the church in Veľké Rovné village, at the local settlement Bieščari (Fig. 35). The quarry is situated on the eastern side of the 3rd-class road between Kotešová and Turzovka. It is cut in Zlín Formation (Eocene) of the Rača Unit of the Flysch Belt, represented by Kýčera Member (dip direction/dip = 162/54°) with considerable predominance of sandstones over claystones (Fig. 36). Thickness of the sandstone beds ranges from several cm up to 2.5 m. Poorly sorted lithic greywackes are also present, with rich plant detritus, mica scales and claystone clasts. Thickness of the claystone beds ranges from several cm up to 50 cm (maximum 1.2 m). The claystones are grey, friable and variably calcareous. The most represented turbiditic interval in the sandstones is Ta (or S₃ respectively) homogenous interval with dispersed clasts. The Tb and Tc intervals are rarely represented in the section (mainly at transitions to siltstones, 1-5 cm). According to the description classification of Pickering et al. (1986), it could represent A2.7 – normally graded pebble sandstone (S₃ interval; Lowe, 1982), as well as B1.1 – thick- to medium-bedded disorganized sandstone (S₃ interval ; Lowe, 1982), which sedimented from a dense turbiditic current and is typical for channel filling (thinner for lobes). The channel deposition is also documented by relatively common amalgamation of the sandstones. In thinning beds (finely-rhythmical layers), D2 (graded and bedded siltstone and mudstone laminae) and C2 (medium-bedded to finely-bedded sandstone-mudstone pairs with normal gradation, typical for interchannel filling) are represented.

V lome vidno množstvo hieroglyfov, najmä množstvo odtlačkov stôp *Zoophycos* (Obr. 37) a *Helmintoides*, ako aj prúdové stopy (flute casts – Obr. 38) a stopy po vlečení predmetov prúdmi (groove casts).

V tenkovrstevnom súbore vrstiev možno pozorovať šošovkovité a oválne svetlosivé až oranžovo-hnedé konkrécie „pelokarbonátov“, ktoré obsahujú aj goethit, illit, smektit a malé množstvo klastického kremeňa.

Priamo z lomu nie sú dostupné biostratigrafické údaje, avšak z tej istej tektonickej šupiny z ílovca kýčerských vrstiev v Kolárovickej doline bol určený strednoeocénny vek s možným presahom do vrchného eocénu.

The most common paleocurrent orientation is W-E, less common are WSW-ENE directions.

Numerous hieroglyphs are visible in the quarry, mainly ichnofossils *Zoophycos* (Fig. 37) and *Helmintoides*, as well as flute casts (Fig. 38) and groove casts.

In the thin-bedded part, lensoid and oval, pale-grey to orange-brown pelocarbonate concretions occur, containing also goethite, illite, smectite and less amount of detritic quartz.

No biostratigraphic data are available directly from the quarry, but Middle Eocene age (with possible overlap to the Late Eocene) was determined from the same tectonic slice from a claystone of the Kýčera Member in the Kolárovice Valley.



Obr. 35. Pohľad na lom v zlínskom súvrství račanskej jednotky s prevládajúcimi pieskovecami pri obci Veľké Rovné (časť Bieščari).

Fig. 35. View on the quarry in the sandstone-dominated Zlín Formation of the Rača Unit near the Veľké Rovné Village (local part Bieščari).

Obr. 36. Jedna z mála väčších poloh ílovcov v tomto vývoji zlínskeho súvrstvia (ľavá časť lomu).

Fig. 36. One of the few thicker claystone layers in this development of the Zlín Formation (left part of the quarry).





Obr. 37. Ichnofosília *Zoophycos* sp.

Fig. 37. Ichnofossil *Zoophycos* sp.

Obr. 38. Na spodných stranách pieskoviec sú časté stopy po prúdení vody (angl. flute-casts). Ich poloha naznačuje, že súvrstvie je v normálnej stratigrafickej pozícii (nie prevrátenej) a ich smer naznačuje smer voľakedajších prúdov v sedimentačnej oblasti (v tomto pohľade zľava doprava).

Fig. 38. On lower sides of the sandstones, flute-casts are common. Their position indicates that the formation is in normal stratigraphic position (not overturned) and their direction indicates the orientation of former water currents in the sedimentary area (in this view from left to right).



Zdroj (source): Starek & Pivko (2001).

16. Považský Chlmec – Vranie

GPS súradnice (coordinates): N 49°14.654' E 18°44.314'

Na pravom brehu rieky Kysuca v záreze cesty medzi Považským Chlmcem a Vraním sú odkryté flyšové sekvencie kysuckej jednotky bradlového pásma. Sukcesia je rozdelená do dvoch častí – snežnické vrstvy a sromovské súvrstvie.

Snežnické vrstvy (Obr. 39) tvoria spodnú, 100-400 m hrubú časť a sú zastúpené pieskovicami (s hrúbkami vrstiev 5-60 cm), pelitmi a aleuritmi (s vrstvami hrubými 1-40 cm), v ktorých sú časté Boumave intervaly Ta, ako aj hrubozrnnejšími bezštruktúrnymi vrstvami. V slienitej časti sekvencie sú časté intervaly Tb a Tc. Marschalko (1986) predpokladá, že turbidity snežnických vrstiev patria do facií C a D strednej a vrchnej časti turbiditného vejára. Foraminiferami bol dokázaný turónsky vek súvrstvia.

On the right side of the Kysuca River, the road escarpment near Považský Chlmec - Vranie exposes the flysch sequence of the Kysuca Unit of the Pieniny Klippen Belt. The sequence is divided into two parts: Snežnica Formation and Sromowce Formation.

The Snežnica Formation (Fig. 39), forming the lower, 100-400 m thick part consists of sandstones (bed thicknesses are 5-60 cm), pelites and aleurites (with the beds up to 40 cm thick), in which Ta intervals of the Bouma's cycle are frequent, as well as of the coarser non-structured layers. Tb and Tc intervals are frequently visible in the marly sequence of the section. Marschalko (1986) supposed that the turbidites of the Snežnica Formation belong to the C and D facies of the middle and outer part of the fan. The Turo-



Obr. 39. Odkryv v tenkorytmickom pieskovcovom flyši snežnických vrstiev (turón) na profile Vranie.

Fig. 39. Outcrop of thin-rhythmical sandstone flysch of the Snežnica Formation (Turonian) in the Vranie section.

Obr. 40. Exotické konglomeráty sromovského súvrstvia (koňak-santón) pri konci profilu Vranie.

Fig. 40. Exotic conglomerates of the Sromowce Formation (Coniacian-Santonian) at the end of the Vranie section.



Obr. 41. V exotických konglomerátoch sromovského súvrstvia prevládajú obliaky vápencov.

Fig. 41. Pebbles of limestones dominate in the exotic conglomerates of the Sromowce Formation.

Vrchnú časť profilu zastupuje sromovské súvrstvie (Obr. 40), ktoré obsahuje koňacké až santónske polymiktne zlepenca a polohy s častou inverznou gradáciou. Ich vrstvy dosahujú hrúbku 2-12 m. Zlepenca predstavujú simiktity, sklzy a olistostrómy, ktoré indikujú nestále sedimentačné podmienky na svahu počas zanikania zdrojovej zóny. Podľa Marschalka (l.c.) pochádza zlepenecová flyšová sekvencia z vrchnej časti turbiditného vejára. Na základe dĺžky litosómu, materiál vejára bol transportovaný kaňonmi značnej veľkosti. Zlepenca miestami obsahujú obliaky kalkarenitov a bloky orlovských pieskovcov s *Rhynchostreon suborbiculatum* (predtým známe ako *Exogyra columba silicea*), ako aj malých litoklastov albských slieňov. To naznačuje, že na začiatku senónu erózií nepodliehala len zdrojová oblasť exotík, ale aj vyzdvihovaný sedimentárny komplex klapskej jednotky.

V zlepencoch prevládajú karbonátové obliaky, ktoré tvoria 45-50% zlepenecového materiálu (Obr. 41). Mišík & Sýkora (1981) rozlíšili obliaky triasových dolomitov, stredno- až vrchnotriasových wettersteinských vápencov, karnských riasových vápencov, liasových spikulových vápencov, vrchnojurských plytkomorských vápencov s *Protopeneroptis striata*, *Conicospirillina basiliensis*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Clypeina jurassica* atď., plytkomorských vápencov s *Orbitolina* sp. a iných.

Časté sú tiež obliaky kyslých až intermediárnych vulkanitov (33-35 %). Pre oblasť Považského Chlmca sú typické obliaky paleoryolitov a porfyrických paleoandezitov (s veľkými kryštálmi plagioklasov)

Obliaky klastických hornín (pieskovcov, kremencov, zlepenecov) predstavujú asi 15%, zatiaľ čo hlbinné magmatické horniny (väčšinou subvulkanické fácie vyššie zmienovaných efuzív) predstavujú asi 5 % objemu sedimentu. Pomerne zriedkavé (3%) sú obliaky metamorfítov, kremitých metakonglomerátov, kvarcítov a žilného kremeňa.

Hlavný zdroj (main source): Marschalko et al. (1980^a), Michalík et al (1993^a).

nian age is proved by foraminifers.

The upper part of the section represented by Sromowce Formation (Fig. 40) contains the Coniacian to Santonian polymictic conglomerate layers and intercalations in which the inverse gradation can be seen frequently. Their thickness is 2-12 m. Conglomerates belong to simictites, slides and olistostromes, proving unsteady slope conditions during the source zone extinction. According to Marschalko (l.c.), the conglomerate flysch sequence belongs to the upper part of the fan. On the base of the lithosome length, the material of the fan was transported through the canyons of a considerable size. Conglomerates contain occasionally calcarenite pebbles and blocks of the Orlové Sandstone Formation with *Rhynchostreon suborbiculatum* (previously named as *Exogyra columba silicea*) as well as small lithoclasts of the Albian marls. It proves that not only the source area of the exotics, but rising sedimentary complex of the Klape Unit was eroded at the beginning of the Late Cretaceous as well.

Carbonate pebbles dominate (Fig. 41); they represent about 45-50 % of the conglomerate material. Mišík & Sýkora (1981) distinguished pebbles of Triassic dolomites, Middle and Upper Triassic Wetterstein Limestone, Carnian algal limestones, Liassic sponge limestones, Upper Jurassic shallow marine limestones with *Protopeneroptis striata*, *Conicospirillina basiliensis*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Clypeina jurassica* etc., shallow marine limestones with *Orbitolina* sp. and another ones.

Acidic and intermediary volcanics are abundant, too (33-35 %). Paleorhyolites and porphyric paleoandesites (with large crystals of plagioclases) are typical for the Považský Chlmec area.

Clastic rocks (sandstones, quartzites, conglomerates) represent about 15 %, while the intrusive rocks (mostly subvolcanic facies of the rocks mentioned above) attain 5 % of the sediment volume. Metamorphic rocks, quartzite metaconglomerates, quartzites and vein quartz are rare (3 %).

17. Dubná skala

GPS súradnice (coordinates): N 49°7.909', E 18°53.464'

Lokalita predstavuje opustený starý lom nad hlavnou cestou medzi Strečnom a Vrútkami pred prielomom Váhu, na okraji Turčianskej kotliny (Obr. 42). V lome vystupuje dubnoskalské vrstvy (Kováč et al., 2011). Sú to sladkovodné vápence, travertíny (Obr. 43), v spodnej časti sa vyskytujú piesčité íly a ílovce, v ktorých sa ojedinele nájdu tenké (do 1 m) vložky karbonatických zlepcov (Obr. 44).

Vápence sú svetlohnedej farby, masívne, hrubolavicovité a lavicovité, porózne, často travertínového vzhľadu, rôzne litifikované. Nájdu sa variety veľmi pevné a aj naopak drobné. Taktiež podiel piesčitej prímеси býva rôzny, takže sa tu vyskytujú čisté vápence s dorastaním kryštalického kalcitu do voľných priestorov, alebo silne piesčité variety. V čistých varietach sa vyskytujú hojne celé stielky parožnatiek (*Characeae*), ale aj cyanobakteriálnych rias vytvárajúcich onkoidálne alebo aj „stromatolitické“ kobercové tvary, ako aj zvyšky vyšších šachorovitých rastlín (*Typhaceae*) a ihličnanov *Glyptostrobus*.

Íly bývajú plastické, zelenosivé alebo tmavosivé až čierne (uhľové íly). Vyskytujú sa v spodných častiach profilu, kde sa vkladajú medzi vápence tvoriac viacmetrové polohy (až 7 m). Podobne ako pri vápencoch podiel piesčitej prímеси býva rôzny.

Štrky a zlepence sú karbonatické drobnozrnné (obliaky do 1 cm) s ílovitým tmelom (spodná časť profilu). Klasty sú dolomitické a vápencové. Zlepence vo vrchnej časti profilu tvoria polohy v sladkovodných vápencoch v podobe "násypov" o hrúbke od niekoľko decimetrov po približne 2 m. Tmelené sú tiež sladkovodnými vápencami. Taktiež sú drobnozrnné, avšak v niektorých častiach veľkosť obliakov dosahuje 5-6 cm. Ich zloženie je pestrejšie a okrem rôznych typov vápencov sa tu vyskytujú aj kremence.

Dubnoskalské vápence obsahujú suchozemské ale aj vodné gastropódy z čeľadí *Helicidae*, *Pommatissidae*, *Strobilopsidae* a *Lymnaeidae* (Obr. 45), ktoré vo viedenskej panve poukazujú na pont. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 150 m. Vrstvy sú na lokalite uklonené pod uhlom až 40° smerom do pohoria Malá Fatra, čo je spôsobené blízkosťou okrajového zlomu pohoria, pozdĺž ktorého zrejme vyvierali pramene bohaté na CaCO₃.

The locality represents an old, abandoned quarry above the main road between Strečno and Vrútky, in front of the Váh narrows, at the margin of the Turiec Basin (Fig. 42). The quarry exposes Dubná skala Member (Kováč et al., 2011), represented by freshwater limestones, tufas (Fig. 43), in lower parts with sandy clays and claystones, in which some thin (up to 1 m) carbonatic conglomerate interlayers occur (Fig. 44).

The limestones are of pale-brown colour, massive, thick-bedded to bedded, porous. They often possess a tufaceous appearance, with variable degree of lithification. Several varieties of the rocks occur, either very compact, or opposite – very friable ones. Sandy admixture is also variable, i.e. there are pure limestones with crystalline calcite growing to empty voids, together with strongly sandy varieties. In the pure varieties, common complete stems of characeans can be found, together with cyanobacterial oncooids and stromatolite crusts, galingsales (*Typhaceae*), as well as conifers *Glyptostrobus*.

The clays are usually plastic, greenish-grey, or dark-grey to black (coal clays). They occur in lower parts of the section, where they are interlayered among the limestones, forming several meters thick layers (up to 7 m). Like in the limestones, their sandy admixture is variable.

Gravels and conglomerates are carbonatic, fine-grained (with pebbles up to 1 cm), with clayey matrix (in the lower part of the section). The clasts are represented by dolomites and limestones. Conglomerates in the upper part of the section are intercalated in the freshwater limestones forming banks from several decimeters up to about 2 m. They are also cemented by the freshwater limestones. These are also fine-grained but locally the pebbles attain 5-6 cm in size. Their composition is more variable and along with various types of limestones they also contain quartzite pebbles.

The Dubná skala Member contain land and aquatic snails from the families *Helicidae*, *Pommatissidae*, *Strobilopsidae* and *Lymnaeidae* (Fig. 45), which in the Vienna Basin indicate Pontian age. Thickness of the member is about 150 m. The beds are inclined under the angle of 40° towards Malá Fatra Mts., which is caused by presence of the marginal fault of the mountains, which also served as a conduit for CaCO₃-rich waters.



Obr. 42. Pohľad na lokalitu Dubná skala od cesty medzi Strečnom a Martinom.

Fig. 42. View on the Dubná skala site from the road between Strečno and Martin.

Obr. 43. Hnedasté travertíny pontu tvoria hlavnú časť dubnoskalských vrstiev. Vrstvy travertínov sú v súčasnosti tektonicky uklonené do pohoria Malá Fatra, hoci pôvodne boli uložené vodorovne.

Fig. 43. Brownish Pontian tufas are the main component of the Dubná skala Member. The tufa beds are recently tectonically inclined towards the Malá Fatra Mts., although they were originally horizontal.



Obr. 44. Vzorka z vrstvy zlepenca tmeleného travertínom.

Fig. 44. Sample of tufa-cemented conglomerate bed.



Obr. 45. Suchozemské gastropódy predstavujú najčastejšiu faunu na lokalite Dubná skala (foto: Ľubomír Pečeňa).

Fig. 45. Land snails represent the most common fauna at the Dubná skala site (photo: Ľubomír Pečeňa).

18. Dolný Kubín – Bysterec

GPS súradnice (coordinates): N 49°12.375', E 19°17.182'

Na ľavom brehu rieky Orava v Dolnom Kubíne, oproti športovému stredisku Bysterec, na severnom svahu kóty Kuzminovo vo veľkom odkryve spôsobenom zosuvom sú odkryté vrchnopriabónske vrstvy centrálnokarpatskej paleogénnej panvy (Obr. 46). Slienité ílovce, miestami s polohami jemnozrnných siliciklastických pieskovecov (do 20 cm), obsahujú vrstvy megaturbiditov hrúbky 1 až 10 m. Tenšie polohy megaturbiditov obsahujú karbonatické brekcie (20 až 200 cm hrubé) s výrazne nerovnou bazálnou časťou, nad ktorými leží 50 až 200 cm hrubá vrstva piesčitého kalkarenitu. Hrubšie vrstvy megaturbiditov (2 až 11 m) neobsahujú na báze zlepenca. Psamitická časť oboch typov megaturbiditov je charakteristická výraznou lamináciou (Tb Boumov interval – Obr. 47), ktorá je miestami zvlnená, šikmá, konvolútna, alebo so šplhavými čerinami, alebo iným typom šikmej laminácie. Hlavný smer paleoprúdov, nameraný v okolitom flyši (JZ-SV) pravdepodobne predstavuje pozdĺžny smer. Kolmé smery často z oboch strán predstavujú laterálny transport materiálu do panvy. Tento typ ílovcov s megaturbiditmi je rozšírený v JZ časti Oravy.

Opisovaná sedimentárna sukcesia na lokalite je porušená spätnými prešmykmi s vergenciou na juh až juhozápad (Obr. 48-49), ktoré sú späté so sávskou (neogénnou) fázou vrásnenia (transpresiou), ktorá postihla pieninské bradlové pásmo a priľahlé oblasti (bradlové pásmo sa nachádza len niekoľko kilometrov severovýchodne od lokality). Tektonické postihnutie tiež vyvolalo veľký zosuv vo vrchnej časti tohto veľkého odkryvu.

On the left bank of the river Orava in Dolný Kubín, in front of the sport centre district Bysterec, at the northern slope of the elevation point Kuzminovo an escarpment of a large landslide uncovered Upper Priabonian strata of the Central Carpathian Paleogene Basin (Fig. 46). Marly claystones, locally with intercalations of fine-grained siliciclastic sandstones (up to 20 cm), comprise megaturbidite layers of 1 m to 10 m thickness. Thinner megaturbidite layers contain carbonate breccias (20 to 200 cm thick), with expressively uneven bottom part, which are overlain by 50 to 200 cm thick bed of sandy calcarenite. Thicker layers of megaturbidites (2 to 11 m) lack conglomerates at their base. The psammitic part of both megaturbidite types is characteristic by distinct lamination (Tb interval of Bouma – Fig. 47), which is sometimes undulated, diagonal, convolute or with climbing ripples or other forms of oblique lamination. The main paleocurrent patterns SW - NE observable in flysch deposits in vicinity, probably represent a longitudinal direction. Perpendicular directions frequently from both sides represent a lateral transport of material into the basin. This type of claystones with megaturbidites extends in the SW part of Orava.

The described sedimentary sequence at this locality is disturbed by southward and southeastward back-thrust faults (Fig. 48-49), related to the Savian (Neogene) folding phase (transpression) which affected the Pieniny Klippen Belt and the adjacent areas (PKB is situated just several km NE from this locality). The tectonic disturbance induced also the large landslide occurring at the top part of this huge outcrop.



Obr. 46. Pohľad na priabónske sedimenty centrálnokarpatskej paleogénnej panvy pri sídlisku Bysterec v Dolnom Kubíne. Na odkryve prevládajú ílovce, s niekoľkými mohutnými vrstvami megaturbiditov (foto: Lubomír Pečeňa).

Fig. 46. View on Priabonian sediments of the Central Carpathian Paleogene Basin in Dolný Kubín (local part Bysterec). The outcrop shows mostly claystones with several huge beds of megaturbidites (photo: Lubomír Pečeňa).



Obr. 47. Laminovaná vrchná časť megaturbiditu, odkrytá pri ceste smerom na Oravskú Porubu.

Fig. 47. Laminated upper part of a megaturbidite, outcropped at the road towards Oravská Poruba Village.

Obr. 48. Priabónske ílovce porušené mladšími strmými juhovergentnými prešmykmi.

Fig. 48. Priabonian claystones dissected by younger, steep southvergent thrusts.



Obr. 49. Na plochách juhovergentných násunov (juh je smerom doľava) vznikajú drobné sekundárne elevačné (pop-up) štruktúry.

Fig. 49. On the southvergent thrust planes (south is towards left), small secondary pop-up structures originate.

Hlavný zdroj (main source): Jablonský et al. (1994).

19. Dolný Kubín – Záskanie

GPS súradnice (coordinates): N 49°13.645', E 19°18.167'

V údolí rieky Orava pri obci Záskanie (dnes časť mesta Dolný Kubín) vystupujú vrstvy brekcií (zásanské brekcie – Obr. 50). Ich charakter priťahoval pozornosť mnohých geológov. Brekcie sú rozdelené na dve časti horizontom konglomerátov, ktorý vystupuje približne v strede profilu. V spodnej časti vystupujú sivé slieňovce a sivé škvrnité vápence nejasne rozptýlené v slieňoch. Menej časté sú hnedočervené pestré vápnité sliene s hrúbkou 70-150 cm, ktoré prerušujú sedimentáciu sivých slieňovcov. Škvrnité vápence sú čiastočne detritické. Profil sa začína v rieke Orava sivými slieňovcami a vápencami. Sú izoklinálne zvrásnené a tvoria dve ležaté vrásky s hrúbkou asi 30-60 m.

Mikrobiostratigrafické analýzy nezvrásnených vrstiev poukazujú na cenomanský vek slieňovcov a vápencov a ich vzťah ku kysuckej jednotke bradlového pásma. Existujúce údaje z materiálu vrásovej štruktúry taktiež poukazujú na cenomanský vek a jej stratigrafický vzťah k nezvrásnenej štruktúre.

Spodná časť zásanských brekcií je oddelená od vrchnej časti telesom zlepcov. Ide o hrubú akumuláciu (10-14 m) exotických obliakov (Obr. 51), zastúpených balvanmi vápencových hornín (50 %), nezvetraných bazických hornín (bazaltov, 10-13 %), granitických hornín (5 %) a paleozoického až mezozoického klastického materiálu (20-30 %). Obliaky a balvany (s max. dĺžkou 50 cm) sú chaoticky rozmiestnené v pieskovcovej základnej hmote. V zlepcoch sú úlomky a deformované intraklasty svetlých slieňov (odlišných od okolitých slieňov). Zlepencové teleso je šošovkovité a v smere vrstiev náhle vykliňuje. Čo sa týka štruktúr a textúr ide o typ diamiktity vzniknutého gravitačnými svahovými pohybmi. Jeho polymiktné zloženie kontrastuje s okolitými monomiktnými brekciami a naznačuje ich odlišný zdroj. Brekcie aj diamiktity sú gravitačne uložené na jednom podmořskom svahu, avšak vzhľadom na odlišné zdroje nepatria k jednotnej sedimentačnej oblasti, alebo k jednému sedimentačnému cyklu.

Genézu zlepcov možno objasniť tak, že ide o veľký šošovkovitý olistolit oddelený najprv tektonicky zo starších štruktúr a potom premiestnený gravitačnými pohybmi. To dokazujú aj malé zaoblené bloky zlepcov v brekciách vrchných sekvencií a aj genéza samotných brekcií. Zlepence sú nahradené asi 20 m hrubým litosómom flyšovitých vrstiev piesčitých vápencov

In the Orava river valley near the village Záskanie (now part of Dolný Kubín), beds of breccias (Záskanie Breccias – Fig. 50) are outcropped. Their character attracted attention of many geologists. A conglomerate horizon occurring approximately in the middle of the section divides the breccias in two parts. The lower part consists of grey marlstones and grey spotty limestones vaguely separated in marls. Less frequent are brown-red variegated calcareous marls, 70-150 cm thick, interrupting sedimentation of the grey marlstones. The spotty limestones are partly detritic. The section begins in Orava River with grey marlstones and limestones. They are isoclinally folded and form two recumbent folds about 30-60 m thick.

Microbiostratigraphic analyses of unfolded beds indicate the Cenomanian age of the marlstones and limestones and their relation with the Kysuca Unit of the Pieniny Klippen Belt. The existing data on biostratigraphic material from the folded structure also indicate the Cenomanian age and its stratigraphic relation to the folded structure.

The lower part of the Záskanie Breccias is separated from the upper part by a conglomerate body. It is a thick accumulation (10-14 m) of exotic pebbles (Fig. 51, represented by boulders of limestone rocks (50 %), non-weathered basaltic rocks (10-13 %), granitic rocks (5 %), and Paleozoic to Mesozoic clastic material (20-30 %). The pebbles and boulders (max. 50 cm long) are chaotically distributed in sandstone matrix. In the conglomerates are fragments and deformed intraclasts of light marls (different from the subjacent marls). The conglomerate body is lenticular and wedges out rapidly, parallel with the strike of the beds. As regards structures and textures, it is a diamictite type resulting from gravity slope movements. Its polymictic composition is in contrast to the surrounding monomictic breccias and indicative of a different source. Both the breccias and the diamictites are gravity deposits on one submarine slope but because of different sources they do not belong to the same sedimentary area or cycle.

Genesis of the conglomerates may be explained that they represent a large lenticular olistolite separated first tectonically from older structures, and then displaced by gravitational movements. This is also proved by small rounded blocks of conglomerates in breccias of upper se-

a 2-3 polohami pestrých slieňov (hrubými 60-200 cm). V nich je šošovkovitá a budinovaná zóna s 2-4 m blokmi obklopenými brekciami. Brekciácia sa pohybuje v rozsahu od postupnej separácie slieňovcov až po úplnú dezintegráciu. Matrix brekcií je najjemnejším produktom dezintegrácie.

Vo vrchnej časti profilu smerom k obci Záskaľie je brekcia výrazne zvrstvená (výraznejšie než v spodnej časti), s vrstvami hrúbky 1-15 m. Vrstvy sú tvorené blokmi slieňovcov s izoklinálnym trojhranným, štvrohranným a šošovkovitým prierezom, bez náznakov rotácie, zabaľovania, alebo iných plastických deformácií a inklúzií. Úlomky v slienitej matrix sú rozťahované, plávajúce, zriedkavo sa dotýkajú; nebolo zistené žiadne triedenie podľa veľkosti. Hoci matrix aj bloky (olistolity) slieňovcov majú spoločný pôvod, nevidno žiaden prechod do menej deformovaných štádií.

Brekcie s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú rýchle akumulácie podrveného detritu. Materiálne zloženie sa z hľadiska stratigrafie takmer nezmenilo. Pôvodne boli klastiká zložené výhradne z albsko-cenomanských materských hornín, len tmel niektorých z nich obsahoval vrchnokriedové foraminifery - globotrunkány, ktoré dokazujú ich mástrichtský vek. To naznačuje, že brekcia vznikla v režime chaotickej synorogénnej sedimentácie počas vrchnokriedovo-paleogénnej kolízie západokarpatských interníd s kôrovým segmentom oravika. Táto orogénna fáza (laramská) bola prvou kolíznou fázou, ktoré postihla oblasť budúceho pieninského bradlového pásma.

quences and by the genesis of the breccias alone. The conglomerates are replaced by about 20 m thick lithosome of the flysch-like beds of sandy limestones, and by 2-3 intercalations of variegated marls (60-200 cm thick). These enclose a lenticular and boudinaged zone with 2-4 m thick blocks surrounded by breccias. The brecciation ranges from gradual separation of marlstones by crushing as far as complete disintegration. Matrix of the breccias is the finest product of the disintegration of the breccia-like elements.

In the upper part of the section towards the village Záskaľie the breccia is distinctly bedded (more distinctly than in the lower part), with beds 1-15 m thick. They consist of marlstone blocks with isoclinal triangular, rectangular and lenticular cross-sections without any traces of twisting, wrapping or other plastic deformations or inclusions. Fragments in the marly matrix are stretched, floating, rarely in contact with other clasts; a size sorting was not revealed. Although the matrix and blocks (olistolites) of the marlstones originated from the same parent rocks, there is no transition into less deformed stages.

The breccias are most probably rapid accumulations of crushed detritus. Their original material composition did not even change in stratigraphic respect. Originally they were derived exclusively from Albian - Cenomanian parent rocks; only the matrix of some of them contained Upper Cretaceous foraminifers - globotruncanids proving their Maastrichtian age. The latter indicates that the breccia originated due to synorogenic chaotic sedimentation during the Late Cretaceous/Paleogene collision of the West Carpathian internides with the Oravic crustal segment. This orogenic phase (Laramian) was the first collision phase that affected the area of the future Pieniny Klippen Belt.



Obr. 50. Odkryv v záskaľských brekciách na brehu rieky Orava. Brekcie predstavujú chaotický synorogénny sediment vzniknutý pri prvej orogénnej fáze, ktorá postihla bradlové pásmo na rozhraní kriedy a paleogénu (foto: Lubomír Pečeňa).

Fig. 50. Outcrop of the Záskaľie Breccias on the Orava River bank. The breccias represent chaotic synorogenic sediment which originated during the first orogenic phase that affected the Pieniny Klippen Belt at the Cretaceous/Paleogene boundary (photo: Lubomír Pečeňa).



Obr. 51. Blok exotických zlepenčov sromovských vrstiev (koňak-santón) predstavuje len olistolit v záskalských brekciách (mástricht).

Fig. 51. Block of exotic conglomerates of the Sromowce Formation (Coniacian-Santonian) represents just an olistolite in the Záskaľie Breccias (Maas-trichtian).

Hlavný zdroj (main source): Marchalko et al. (1979).

20. Jasenová

GPS súradnice: N 49°10.555', E 19°17.952'

Lokalita sa nachádza v záreze cesty pri autobusovej zastávke pri obci Jasenová. Odkryvia sivočierne slienité bridlice s lokálnymi tenkými až hrubšími polohami (1-50 cm) jemnozrnných slienitých vápencov (Obr. 52). Vrstevnatosť je slabo viditeľná a chaotická. Vápence sa nepravidelne rozpadajú až do pozoruhodných elipsoidných útvarov. Tieto pravdepodobne predstavujú jadrá sklzových vrás (Obr. 53). V rámci niektorých vápencových vrstiev vyvetrávajú asi 1-6 cm veľké okrúhle telesá pripomínajúce obliaky. Makroskopicky sa však nelíšia od okolitej horniny. Pravdepodobne ide o konkrecionárne litifikované časti materskej horniny. Sú to prakticky vápencové hľuzy.

Vrstevnatosť vápencov možno sledovať len na krátku; často sa mení a rozpadáva. V severnej časti odkryvu vystupuje asi 1 m vrása, ktorá je očividne sklzového pôvodu. Os vrásky má orientáciu 235/20° a zrejme je kolmá na sklon paleosvahu. V prípade, že nie je v prevrátenej pozícii, smer svahu v dnešnej orientácii bol s smerom SZ-JV. Nie je však jasné, či bol sklon smerom k SZ, alebo k JV.

Lokalita patrí k aptskému párnickému súvrstviu, ktoré často obsahuje podobné sklzové štruktúry v celom krížňanskom príkrove. Tieto indikujú nakláňanie sa dna sedimentačnej panvy vplyvom nadchádzajúceho strednokriedového tektonického skrátene a kolízie v rámci centrálnych Západných Karpát.

The locality occurs at the roadcut at a bus stop near Jasenová Village. The outcrop consists of greyish-black marly shales with local thin to thick (1-50 cm) intercalations of fine-grained marly limestones (Fig. 52). The bedding is poorly visible and chaotically arranged. The limestones disintegrate irregularly; ellipsoidal shapes of some pieces are noteworthy. They probably represent cores of slump folds (Fig. 53). In some limestone beds, 1-6 cm big round bodies are weathered out, resembling some drowned pebbles. However, they do not macroscopically differ from the surrounding rock. They likely represent concretionally lithified portions of the wall rock. They can be identified as limestone nodules.

The limestone bedding is traceable only in short distance; it rapidly changes or disintegrates. In the northern part of the outcrop, a 1 m big fold was found, being clearly of slump origin. The fold axis has direction 235/20° and is normal to the paleo-bottom dip. If not in overturned position, a NE-SW slope strike can be estimated in the recent orientation. However, it is not yet clear whether the dip was towards the NW or SE.

This locality belongs to the Aptian Párnica Formation which frequently contains such slump structures all over the Krížňa Nappe. They are a response to steepening of the sedimentary basin bottom due to oncoming mid-Cretaceous tectonic shortening and collision in the Central Western Carpathians.

Na lokalite sa našli aj zvyšky zvetranej ropy (asfaltu – Obr. 54), ktorá je však mladého veku a pochádza z hornín výplne centrálnokarpatskej paleogénnej panvy. Migrácia ropy do tohto súvrstvia (ktoré by malo ležať pod paleogénnou výplňou) teda musela nastať až v neskorom období, po vytvorení mladej zlomovej stavby. Na odkryve vidno zreteľné porušenie mladšou krehkou tektonikou, ktorá miestami úplne zastiera pôvodné sklzové štruktúry.

Some weathered oil (asphalt – Fig. 54) remnants were found in fractures in the limestones at this locality. However, this oil is of younger age, most likely from the filling of the Central Carpathian Paleogene basin. Oil migration to this formation (which should be below the Paleogene filling) was then possible only after creation of young fault structures. Now all the outcrop is tectonized by younger, brittle tectonics which at some places occluded the original slump structures.



Obr. 52. Odkryv v párnickom súvrství (apt) križňanského príkrovu pri obci Jasenová. Pomerne chaotické usporiadanie vápencov a slieňovcov predstavuje teleso podmorského zosuvu.

Fig. 52. Outcrop in the Párnica Formation (Aptian) of the Križna Nappe near the Jasenová Village. Relatively chaotically arranged limestones and marlstones represents a submarine slump body.

Obr. 53. Sklzo­vá vrása v telese podmorského zosuvu (v ľavej časti odkryvu).

Fig. 53. Slump fold in the submarine slump body (in the left part of the outcrop).





Obr. 54. Zvetralá ropa (asfalt) v kalcitovej žilke vo vápenci, ktorý je súčasťou podmorského sklzu. Ropa je mladšieho veku a pochádza pravdepodobne z paleogénnych súvrství výplne Oravskej kotliny (foto: Tomasz Segit).

Fig. 54. Weathered oil (asphalt) in a calcite veinlet in the limestone which is a part of the submarine slump. The oil is of younger age and came probably from the Paleogene formations filling the Orava Basin (photo: Tomasz Segit).

21. Valaská Dubová

GPS súradnice (coordinates): N 49°8.690', E 19°17.312'

V záreze cesty z Dolného Kubína do Ružomberka pri odbočke do Valaskej Dubovej na pravej strane cesty vidno dva typy hrubozrnných klastík.

1. Oligomiktne karbonatické zlepenice a breccie s hlinitou základnou hmotou ležiace na triasových dolomitoch trosky chočského príkrovu. Medzi klastami vysoko prevažujú dolomity a vápence, menej rohovce a kremence (všetky triasového veku). Miestami sú sprevádzané zvetralými zelenkastými pieskovecami, kryštalickými bridlicami a obliakmi žilného kremeňa. Stupeň zaoblenosti a vytriedenia klastov je nízky, bez náznakov prednostnej orientácie, alebo vrstevnatosti. Nebola v nich nájdená žiadna fauna, ani flóra. Predbartónsky vek klastík naznačuje analógia s podobnými výskytmi (napr. v Liptovskej kotline – lokality Ružomberok a Ludrová), kde sú podobné horniny prekryté dokázateľne morskými sedimentami borovského súvrstvia. Tieto breccie sú považované za suťový pokryv zachovaný pod prvými morskými sedimentami (Gross & Köhler, 1980).

Zle vytriedené konglomeráty na lokalite sa považujú za proluviálne sedimenty. Ich terestrický pôvod naznačujú aj nálezy klastov paleokrasových speleotém (napr. pri Komjatnej, len 2 km od opisovanej lokality - Gross et al., 1993, s.164).

2. Oligomiktne blokové karbonatické zlepenice (Obr. 55), so základnou hmotou zloženou z hlin,

In roadcuts of the Dolný Kubín-Ružomberok road, near the road connection to Valaská Dubová Village, outcrops with two types of coarse-grained clastic rocks are visible on the right side of the road.

1. Oligomictic carbonate conglomerates and breccias with loamy matrix rest on the Triassic dolomites of a tectonic outlier of the Choč Nappe. Among the clasts, dolomites and limestones strongly predominate; rarely also cherts and quartzites are present, all of Triassic age. These are locally accompanied by weathered greenish sandstones, crystalline schists and vein quartz pebbles. Roundness and sorting of the clasts is very poor, free of any orientation or bedding. No fauna or flora was found. Their pre-Bartonian age was established according to analogies with other similar occurrences (e.g. in the Liptov Basin - Ružomberok and Ludrová localities), where similar rocks are overlain by clearly marine sediments of the Borové Formation. These breccias are considered as talus debris preserved beneath the first marine sediments (Gross & Köhler, 1980).

The poorly sorted conglomerates at this locality are considered as proluvial sediments. The terrestrial environment is indicated by findings of paleokarst speleothem fragments (e.g. near Komjatná, only 2 km from this locality - Gross et al., 1993, p.164).

ako aj úlomkov dolomitov a vápencov, miestami s kalcitovým tmelom. Obliaky, ako aj bloky vykazujú zreteľné znaky zaoblenia a čiastočného vytriedenia, avšak bez viditeľného zvrstvenia. Zlepence neobsahujú faunu ani flóru; nenašli sa ani obliaky navŕtané vŕtavými organizmami. Obliaky sú tvorené najmä dolomitmi a vápencami chočského príkrovu. Našiel sa len jeden obliak paleoryolitu (kremenného porfýru) s priemerom 5 cm. jeho pôvod je však neznámy.

Blokové zlepence nesú znaky zreteľného zaoblenia vo vodnom prostredí. Možno ich interpretovať ako výplň kaňonovitého údolia horskej rieky. Výrazne strmá plocha, na ktorej sú zlepence „prichytené“ bola pravdepodobne stenou kaňonu.

2. Oligomictic blocky carbonate conglomerates (Fig. 55), supported by matrix consisting of loam as well as of dolomitic and limestone debris with some calcite cement. The pebbles as well as the blocks display obvious signs of rounding and partial sorting; bedding is not distinct. The conglomerates lack fauna or flora; no bored pebbles were found. The pebbles are represented mainly by dolomites and limestones of the Choč Nappe; only one pebble of paleorhyolite (quartz porphyry) was found with diameter of 5 cm; its origin is unknown.

Blocky conglomerates bear distinct signs of rounding in the water. They may be interpreted as filling of a canyon-like mountain-stream valley. The distinct steep plane on which the conglomerate is attached may be considered as a canyon wall.



Obr. 55. Balvanovité riečne konglomeráty na dolomitovej stene voľakedajšieho kaňonu neďaleko Valaskej Dubovej. Konglomeráty predstavujú paleogénnu, avšak ešte nie morskú výplň paleodoliny, ktorá vznikla ešte pred morskou transgresiou.

Fig. 55. Fluvial boulder conglomerates on dolomite wall of a former canyon near the Valaská Dubová Village. The conglomerates represent Paleogene, but still not marine, filling of a paleovalley, which originated prior to the marine transgression.

Zdroj (source): Jablonský et al. (1994).

22. Liptovská Osada

GPS súradnice (coordinates): N 48°56.430' E 19°15.805'

Lokalita predstavuje malý opustený lom vľavo pri ceste na hlavnom ťahu z Ružomberka na Donovaly, na samom konci obce Liptovská Osada. Na lokalite vystupujú sivé masívne biohermné ladinské wettersteinské vápence, s tmavými doskovitými až lavicovitými spodnokarnskými organodetrítickými korytnickými vápencami (Obr. 56). Nad lomom vystupujú ešte karnické lunzské vrstvy, ktoré však v odkryve nevidno. Ľahko zvetrávajú a sú na nich vytvorené lúky a pasienky. Lokalita je chránená; ide o stratotyp, na ktorom boli korytnické vápence vyčlenené. Lokalita vystupuje na pomedzí Nízkych Tatier a Veľkej Fatry. Všetky spomínané súvrstvia patria do hronika (chočského príkrovu), konkrétne v pestrejšom, bielovážskom vývoji. Vo wettersteinských vápencoch možno nájsť celú škálu rífortvorných organizmov, ako napríklad vápnité hubky (Sphinctozoa), krinoidy, koraly, problematiká *Tubiphytes obscurus*, brachiopódy a zvyšky cidaridných ježoviek (Bujnovský et al., 1975). Z vápnitých hubiek na tejto lokalite opísal Jablonský (1971) nasledovné taxóny: *Follicatena cautica*, *Vesicocaulis depressus*, *Vesicocaulis carinthiacus*, *Cystothalamia bavarica* (Fig. 57), *Uvanella irregularis*, *Cryptocoelia zitteli*, *Stylothalamia dehmi*; z lokality bol opísaný aj nový druh *Colospongia andrusovi* (Jablonský, 1975). Z brachiopódov tu boli nájdené taxóny: "*Terebratula*" aff. *sturi*, *Anisactinella quadriplecta*, *Dioristella indistincta* a *Sakawairhynchia arpadica*. Z echinodermát tu boli nájdené ježovky *Cidaris dorsata* (Fig. 58) a krinoidy *Encrinus cassianus*. V nadložných korytnických vápencoch bola nájdená fauna s podobnými, ale aj novými taxónmi (Bujnovský et al., 1975). Z brachiopódov sú to: *Dioristella indistincta*, *Diplospirella wissmani*, *Aulacothyris subangusta*, *Aulacothyris rüdti*, *Euractinella contraplecta*, *Amphiclina ammoena*, "*Terebratula*" aff. *sturi*, "*Terebratula*" aff. *pyriformis*, *Sakawairhynchia arpadica* a *Spiriferina gregaria*. Z lastúrníkov boli nájdené *Mysidioptera submulticostata* a *Halobia* cf. *rugosa*. Z ježoviek boli opísané druhy *Cidaris dorsata* a *Cidaris hausmanni*. Vápence občas obsahujú drobné rify s koralmi *Thecosmilia clathrata*. Spodnokarnský vek bol stanovený na základe množstva konodontov, ktoré opísali Gaździcki et al. (1978). Spomínaní autori z korytnických vápencov pri Liptovskej Osade opísali aj nové druhy skleritov holotúrii: *Eocaudina liptovskaensis*, *Kuehnites slovakensis*,

The locality represents a small abandoned quarry on the left side of the main road from Ružomberok to Donovaly, just at the end of the Liptovská Osada Village. The quarry uncovered grey, massive biohermal Ladinian Wetterstein Limestones, overlain by dark, bedded organodetritic Korytnica Limestones of Lower Carnian age (Fig. 56). These are overlain by the Lunz Beds above the quarry. They, however, form no outcrops; because of easy weathering only meadows and grazing lands are developed on them. The locality is protected; it is the stratotype at which the Korytnica Limestones were first distinguished. The locality is situated at the boundary between the Nízke Tatry Mts. and Veľká Fatra Mts. All the mentioned formations belong to Hronicum (Choč Nappe), namely its more variable, Biely Váh development. The Wetterstein Limestones contain whole scale of reef-forming organisms, such as calcareous sponges (Sphinctozoa), crinoids, problematics *Tubiphytes obscurus*, brachiopods and remnants of cidarid echinoids (Bujnovský et al., 1975). From the calcareous sponges, following taxa were described by Jablonský (1971): *Follicatena cautica*, *Vesicocaulis depressus*, *Vesicocaulis carinthiacus*, *Cystothalamia bavarica* (Fig. 57), *Uvanella irregularis*, *Cryptocoelia zitteli*, *Stylothalamia dehmi*; also a new species was described here: *Colospongia andrusovi* (Jablonský, 1975). Following taxa of brachiopods were described here, too: "*Terebratula*" aff. *sturi*, *Anisactinella quadriplecta*, *Dioristella indistincta* and *Sakawairhynchia arpadica*. From echinoderms, echinoids *Cidaris dorsata* (Fig. 58) and crinoids *Encrinus cassianus* were found. In the overlying Korytnica Limestones, fauna with similar but also different taxa was described (Bujnovský et al., 1975). There are brachiopods: *Dioristella indistincta*, *Diplospirella wissmani*, *Aulacothyris subangusta*, *Aulacothyris rüdti*, *Euractinella contraplecta*, *Amphiclina ammoena*, "*Terebratula*" aff. *sturi*, "*Terebratula*" aff. *pyriformis*, *Sakawairhynchia arpadica* and *Spiriferina gregaria*, bivalves: *Mysidioptera submulticostata* and *Halobia* cf. *rugosa*, echinoids: *Cidaris dorsata* and *Cidaris hausmanni*. The limestones locally contain tiny patch-reefs with corals *Thecosmilia clathrata*. The Lower Carnian age was proved by numerous conodonts described by Gaździcki et al. (1978). The mentioned authors also described some new taxa of holothurian

Praeacudina mostleri, *Theelia liptovskaensis* a *Theelia trammeri*.

sclerites from the Liptovská Osada locality: *Eo-caudina liptovskaensis*, *Kuehnites slovakensis*, *Praeacudina mostleri*, *Theelia liptovskaensis* and *Theelia trammeri*.



Obr. 56. Pohľad na chránený odkryv vo wettersteinských a korytnických vápencoch pri Liptovskej Osade (primárne foto: Ľubomír Pečeňa).

Fig. 56. View on the protected outcrop of the Wetterstein and Korytnica limestones at Liptovská Osada Village (primary photo: Ľubomír Pečeňa).

Obr. 57. Vápnitá hubka, pravdepodobne *Cystothalamia bavarica*, vo wettersteinskom vápenci.

Fig. 57. Calcareous sponge, probably *Cystothalamia bavarica*, in the Wetterstein Limestone.



Obr. 58. Hrubé ostne cidaridných ježoviek vo wettersteinskom vápenci.

Fig. 58. Thick, club-shaped spines of cidarid echinoids in the Wetterstein Limestone.

23. Liptovský Hrádok

GPS súradnice (coordinates): N 49°2.669', E 19°43.923'

Lokalita predstavuje bralo s pomníkom československým letcom pri hrade na severnom okraji obce pri príjazdovej ceste z obce Liptovský Peter (Obr. 59). Bralo je tvorené dolomitmi hronika (chočského príkrovu) patriacimi k pohoriu Nízke Tatry. Zo superpozície nad karnskými lunzskými vrstvami vyplýva, že ide s najväčšou pravdepodobnosťou o hlavný dolomit (Hauptdolomit) vrchnokarnicko-norického veku. Dolomity sú doskovité až tenkolavicovité so štruktúrami typickými pre sedimenty supratidálnej širokej a plochej seabchovej roviny. Vrstvy dolomitov majú často výraznú jemnú lamináciu (Obr. 60), ktorú z väčšej časti tvoria planárne stromatolity. Ide o exkurznú lokalitu s najkrajšími laminovanými dolomitmi na Slovensku. Vrstvy sú často ohýbané, porušené sklzmi a niekedy brekciovaténé. Časté sú dohora vyhnuté až popraskané vrstvy, čo je znakom tzv. „tepee structures“, ktoré vznikajú v miestach kryštalizácie evaporitov a v plošnom pohľade na seabchách tvoria polygonálne útvary.

The locality represents a cliff with memorial of the Czechoslovak war aviators, near the castle at the northern margin of the town, at the road from the Liptovský Peter village (Fig. 59). The cliff consists of Hronic dolomites (Choč Nappe), belonging to the Low Tatra Mts. From superposition over the Carnian Lunz Beds it is evident that the dolomites most likely belong to the main Dolomite (Hauptdolomit) of Late Carnian-Norian age. The dolomites are bedded to thick-bedded, with structures typical for sediments of a supratidal wide and flat sabkha plain. The dolomite beds possess distinct fine lamination (Fig. 60), mostly formed by planar stromatolites. This is the field trip locality with the most beautiful laminated dolomites in Slovakia. The beds are often curved, disturbed by slumps and sometimes brecciated. Common is concave deformation to breakage of the beds, which is typical for the so-called “tepee structures”. Such structures originate in places of crystallization of evaporites and in plain view they form polygonal forms on sabkha surface.



Obr. 60. Planárne stromatolity vytvárajú dokonalú lamináciu niektorých dolomitových vrstiev (foto: Ľubomír Pečeňa).



Fig. 60. Planar stromatolites form perfect lamination of some of the dolomite beds (photo: Ľubomír Pečeňa).

24. Východná

GPS súradnice (coordinates): N 49°3.990', E 19°55.055'

Lokalita predstavuje opustenú pieskovňu, SV od obce Východná, medzi diaľnicou a starou cestou medzi Východnou a Važcom. V pieskovni bol ťažený piesok v podobe starých pleistocénnych glaciáluálnych štrkov (Fig. 61), nakoľko ich obliaky boli tak veľmi zvetralé, že sa priamo pri ťažbe rozpadávali na hrubopiesčitú frakciu (Fig. 62). Pieskovňa sa nachádza v nadmorskej výške asi 850 m n. m. a štrky sú odkryté v hrúbke 13 m. Z geomorfologickej pozície lokality vyplýva, že ide o najvyššie položenú rozvodnú plošinu v oblasti, čo indikuje pomerne starý vek štrkov. Tento aspekt potvrdzuje aj značná zvetranosť materiálu, ktorý musel prekonať opakované mrazové zvetrávanie v periglaciálnej klíme. Tretím argumentom je to, že časť klastického materiálu je tvorená horninami, ktoré v dnešnom eróznom zreze už na slovenskej južnej strane Tatier nevystupujú. Vzhľadom na to, že v spomínanej nadmorskej výške už nie sú zachované žiadne morény z Vysokých ani Západných Tatier, ako aj zo všetkých ostatných stratigrafických indikátorov vyplýva, že ide o sedimenty najspodnejšieho pleistocénu, pravdepodobne staršieho než mindel. V nižšej riečnej terase východne od Východnej (asi 1 km JZ od opisovanej lokality) sú obliaky už nezvetrané a tvrdé. V obliakovom materiáli na opisovanej lokalite prevažujú granity, menej sú zastúpené spodnotriasové kremence, ojedinele kryštalicke bridlice a pieskovce. Materiál pochádza pravdepodobne z Kamenistej a Tichej doliny z Tatier, odkiaľ bol vnesený ľadovcami a následne preplavovaný prátokmi Bieleho Váhu a Hybice. Materiál štrkov je pomerne dobre vytriedený, pričom piesčitá a siltová zložka tvorí až 51%. Z ťažkých minerálov prevládajú opakné minerály; z priesvitných minerálov dominujú biotit, chlorit, epidot, zoizit a zirkón. Štrky sú silne zahlinené, avšak zahlinenosť je sekundárna.

The locality represents a sand pit, NE from Východná village, between the highway and the old road connecting Východná and Važec villages. Subject of mining was sand in form of old, Pleistocene glaciálufluvial gravels (Fig. 61). As their pebbles were so much weathered that during mining they disintegrated to coarse-grained sandy fraction (Fig. 62). The sand pit is located in the altitude of about 850 m a.s.l. and uncovers about 13 m of the gravels. Geomorphological position of the locality indicates that it represents the highest water-shed plain in the area which indicates relatively high age of the gravels. This aspect is also supported by high weathering-stage of the clastic material which certainly underwent repeated frost weathering in a peri-glacial climate. The third argument is that a part of the clastic material consists of a rocks which in the recent relief do not occur on the Slovak southern side of the Tatra Mts. Because there are no preserved moraines in the mentioned altitude either at High Tatra or at West Tatra Mts., as well as all the mentioned stratigraphic indicators point to the very early Pleistocene age of the sediment, which is likely older than Mindelian. In a lower river terrace east of Východná village (about 1 km SW from the described locality), the pebbles are hard and not weathered. The detritic material at the described locality is dominated by granites, less Lower Triassic quartzites, rarely also crystalline schists and sandstones. The material probably came from Kamenistá and Tichá valleys from Tatra Mts., from where it was transported by glaciers and subsequently reworked by ancient flows of Biely Váh and Hybica rivers. Material of the gravels is relatively well sorted, with sandy to silty fraction representing up to 51 %. From heavy minerals, opaque minerals prevail; from the translucent ones, biotite, chlorite, epidote, zoisite and zircon can be found. The gravels are loamy, which is, however, a secondary phenomenon.



Obr. 61. Bývalá pieskovňa pri Východnej je v skutočnosti založená v starých, spodnopleistocénnych glaciáluálnych štrkoch.

Fig. 61. Former sand-pit near Východná was in fact excavated in old, Lower Pleistocene glacialfluvial gravels.

Obr. 62. Vysoký vek štrkov dokladá aj ich značné zvetranie, pri ktorom sa obliaky žúl rozpadávajú až na piesok.

Fig. 62. Old age of the gravels is documented by strong weathering of the granite pebbles which disintegrate to sand.



25. Gánovce

GPS súradnice (coordinates): N 49°1.807', E 20°19.241'

Lokalita Gánovce-Hrádok leží pod Vysokými Tatrami asi 3 km južne od Popradu, na rozvodí riek Popradu (povodie Baltu) a Hornádu (povodie Čierneho mora). Na tektonických poruchách tejto podtatranskej oblasti vznikali vývery termálnych minerálnych prameňov, z ktorých sa vyzrážaval travertín už od konca treťohôr. Jedným z mladších travertínových útvarov je aj kopa Hrádok v obci Gánovce, kde sa ťažil stavebný kameň už od poslednej tretiny 19. storočia (Obr. 63).

Plochá travertínová kopa tu vznikla už v predposlednej dobe ľadovej (risskej), ale risský travertín má inú kvalitu a neobsahuje paleontologické objekty. Časť starého travertínu prekryli ílovité zeminy, ktoré boli v risskej dobe najmenej dvakrát mrazovo zvrátené. Len najvrchnejšie risské sedimenty vydali zuby srstnatého nosorožca (*Coelodonta antiquitatis*), jeleňovitého kopytníka a neurčiteľnej šelmy. Výsledky peľovej analýzy zaradili pokryvné íly ešte do glaciálu.

Na starej travertínovej kope a ílovitých sedimentoch sa v poslednej medziľadovej dobe po vrstvičkách poskladala nová mocná travertínová kopa. Tá je dnes už z väčšej časti odťažená. Rozkladala sa pri potoku Kožuchová, ktorý sa zarezáva do plošinky vzniknutej počas mindelského zaľadnenia Vysokých Tatier. Nová travertínová kopa (s priemerom asi 170 m a výškou asi 20 m) vznikla v plytkej depresii na treťohorných paleogénnych bridliciach a pieskovcoch v poslednej medziľadovej dobe. Na jej vrchole, v jazierku s priemerom asi 20 m, vyvieral silný minerálny prameň. Voda z jazierka pretekala a na svahoch kopy sa usadzovali tenké vrstvičky vápenca. Napadané listy okolitých stromov, kosti uhynutých zvierat a zvyšky po činnosti človeka boli postupne zalievané travertínom. Proces, ktorý prebiehal počas dlhých tisícročí, dokumentuje vývoj podtatranskej flóry a fauny poslednej medziľadovej doby a začiatku poslednej doby ľadovej.

Naspodku leží žltobiely, miestami spevnený a miestami sypký travertínový piesok s hrúbkou 20–40 cm so spoločenstvom chladnomilných mäkkýšov. Na bazálnu polohu nasadá teleso pevných, doskovito zvrstvených travertínov hrúbky 4 m (na okraji) až 15 m (v strede kráteru). Tento travertín možno podľa paleontologického a hlavne paleobotanického obsahu veľmi detailne členiť na jednotlivé vrstvy. V najspodnejších čas-

Gánovce-Hrádok locality is situated below the Tatra Mts., about 3 km south of Poprad, at a water-shed area between the rivers Poprad (drainage area belonging to the Baltic Sea) and Hornád (drainage area belonging to the Black Sea). On some tectonic faults of this area, thermal mineral springs originated, from which travertine crusts precipitated since the end of the Tertiary. One of the younger travertine mounds is Hrádok, in Gánovce Village, where building stone was quarried since the last third of 19th century (Fig. 63).

A flat travertine mound originated here already in the penultimate ice age (Riss), but the Riss travertine has a different quality and does not contain paleontological objects. Part of the old travertine was covered with clayey loams, which underwent at least double frost stirring during the Riss period. Only the uppermost Riss sediments yielded teeth of woolly rhinoceros (*Coelodonta antiquitatis*), a deer-like ungulate and some carnivorous mammal. Results of palynological analysis rank the covering clays still to the glacial period.

On the old travertine mound and its clayey sedimentary cover, a new, thick travertine mound has grown bed by bed, during the last interglacial period. The mound is recently almost completely quarried out. It extended at the Kožuchová creek, which cuts into a plain which was formed during the Mindel glaciation of High Tatra Mts. The new travertine mound (about 170 m in diameter and about 20 m high) originated in a shallow depression on Tertiary shales and sandstones in the last ice age. On its top, in a pool with about 20 m in diameter, a strong mineral spring occurred. Water from the pool flew and precipitated thin layers of limestone on the mound slopes. Fallen leaves of the surrounding trees, bones of dead animals and remnants after human activity were gradually sealed by travertine. The process which continued over long millennia documents evolution of flora and fauna in the Tatra area during the last interglacial period and the beginning of the last glaciation.

At the base, yellowish-white travertine occurs, which is represented by locally lithified and locally friable travertine sand with thickness of 20–40 cm, with an assemblage of cool-climate mollusks. The basal plain is covered with a body of solid, thin-bedded travertines with thickness reaching from 4 m (marginal parts) up to 15 m

tiach doskovitého travertínu začína vývoj flóry tzv. kríkovitou tundrou a je dokumentovaný odtlačkami listov vrbok a kríkovitých briez. Nasledujú obdobia tráv, stromových briez a borovic. Potom postupne miznú ihličnany a začína rozvoj listnáčov (vrb a hlavne dubov). Teplotné maximum vrcholí v tzv. teplomilnom zmiešanom lese s lieskou, lipou, dubom cerovým (*Quercus ceris*) a cezminou (*Ilex* sp.). V tomto horizonte boli objavené pozostatky teplomilného nosorožca (*Dicerorhinus kirchbergensis*), lesného slona (*Hesperoloxodon antiquus*) a typické interglaciálne spoločenstvo mäkkýšov. Je zrejmé, že teploty vo vrchole posledného interglaciálu boli v tejto oblasti vyššie než v súčasnosti, čo poskytuje zaujímavý pohľad na teóriu súčasného globálneho otepľovania údajne spôsobeného človekom.

Po teplotnom maxime interglaciálu sa podnebie postupne ochladzovalo, opäť nastúpili ihličnany, ale tentoraz bola vedúcim druhom jedľa (Obr. 64). Posledným zisteným listnáčom bol javor. Pokračovalo ochladzovanie, menila sa flóra a nastupovala vyslovene mladopleistocénna fauna s mamutom, srstnatým nosorožcom, hyenou jaskynnou, jaskynným medveďom, koňom, bobrom a chladnomilným spoločenstvom mäkkýšov.

Okrem zvieracích kostí a rastlinných odtlačkov bola v interglaciálnych travertínoch objavená celá séria dokonalých výliatkov lebiek rôznych šeliem, nosorožca, koňa a niekoľko unikátnych nálezov, ako napr. výliatok panciera korytnačky, odtlačok mäkkých častí hlavy koňa, výliatky chrbticového kanálu, výliatok svalových úponov, odtlačky vtáčích pier, odtlačky hmyzích lariev, chitínové krovky chrobáka, doposiaľ hnedé šišky a zelené ihličie borovice.

Všetky geologické, petrografické, paleobotanické a paleomalakologické štúdie preukázali, že gánovecké kompaktné travertíny sa usadzovali v poslednej medziľadovej dobe, t.j. pred 100 000 rokmi. Tieto údaje boli potvrdené aj urán-tórovým datovaním.

Pozoruhodné sú tiež archeologické a antropologické nálezy. Boli nájdené zvyšky ohníšť a kamenné artefakty zo staršej doby kamennej. V nadložných vrstvách boli objavené pamiatky z mladšej doby kamennej, zo staršej doby bronzovej, z halštatského obdobia a z mladšej fázy obdobia rímskeho. Najpozoruhodnejšie nálezy sa týkajú neandertálskeho človeka.

V interglaciálnych travertínoch bolo zistených päť paleolitických horizontov a niekoľko populovitých polôh s uhlíkmi a zvyškami ohníšť,

(central part). According to paleontological and namely paleobotanical content, this travertine can be divided in detail to the individual beds. In the lowermost part of the bedded travertine, the floral evolution starts with bushy tundra which is documented by outprints of fireweeds and bushy birches. This is followed by periods with grasses, birch trees and pines. Then gradually the conifers disappear and broadleaved species start to dominate (willows and namely oaks). The temperature maximum culminated in the so-called warm, mixed forests with hazels, lime-trees, Turkey-oak (*Quercus ceris*) and holly (*Ilex* sp.). In this horizon, remnants of warm-climate rhinoceros (*Dicerorhinus kirchbergensis*), wood elephant (*Hesperoloxodon antiquus*) and typical interglacial malacofauna have been found, too. Evidently, the temperatures during the culmination of the latest interglacial period in this area were higher than in present, which sheds an interesting light on the recent Global Warming Theory, where the cause of the warming is attributed to humans.

After the interglacial temperature maximum, the climate gradually cooled down – conifers start to dominate again, but now with fir-tree as a dominant taxon (Fig. 64). The last recorded broadleaved species was maple. The cooling continued, flora has changed and the typical Late Pleistocene fauna appeared, with mammoth, woolly rhinoceros, cave hyena, cave bear, horse, beaver and cool-climate malacofauna.

Along with animal bones and plant outprints, the interglacial travertines contained a whole range of perfect casts of skulls of various carnivores, rhinoceros, horse, and some unique findings, such as cast of a turtle carapace, cast of soft parts of a horse head, cast of a backbone channel, cast of muscle insertions, feather outprints, outprints of insect larvae, chitinous tectrices of a beetle, still brown cones and green pine needles.

All the geological, petrographic, paleobotanical and paleomalacological studies indicate that the Gánovce compact travertines were deposited during the last interglacial period., i.e. about 100.000 years ago. These data were also confirmed by U-Th dating.

Archeological and anthropological findings are also noteworthy. Remnants of fireplaces and stone industry from older stone-age have been found. In the overlying strata, remnants from younger stone-age, older bronze-age, from Hallstatt era and from a younger phase of the Roman era were found. The most conspicuous were the



Obr. 63. Z veľkej travertínovej kopy pri Gánovciach po ťažbe ostal len malý zvyšok okolo pôvodného prameniska.

Fig. 63. From the large travertine mound at Gánovce, only a small remnant remained from the vicinity of the spring point.

Obr. 64. Zvyšky ihličia jedle zachované travertíne z obdobia postupného ochladzovania a nástupu tajgovej flóry v období würmu.

Fig. 64. Remnants of fir-tree needles preserved in the travertine from the time of gradual cooling with taiga flora onset during Würm glaciation.



Obr. 65. Výliatok lebky neandertálcu nájdený na lokalite Gánovce je dnes uložený v Českom národnom múzeu v Prahe.

Fig. 65. Neanderthal man skull cast found at Gánovce locality is now deposited in the Czech National Museum in Prague.

ako aj kremenné a radiolaritové nástroje. Najpozoruhodnejší je však travertínový výliatok lebky neandertálcu aj so zvyškami lebečných kostí (Obr. 65). Výliatok bol náhodne nájdený v roku 1926 vo vrchných polohách kompaktného travertínu. Výskumy ukázali, že pochádza z obdobia ústupu interglaciálu, kedy ustupoval dubový zmiešaný les a opäť sa vracali ihličnany. Najnovšie datovanie nálezu potvrdilo vek 105 000 rokov. Fylogenetické zaradenie jedinca medzi neandertálcov umožnil kyfotický uhol lebečnej spodiny, ktorý je 131°. Okrem výliatku lebky sa pri výskume našli aj odtlačky dvoch dlhých kostí neandertálcu. Ide o najstaršie známe ľudské pozostatky z posledného interglaciálu na území strednej Európy. Spišský neandertálec bol z archeologického hľadiska nositeľom drobnotvarej stredopaleolitickej industrie.

Mnoho nálezov z lokality je uložených v niekoľkých spišských múzeách, najmä v Podtatranskom múzeu v Poprade, ďalej v Národnom múzeu v Prahe a v Budapešti.

Hlavný zdroj (main source): Vlček (1995).

findings concerning Neanderthal man.

In the interglacial travertines, five Paleolithic horizons and some ash horizons were found, with charcoals, remnants of fireplaces, as well as silicite and radiolarite tools. However, the most important was finding of a cast of the Neanderthal man skull, with remnants of skull bones (Fig. 65). The cast was occasionally found in 1926 in the upper layers of the compact travertine. The research showed that it belongs to the time of retreating broadleaved, mixed oak forests and return of conifers. The latest dating of the cast confirmed the age of 105.000 years. Phyllogenetic attribution of the individual to *Homo neanderthalensis* was confirmed by kyphotic angle of the skull base, which is 131°. Along with the skull cast, the research also revealed outprints of two long bones of Neanderthal man. These findings represent the oldest known human remnants from the last interglacial period on the Central European territory. From the archeological point of view, the Spiš Neanderthal man was producer of small-shaped Middle-Paleolithic industry.

Many specimens from the locality are deposited in several museums in Spiš area, namely in the Podtatranské Museum in Poprad, then in National Museum in Prague and in Budapest.

26. Mlyny – Palcmanová Maša

GPS súradnice (coordinates): N 48°51.252', E 20°23.177'

Severne od Dobšinej, pod priehradou Palcmanová Maša sa na rázcestí ciest vedúcich do Mlyniek a Dediniek nachádzajú výskyty zlatníckej skupiny vrchného devónu gemerika. Ide o bývalé zlatnícke súvrstvie, ktoré bolo v minulosti považované za karbónske. Vrchnodevónsky vek však potvrdili merania zirkónov. Zlatnícka skupina bola vyčlenená Ivanom & Méresom (2012) a označená za hercýnsku ofiolitovú suitu pochádzajúcu zo zaoblúkového bazéna. Skupina je rozdelená na spodnejšiu, závistliveckú formáciu a vrchnejšiu, grajnársku formáciu. Spodná závistlivecká formácia, má charakter metamorfovej sedimentárnej melanže, kde v matrix tvorenej prevažne redeponovaným vulkanoklastickým materiálom sú prítomné bloky metagabbier, metadoleritov, metabazaltov, keratofýrov a epidozitov variabilnej veľkosti, od úplne drobných, menších ako 1 cm až po bloky s rozmermi pravdepodobne prevyšujúcimi desiatky metrov.

Na lokalite vystupuje vrchnejšia, grajnárska formácia. Tú tvoria lávové príkrovy afyrických

North of Dobšiná, below the Palcmanová Maša Dam, outcrops of the Gemeric Zlatník Group (Upper Devonian) are visible at the crossing of the roads leading to the Mlyny and Dedinky villages. The unit represents former Zlatník Formation which was earlier considered as being of Carboniferous age. Its Upper Devonian age has been, however, proven by zircon age measurements. The Zlatník Group has been distinguished by Ivan & Méres (2012) and identified as Hercynian ophiolite suite which originated from a back-arc-basin. The group is divided to lower, Závistlivec Formation and upper, Grajnár Formation. The lower, Závistlivec formation represents a metamorphosed sedimentary mélangé, where matrix formed mostly by redeposited volcanoclastic material, contains variable blocks (from less than 1 m to tens of meters) of metagabbros, metadolerites, metabasalts, keratophyres and epidiosites.

The outcrops of the described locality are formed by the upper, Grajnár Formation. It is formed by lava flows of aphyric to porphyric me-

až porfyrických metabazaltov, v najvyššej časti s metasedimentami pozostávajúcimi z menšej časti z materiálu podmorského zvetrávania bazaltov, v prevažnej miere však z redeponovaného vulkanoklastického materiálu dacitového zloženia.

Horniny zlatníckej skupiny prešli polyštádiálnou metamorfnou premenou, ktorá v grajnárskej formácii zahŕňa veľmi slabú metamorfózu v subfácii pumpellyit-aktinolitovej s lokálne naloženou metamorfózou vo fácií zelených bridlíc, kým v závistliveckej formácii k nim prístupujú ešte prejavy ranej metamorfózy typu oceánskych riftov a subdukčnej metamorfózy vo fácií modrých bridlíc nasledujúcej po veľmi slabej metamorfóze.

Asi sto metrov severnejšie vystupujú metabazity klátovskej skupiny gemerika, ktorá je tektonickým podložím zlatníckej skupiny. Klátovská skupina (Hovorka et al., 1984; 1990) sa na rozdiel od zlatníckej vyznačuje prítomnosťou metamorfítov vyššej, amfibolitovej fácie. Budujú ju prevažne amfibolity, ruly a ich hybridné migmatizované variety, v minulosti považované za magmatické telesá tvorené amfibolickým gabrom, amfibolickým biotitickým dioritom, gabrodioritom, kremítym dioritom. Lokálne v nich vystupujú enklávy pyroxenicko-granáticko-amfibolických hornín (retrogresiou zmenených eklogitov), metaultramafítov, metakarbonátov, prítomné sú aj žily aplítov a pegmatitov. Nedávno boli v klátovskej skupine nájdené aj dvojpyroxénové granulity. Na spomínanej lokalite sa vyskytujú amfibolity, ktoré sa striedajú s amfibolitickými bridlicami. V amfibolitoch možno pozorovať polohy rúl, pruhy, ako aj žily aplítov a pegmatitov. Amfibolity sú kompaktné, tmavozelené, väčšinou strednozrnné horniny s pruhovanou, alebo škvrnitou textúrou. Miestami obsahujú pretiahnuté "očká" plagioklasov. Na základe minerálneho zloženia horniny patria k živcovým, alebo zoizitickým amfibolitom; kompaktné typy patria k anchimonominerálnym amfibolitom. Amfibol je zastúpený zeleným, alebo hnedým magnézihornblendom až tschermakitom, zvyčajne čiastočne zatlačeným biotitom, ihličkovitým amfibolom (aktinolitom) a chloritom. Plagioklas býva prerastený so zoizitom. Pyroxény (diopsidický augit) sú minerálnou zložkou retrogresných eklogitov, granulitov a metakarbonátov. Akcesorické minerály sú zastúpené titanitom, ilmenitom a apatitom. Ostatné minerály nájdené v opisovaných horninách sú: mastenec, klinochlór, prochlorit, sericit,

tabasalts, in the topmost parts with metasediments consisting less of submarine weathering material of basalts, but mostly of redeposited volcanoclastic material of dacitic composition.

The Zlatník Group rocks underwent multistage metamorphic overprint. It is represented just by a very weak, pumpellyite-actinolite metamorphic subfacies with local overprint by greenschist metamorphism in the Grajnár Formation, whereas in the Závistlivec Formation it is also accompanied by early oceanic-ridge metamorphism and subduction, blueschist metamorphism, following the previous, weak metamorphic phase.

More to the north (about 100 m), metabasites of the Gemeric Klátov Group are exposed, which is the tectonic basement of the Zlatník Group. Unlike Zlatník Group, the Klátov Group (Hovorka et al., 1984; 1990) is characteristic by presence of higher metamorphics of the amphibolite facies. It mostly consists of amphibolites, gneisses, and their hybrid migmatitized varieties, which were formerly considered to represent magmatic bodies, consisting of hornblende gabbro, hornblende biotite diorite, gabbro-diorites, quartz diorites. At some places, enclaves of pyroxene-garnet-amphibolite rocks (retrogressively changed eclogites), metaultramaphics and meta-carbonates occur in them, with local presence of aplites and pegmatites. Not long ago, two-pyroxenic granulites were found in the Klátov Group, too. At the mentioned locality, alternating amphibolites and amphibolitic schists are found. In amphibolites, layers of gneisses, streaks and veins of aplites and pegmatites can be found. The amphibolites are compact, dark-green, mostly medium-grained rocks with banded or spotted structure. In some places they contain elongated augen of plagioclases. According to mineral composition they belong to feldspar or zoisite amphibolites; the compact types belong to anchimonomineralic amphibolites. The amphibole is represented by green or brown magnesiohornblende to tschermakite, usually partially replaced by biotite, acicular amphibole (actinolite) and chlorite. The plagioclase is intergrown with zoisite. Pyroxenes (diopsidic augite) represent a mineral compound of the retrogressively metamorphosed eclogites, granulites and meta-carbonates. Accessory minerals are represented by sphene, ilmenite and apatite. Other minerals known in the rocks are: talc, clinocllore, prochlorite, sericite, calcite, dolomite, albite, quartz, tourmaline, rutile and Fe, Cu, Co-Ni sulphides, in

kalčit, dolomit, albit, kremeň, turmalín, rutil a Fe, Cu, Co-Ni sulfidy, v metaultramafitoch aj tremolit, mastenec, fuchsit a chrómspinelidy. Väčšina z nich je viazaná na hydrotermálne procesy.

Granitické aplity a pegmatity tvoria pruhy, alebo žily súhlasné s foliáciou hornín; pegmatity často tvoria nepravidelné hniezda, alebo diskordantné žily. Vyskytujú sa tri typy týchto hornín: plagiaplity, granitové aplity a pegmatity. Často obsahujú muskovit (biotit sa nezistil).

Horniny klátovskej skupiny sú považované za relikty spodnej kontinentálnej kôry vyzdvihnutej na povrch už vo vrchom karbóne (jej obliaky sú vo vrchnokarbónskych bindt-rudnianskych zlepencoch). V stavbe severného gemerika tvoria samostatnú tektonickú skupinu (príkrov). Pri výzdvihu a tvorbe príkrovovej stavby boli postihnuté retrográdnou metamorfózou, migmatizáciou a tektonometamorfózou.

the metaultramaphites also tremolite, talc, fuchsite and chrome-spinels. Many of them are related to hydrothermal processes.

Granite aplites and pegmatites form bands or veins conformable with the foliation of rocks; pegmatites often form irregular nests or discordant veins. They are of three types: plagiaplites, granite aplites and pegmatites. They commonly contain muscovite (biotite has not been found).

Rocks of the Klátov Group are considered to be relics of lower continental crust, uplifted to the surface already in the Upper Carboniferous (pebbles derived from this group are present in the Upper Carboniferous Bindt-Rudňany Conglomerates). In the north-Gemeric structure they form an independent tectonic group (nappe). During the uplift and nappe thrusting, they underwent retrogressive metamorphism, migmatitization and tectonometamorphism.

Hlavný zdroj (main source): Ivan & Méres (2012), Hovorka et al. (1990).



Obr. 66. Zelenkasté „diabázy“ (paleozoické bazalty) grajnárskej formácie zlatníckej skupiny na rúžcestí pod Palcmanskou Mašou (foto: Ľubomír Pečeňa).

Fig. 66. Greenish “diabases” (Paleozoic basalts) of the Grajnár Formation of the Zlatník Group at the cross-road below the Palcmanská Maša Dam (photo: Ľubomír Pečeňa).

27. Mlynky

GPS súradnice (coordinates): N 48°51.404', E 20°24.389'

Komplex permských hornín severného gemerika (krompašská skupina) vystupuje v nadloží zlatníckej skupiny. Začína sa bazálnymi konglomerátmi knolského súvrstvia, pokračuje vulkanosedimentárnym petrovohorským súvrstvom (s kremíťmi porfýrmi) a končí lagunárnym (salinárnym) novoveským súvrstvom s ložiskami sadrovca a uránu. Bazálne konglomeráty knolského súvrstvia sú najlepšie odkryté pri obci Mlynky, na lesnej ceste blízko hotela Slalom (Obr. 67). Zlepence boli často porovnávané s faciou „verukáno“. Súvrstvie je tvorené rôznofarebnými vrstvami konglomerátov, drôb, arkóz, pieskocov a sľudnatých bridlíc. Zlepence pri Mlynkoch sú značne deformované (Obr. 68), pričom majú až bridličnatý vzhľad. Bridličnosť je výsledkom alpínskeho vrásnenia. Je všeobecne paralelná s vrstevnosťou, avšak častá je aj priečna bridličnosť. Napriek malým odlišnostiam vyplývajúcim z odlišných mechanických vlastností jednotlivých súvrství rakoveckej jednotky a permských sedimentov, tieto v danej oblasti vykazujú jednotnú tektonickú stavbu.

Complex of the north-Gemic Permian rocks (Krompachy Group) covers the Zlatník Group. It starts with basal conglomerates of Knola Formation, then it continues by volcano-sedimentary Petrova hora Formation (with quartz porphyries) and ends by lagoonal (salinary) Novoveská Huta Formation with gypsum and uranium deposits. The basal conglomerate Knola Formation is best outcropped at Mlynky Village, on a forest road near Slalom Hotel (Fig. 67). The conglomerates were often compared with “Verrucano” facies. The formation is formed by varicoloured strata of conglomerates, greywackes, arkoses, sandstones, and micaceous shales. The conglomerates at Mlynky are strongly deformed (Fig. 68), attaining even schistose appearance. The schistosity is a consequence of the Alpine folding. It is generally parallel to bedding; however, transverse schistosity is also quite common. In spite of small differences resulting from different mechanical properties of individual formations of the Rakovec Group and Upper Permian sediments, they display a uniform tectonic structure in the studied area.

Hlavný zdroj (main source): Hovorka et al. (1973), Bajaník et al. (1981).



Obr. 67. Odkryv v permských metakonglomerátoch knolského súvrstvia pri Mlynkoch, neďaleko hotela Slalom.

Fig. 67. Outcrop of the Permian metaconglomerates of the Knola Formation at Mlynky Village, near the Slalom Hotel.

Obr. 68. Metamorfózou získali voľakedajšie konglomeráty bridličnatý vzhľad.

Fig. 68. Metamorphism caused schist-like appearance of the former conglomerates.



28. Vlachovo

GPS súradnice (coordinates): N 48°46'17.31", E 20°24'32.22"

Lokalita sa nachádza pri malej „ľadovni“ (na uskladnenie ulovenej zveriny), ktorú dal vybudovať gróf Andrassy na pravom brehu rieky Slaná neďaleko obce Vlachovo. V odkryvoch vystupuje spodná časť gelnickej jednotky gemerika – vlahovské vrstvy (?kambrium-ordovik). Vo veľkých odkryvoch na svahoch vidno rytmické striedanie sa kremenných pieskovcov s bridlicami. Komplex predstavuje zónu distálneho flyša, horniny ktorej boli epizonálne metamorfované a premenené na fylity. Na základe superpozície komplexov možno odhadnúť, že vrstvy sú uložené v normálnom vrstevnom slede. Komplex patrí k najnižším častiam vlahovského súvrstvia, ktoré vystupuje v jadre hnileckej antiklinály. Smerom na sever sa komplex ukláňa strmšie k severu.

Vrstvy kremenných pieskovcov v mikroskope vykazujú psamiticko-aleuritickú štruktúru, ktorá bola metamorfózou zmenená na blastopsamitickú. Malé zrnká kremeňa dosahujú veľkosť asi 0,1 mm a spolu so sericitom obalujú väčšie kremenné zrná, ktoré dosahujú 1-3 mm. V malých množstvách sú prítomné plagioklasy (albit-oligoklas). Tmel je prevažne kremitý, s menším množstvom sericitu. Z akcesórií sú prítomné zirkón a turmalín.

Vrstvy argilitov majú pôvodnú aleuriticko-pelitickú štruktúru, ktorá môže byť tiež lepidogranoblastická, páskovaná, či laminovaná. Z minerálov prevažujú sericit, muskovit a chlorit. Kremeň je menej častý než v hrubozrnnejších horninách. Akcesorické minerály sú hojnejšie zastúpené, najmä zirkónom, turmalínom, apatitom a rutilom. Zriedka vidno aj grafitickú hmotu.

Na odkryve vidno malú vlečnú vrásku so zreteľnou osovou klivážou (Obr. 69). Na foliácii vidno zmeny spôsobené odlišnou odolnosťou hornín voči tlaku. Prejavujú sa dvoma spôsobmi. Plochy foliácie vyvinuté v tvrdších horninách majú puklinovitý charakter a ich hustota nie je veľká. V jemnozrnnejších horninách sú plochy bridličnatosti hustejšie a majú zreteľný kryštalizačný charakter. V hrubozrnnejších kremenných horninách je uhol foliácie voči vrstevnatosti okolo 60-80°, zatiaľ čo v jemnozrnnejších vrstvách je to okolo 15-45°.

Podrobnú stratigrafickú sukcesiu komplexu sa podarilo overiť aj vrtmi s hĺbkou až 1200 m. Smerom nadol prechádza komplex jemnozrnnejších klastík do hrubozrnnejších, čo sa v prevrtanej sukcesii opakuje dvakrát. Ešte hlbšie bolo navŕtané

The locality is situated at a small “ice-house” (a bag storage) built by Earl Andrassy on the right bank of the Slaná river near the Vlachovo Village. The outcrops expose lower part of the Gemeric Gelnica Group - the Vlachovo Formation (?Cambrian-Ordovician). Larger outcrops on the slopes show rhythmical alternation of quartz sandstones with shales. The complex represents the distal-flysch zone, the rocks of which have been metamorphosed epizonally and transformed into phyllites. According to the superposition of the complexes it may be established that the beds are lying in normal position. The complex belongs to the lowermost parts of the Vlachovo Formation, cropping out in the core of the Hnilec anticline; in northern direction the complex gradually dips more steeply to the north..

Microscopically the quartz sandstone layers display a psammitic-aleuritic texture altered by metamorphism into blastopsammitic. Small quartz grains attain the size of 0.1 mm and are distributed together with sericite around larger quartz grains, 1-3 mm in size. Plagioclases (albite-oligoclase) are present in small amounts. The cement is predominantly siliceous with subordinate sericite. From accessories, zircon and tourmaline are present.

The argillaceous layers have an original aleuritic-pelitic texture, which may be also lepidogranoblastic, banded and/or laminated. Predominant minerals are sericite, muscovite, and chlorite. Quartz is less abundant than in the coarser rocks. Accessory minerals are more abundant, being represented by zircon, tourmaline, apatite and rutile. Sporadically, graphitic substance may be observed.

In the outcrop a small drag fold with very distinct axial cleavage may be observed (Fig. 69). Changes caused by various resistance of rocks to pressures are visible at foliation planes. They are manifested in two ways. Foliation planes formed in the harder rocks are of joint character and their density is not great. In the finer-grained rocks, the foliation planes are denser and attain a distinct crystallization character. In the coarse-grained, quartz-rich layers the angle of foliation and stratification planes is about 60-80°, whereas in the fine-grained layers it is about 15-45°.

A detailed stratigraphic succession of the complex has been also verified by drilling as deep as 1.200 m. The complex of fine clastic sediments grades down into coarse ones; a double repetition

teleso porfýroidov a následne tenkých bridlíc s karbonátmi (70 m). V najhlbších častiach vrtoz boli navrtané tufové a tufitické porfýroidy.

Hlavný zdroj (main source): Hovorka et al. (1973).



of this case was visible in the drilled succession. Deeper, a porphyroid body was drilled, then thin shales with carbonates (70 m). Tuff and tuffitic porphyroids were encountered in deepest parts of the boreholes.

Obr. 69. Horniny vlachovského súvrstvia gelnickej skupiny tvoria na typovej lokalite pri Vlachove vrásu. Zatiaľ čo vo fylitoch vidno metamorfnú foliáciu (dnes horizontálnu), ktorá je vlastne klivážou osovej roviny, v tvrdších horninách (pieskovcoch, kremencoch) túto deformáciu nevidno a tieto jedinú poukazujú na pôvodnú vrstevnosť.

Fig. 69. Rocks of the Vlachovo Formation of the Gelnica Group form a fold at their type locality near Vlachovo Village. Whereas the phyllites show metamorphic foliation (recently subhorizontal), which in fact represents a fold-plain cleavage, no such deformation is visible in harder rocks (sandstones, quartzites) and only these rocks indicate the original bedding.

29. Henckovce

GPS súradnice (coordinates): N 48°42.851', E 20°26.646'

Na ceste medzi Gemerskou Polomou a Henckovcami vystupujú tufové a tufitické porfýroidy gelnickej skupiny (súvrstvie Bystrého potoka – silúr). Na lokalite možno pozorovať postupné striedanie sa tufoporfýroidov s tufitickými porfýroidmi a jemnými tufovými bridlicami (Obr. 70).

Tufy a tufovité horniny sú zväčša svetlé. Pyroklastický materiál prevláda nad materiálom sedimentárneho pôvodu. Čiastočne sa zachovala aj pôvodná kryštaloklastická štruktúra. Horniny sú tvorené zreteľne ostrohrannými úlomkami minerálov (zriedkavo aj hornín), veľkosti 3-5 mm. Často sa skladajú z kremeňa, menej z ortoklasu, albit-oligoklasu, či zriedkavých šachovnicových prerastlíc albitu. Našli sa aj fragmenty pôvodných kremenných porfýrov. Spomenuté úlomky sú obklopené jemnozrnnou základnou hmotou, ktorá sa od úlomkov líši len zrnitosťou.

Tuff and tuffite porphyroids of the Gelnica Group (Bystrý potok Formation – Silurian) crop out on the road between Gemerská Poloma and Henckovce. A gradual alternation of tuffoporphyroids with tuffitic porphyroids and fine tuffaceous shales is visible at the locality (Fig. 70).

The tuffs and tuffaceous rocks are mostly of light colour. Pyroclastic material dominates over the material of sedimentary origin. The original crystalloclastic texture is partly preserved. The rocks are composed of distinctly angular fragments of minerals (rarely of rocks), 3-5 mm in size. They often consist of quartz, less of orthoclase, albite-oligoclase, and rare chess-board intergrowths of albite; moreover, fragments of original quartz porphyries were found, too. The mentioned fragments are embedded in fine-grained matrix, which differs from the fragments only in grain-size. The matrix may represent ori-

Matrix môže predstavovať pôvodnú popolovitú hmotu.

Tufity sú prevažne svetlosivé až sivé. Množstvo pyroklastického materiálu je menšie než materiálu sedimentárneho pôvodu. Väčšie ostrohranné úlomky sa skladajú z kremeňa, albitu, albit-oligoklasu, či ortoklasu pyroklastického pôvodu. Ich matrix je tvorená tmavými fylitmi, či tufovými fylitmi. Minerálne zloženie je podobné zloženiu tufov a tufových hornín. Epimetamorfóza spôsobila premenu tufogénnych hornín a tufov na tufoporfýroidy, ako aj tufitov na tufitické porfýroidy. Epizonálna metamorfóza v horninách na lokalite spôsobila vznik blastokryštaloklastickej štruktúry. Väčšie úlomky kremeňa sú silne undulózne, miestami so znakmi praskania na okrajoch. Základná hmota má orientovanú mikroepidoblastickú štruktúru. Blízko úlomkov sa vyskytujú lemy zo sericitu a kremeňa.

Fylity sú svetlé až tmavé. Obsahujú prímes vulkanického materiálu, ako naznačuje kremeň so znakmi magmatickej korózie a ostrohranné úlomky albitu. Hlavnou zložkou sú sericit a kremeň. Z akcesórií sú zastúpené zirkón, apatit a rutil. Fylity majú mikroepidoblastickú štruktúru.

Hlavný zdroj (main source): Hovorka et al. (1973).

ginal ashy mass.

The tuffites are predominantly of light-grey to grey colour. Pyroclastic material is less abundant than sedimentary material. Larger angular fragments consist of quartz, albite, albite-oligoclase or orthoclase of pyroclastic origin; the groundmass is formed by dark phyllites or tuffaceous phyllites. The mineral composition is similar to that of the tuffs and tuffogenic rocks. Epimetamorphism has caused a transformation of tuffogenic rocks and tuffs into tuffoporphyroids, as well as tuffites into tuffitic porphyroids. At the described locality epizonal metamorphism of the rocks has caused formation of blastocrystalloclastic texture. Larger fragments of quartz are highly undulatory, locally slight crushing may be observed at their rims. The groundmass is of oriented microepidoblastic texture; near fragments, fringes of sericite and quartz are visible.

Phyllites are light- and dark-coloured. They contain some volcanic material, as implied by quartz with signs of corrosion and angular fragments of albite. Sericite and quartz are their principal components. Accessory minerals are zircon, apatite and rutile. The phyllites are of microepidoblastic texture.



Obr. 70. Voľakedajšie porfýroidy a porfýroidové tufy gelnickej jednotky na lokalite Hencovce sú premenené na sericitické fylity (foto: Ľubomír Pečeňa).

Fig. 70. Earlier porphyroids and porphyroid tuffs of the Gelnica Group were metamorphosed to sericitic phyllites (photo: Ľubomír Pečeňa).

30. Silická Brezová

GPS súradnice (coordinates) : N 48°31.781', E 20°28.171' (začiatok umelo odkrytého profilu – beginning of artificial trench), N 48°31.953', E 20°28.169' (lomy - quarries)

Lokalita Silická Brezová predstavuje známy a jeden z najkompletnejších odkrytov halštatského vápenca na Slovensku. Tento výskyt predstavuje južný vývoj vrchného triasu silického príkrovu. Oblasť Silickej Brezovej sa nachádzala na južnom okraji silického sedimentačného priestoru. V podloží bol usadený pomerne plytkovodný waxenecký vápenec, ktorý bol pokračovaním wettersteinskej karbonátovej platformy. Pri hranici karnu a noriku začala prevládať panvová pelagická až hemipelagická sedimentácia vo forme halštatských vápencov. Tieto sa usadzovali na miernom svahu pravdepodobne uklonenom na juh do Meliatského oceánu, o čom svedčia časté náznaky resedimentácie, ako sú sklzové vrásky a intraformačné brekcie, ktoré narúšali inak pokojnú sedimentáciu.

V oblasti Silickej Brezovej sú najlepšie výskyt halštatského vápenca na Slovensku. Vápenec je odkrytý v niekoľkých opustených lomoch (Obr. 71-72) a najnovšie aj v novom vykopanom odkryve (Obr. 73-74), ktorý sa nachádza západne od "starých" lomov (Channell et al., 2003). Profil sa začína ladinským wettersteinským vápencom (mimo odkryvu), nad ktorým leží waxenecký vápenec (jul-tuval). Ide o svetlosivý masívny až vrstevnatý krinoidovo-brachiopódový vápenec. Brachiopódy z tohto vápenca študoval Balogh (1940), Bystrický (1964), Siblík (1977, 1986, 1990); našlo sa aj niekoľko zriedkavých karnských amonitov (Kollárová-Andrusovová, 1961, 1962). Zvyšok profilu zaberajú halštatské vápence. Aj keď sa spočiatku myslelo, že profil je súvislý (Mock, 1980), v skutočnosti je porušený synsedimentárnymi sklzovými poruchami (sklzoové vrásky a sklzoové brekcie – Obr. 75) a niekoľkými tektonickými poruchami. Zvlášť porušená je strednonorická časť. Z hľadiska litológie a mikrofaciálnej analýzy halštatské vápence z okolia Silickej Brezovej spracovali Mišík & Borza (1976) a neskôr aj Kronome (2009). V halštatských vápencoch možno nájsť makrofaunu v podobe lastúrníkov *Monotis salinaria* (Obr. 76), ako aj hrubých ostňov cidaridných ježoviek (Obr. 77). Z amonitov vidno len neurčiteľné prierezy. Vo vápencoch v lomoch sa vo vápencoch vyskytujú aj veľké červené rohovcové konkrécie (Obr. 78); vo vykopanom profile sa vyskytujú zriedka. Vykopaný profil je v súčasnosti jedným z kandidátov na stratotyp hranice karn/norik.

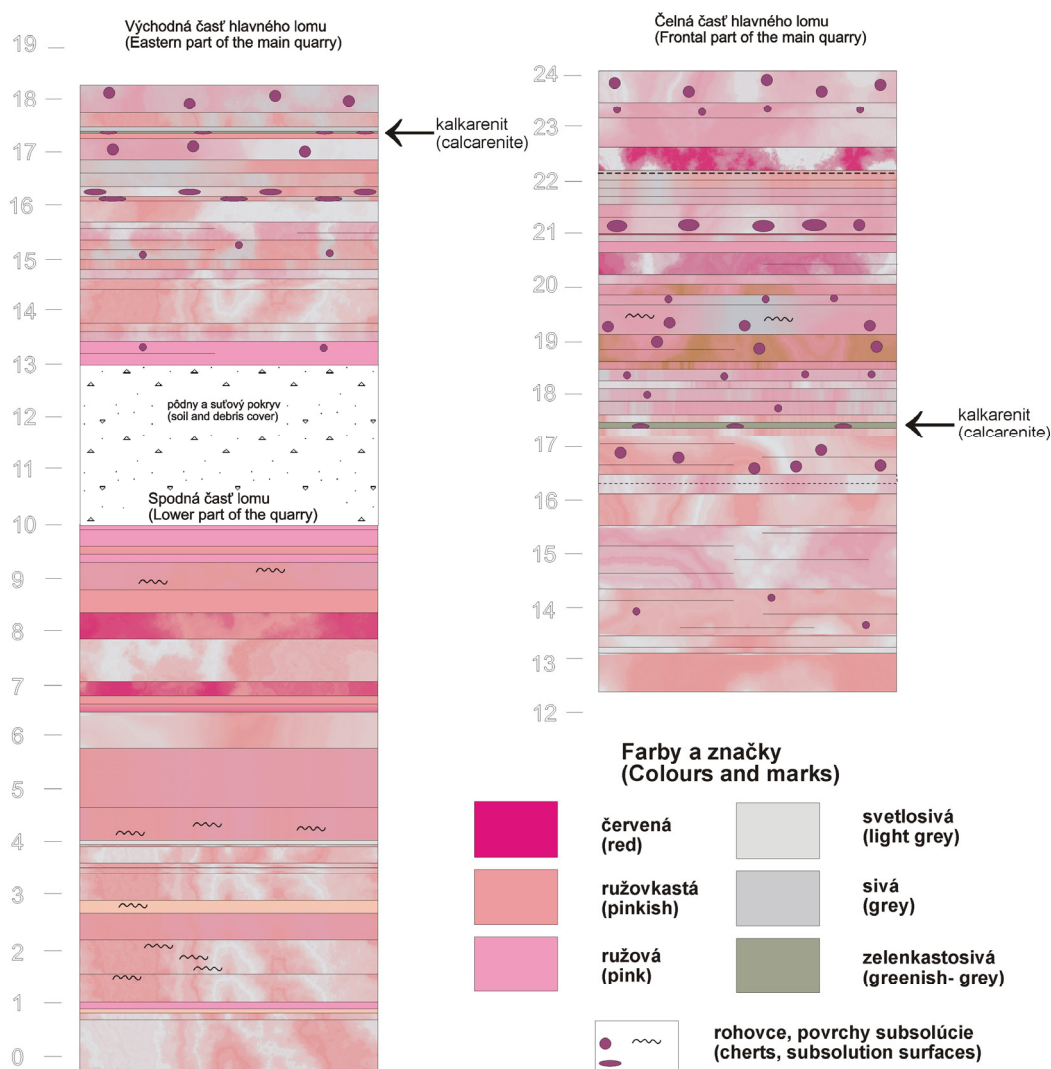
Silická Brezová locality represents a well known and most complete occurrence of the Hallstatt Limestone in Slovakia. This occurrence represents southern Upper Triassic facies development of the Silica Nappe. The area of Silická Brezová occurred at the southern margin of the Silicic sedimentary area. This part was floored by the relatively shallow-water Waxeneck Limestone which represented the continuation of the Wetterstein carbonate platform. At the Carnian/Norian boundary, however, a basinal pelagic to hemipelagic sedimentation prevailed, in form of Hallstatt Limestone. It represented deposits sedimented on a gentle slope, inclined probably southward to the Meliatic ocean. This is documented by frequent resedimentation features such as slump folds and intraformation breccias, which disturbed otherwise calm sedimentation.

The area of Silická Brezová involves the best occurrences of Hallstatt Limestone in Slovak territory. It is outcropped in several abandoned quarries (Fig. 71-72) and now in newly trenched section (Fig. 73-74) on a ridge situated west of the "old" quarries (Channell et al., 2003). The section begins in Ladinian Wetterstein Limestone (not trenched) which is overlain by Waxeneck Limestone (Julian-Tuvalian). It is light grey, massive to bedded crinoidal-brachiopod limestone. The brachiopods were treated by Balogh (1940), Bystrický (1964), Siblík (1977, 1986, 1990); some scarce Carnian ammonites were found as well (Kollárová-Andrusovová, 1961, 1962). The rest of the profile is represented by Hallstatt Limestone. Although originally considered to be continuous (Mock, 1980), the section is disrupted by synsedimentary slump structures (slump folds and slump breccias – Fig. 75) and by some tectonic discontinuities. Particularly poorly preserved is the Middle Norian part. From the lithological and microfacies point of view, the Hallstatt Limestones in the vicinity of Silická Brezová were treated by Mišík & Borza (1976) and later also Kronome (2009). In the Hallstatt Limestone, macrofauna of bivalves *Monotis salinaria* was found (Fig. 76), as well as thick spines of cidarid echinoids (Fig. 77). From ammonites, indeterminable cross-sections were found. In the quarries, large, red cherty nodules occur in the limestones (Fig. 78), but they are rare in the trenched section. The trenched section is now a candidate for the Carnian/Norian stratotype section.



Obr. 71. Stena hlavného lomu pri Silickej Brezovej. Vystupujú v ňom červené mikritické halštatské vápence s rohovcami. Vápence boli do nedávnej minulosti ťažené ako obkladový a dekoratívny kameň.

Fig. 71. Wall of the main quarry near Silická Brezová. The quarry exposes red, micritic Hallstatt Limestones with cherts. Not long time ago, the limestones were quarried as facing and decoration stone.



Obr. 72. Litologické profily rôznymi časťami lomu pri Silickej Brezovej. Základnou litológiou je mikritický hallštatský vápenc v rôznych farebných variantách.

Fig. 72. Lithological sections through various parts of the quarry near Silická Brezová. The main lithology is micritic Hallstatt Limestone with various colours.



Obr. 74. Magnetostratigrafický profil vykopaný neďaleko Silickej Brezovej je v súčasnosti jedným z kandidátov na stratotyp hranice karn/norik.

Fig. 74. Magnetostratigraphic section trenched near Silická Brezová is recently one of the candidates for the Carnian/Norian stratigraphic reference section.

Obr. 75. Sklzáva breccia v strede profilu (z metráži medzi 71 a 78 m – vid' litologický profil – Obr. 74). Sklzávé javy sú typické pre stredný norik a porušujú inak dobre zachovanú vrstevnatosť v profile.

Fig. 75. Slump breccia in the middle of the section (from the meter levels between 71 and 78 m – see the lithological section in Fig. 74). Slump phenomena are typical for Middle Norian and they disturb otherwise well-preserved bedding in the section.



Obr. 76. Lumachela s pelagickým lastúrnikom *Monotis salinaria* (profil – metráž 100-102 m).

Fig. 76. Coquina with pelagic bivalve *Monotis salinaria* (section –100-102 m levels).



Obr. 77. Hrubé ostne cidaritných ježoviek dobre zachované v hallštatskom vápenci (profil - metráž približne 102-105 m).

Fig. 77. Thick spines of cidarid echinoids well preserved in the Hallstatt Limestone (section -102-105 m levels).

Obr. 78. Gul'ovité červené rohovce v lome s hallštatskými vápencami pri Silickej Brezovej.

Fig. 78. Spherical red chert nodules in the quarry with Hallstatt Limestones near Silická Brezová.



31. Meliata

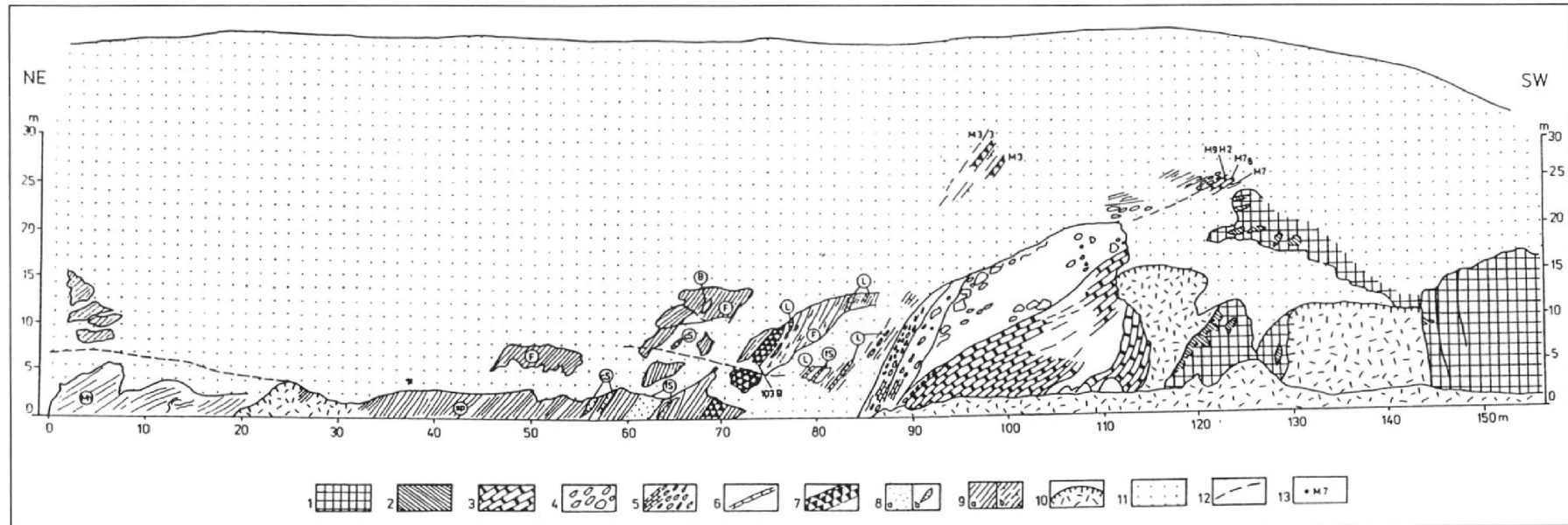
GPS súradnice (coordinates): N 48°31.029' E 20°19.455'

Typový profil meliatskej jednotky („meliatska séria“, ako ju vyčlenila Čekalová, 1954) sa nachádza severne od bývalého Meliatskeho mlyna, na ľavom brehu riečky Muráň (Obr. 79). Profil je prírodný odkryv dlhý asi 220 m a miestami vysoký 25 m.

Typový profil sa spomína v mnohých publikáciách. V prvých publikáciách Homolu (1951), Čekalovej (1954) a Bystrického (1959) neboli za súčasť meliatskej jednotky (tvorenej najmä bridlicami, sivými vápencami a červenými radiolaritmi) považované kryštalické vápence, u ktorých sa predpokladal karbónsky vek (v súčasnosti sú známe ako aniské). Od prvých nálezov konodontov na tejto lokalite (Kozur & Mock, 1973) a zistenia stredno až vrchnotriasového

The section in the former Meliata Unit type locality ("Meliata Series", named by Čekalová, 1954) is situated north of the Meliata mill, on the left bank of the Muráň river (Fig. 79). The section is about 220 m long and locally up to 25 m high natural outcrop.

The type section is mentioned in many publications. In the first papers of Homola (1951), Čekalová (1954) and Bystrický (1959) the presumed Carboniferous (now known as Anisian) white crystalline limestone was not considered to be a part of the section formed by shales, grey limestones and red radiolarite. Since the first conodonts were found at this locality (Kozur & Mock, 1973 a,b) and the Middle to Upper Triassic age of some members has been proven,



Obr. 79. Náčrt profilu odkrytého na ľavom brehu riečky Muráň neďaleko obce Meliata (typový profil meliatskej jednotky). Vysvetlivky: 1. svetlý metamorfovaný hončiansky vápenec (spodný anis), 2. červenastý žarnovský vápenec zväčša vystupujúci ako výplň puklín v podložnom vápenci (pelson), 3. červené a čiastočne zelené páskované radiolarity a silicifikované vápence s preplástami bridlic (ladin), 4. netriedená brekcia takmer bez základnej hmoty (olistostróma) zložená najmä z klastov vrchnotriasových vápencov, 5. brekcia (olistostróma) z budinovaných klastov sivého zrnitého vápenca vrchnonorického veku, 6. olistolity sivých (spodnojurských ?) vápencov (L), 7. polohy alebo olistolity sivých radiolaritov (vrchný kelovej-spodný oxford), 8. a. jemnozmné pieskovce (fS), b. šošovkovité polohy hrubozrných pieskovcov (cS), alebo brekcií (B), 9. zelenkastosivé bridlice (a), vápnité bridlice (b), miestami škvrnité (sp), fukoidové (F) siltovité, alebo piesčité bridlice, výskyt konkrécií s prímiesou mangánu (Mn), 10. svahové sedimenty, 11. pokryvné sedimenty, 12. cestička, 13. niektoré miesta odberu vzoriek. Podľa práce Mock et al. (1998).

Fig. 79. Sketch of the outcrop section on the left bank of the Muráň river near the Meliata Village (the Meliata Unit type profile). Explanations: 1. light-coloured metamorphosed Honce Limestone (Early Anisian), 2. reddish Žarnov Limestone - commonly occurring as fissure filling in the underlying limestones (Pelsonian), 3. red and partly green ribbon radiolarites and silicified limestones with intercalations of shales (Ladinian), 4. unsorted and nearly matrix-free breccia (olistostrome) composed mainly of Late Triassic limestone clasts, 5. breccia (olistostrome) composed of boudinaged clasts of grey grainy limestone of Late Norian age, 6. olistolites of grey (Early Jurassic ?) limestones (L), 7. intercalations and/or olistolites of grey radiolarites (Late Callovian - Early Oxfordian), 8. a. fine-grained sandstones (fS), b. lens-shaped layers of coarse-grained sandstones (cS) or breccias (B), 9. greenish-grey shales (a), calcareous shales (b), in some places spotty (sp), fucoid (F) silty and sandy shales, occurrence of concretions with manganese admixture (Mn), 10. slope debris, 11. cover deposits, 12. footpath, 13. some studied sample sites. After Mock et al. (1998).

veku niektorých členov sa lokalita spomína v niekoľkých publikáciách, ktoré však podstatne nezmenili názory z roku 1973 (Mock in Mello, 1975; Mock, 1980; Bystrický, 1981; Mello et al., 1983; Kozur & Mock, 1985). V roku 1992 bol profil znovu spracovaný v mierke 1: 100 a podrobený detailnému sedimentologicko-paleontologickému výskumu, ktorého výsledky publikovali Mock et al. (1998).

a.) Na báze profilu vystupujú svetlé kryštalické hončianske vápence (pravdepodobne metamorfované steinalmské vápence) spodného anisu. Vo vyššej časti vystupujú červené slienité polohy žarnovského súvrstvia. Ich množstvo narastá smerom dohora a objavujú sa červené vápence, ktoré vyplňajú neptunické dajky v hončianskych vápencoch. Žarnovské vápence miestami obsahujú neopracované klasty bielych kryštalických vápencov čo svedčí o rozrušení pôvodnej plytkomorskej karbonátovej platformy. Červené vápence sú tiež rekryštalizované, avšak v menšej miere než podložné svetlé mramory (pre svoje odlišné zloženie). Ich pôvodné štruktúry sa zachovali len zriedkavo. Predstavujú biomikrity (wackestony) s „vláknami“ – tenkoschránkovými lastúrnikmi a kalcifikovanými radioláriami. Napriek metamorfóze sa z nich podarilo vyextrahovať bohatú faunu pelsónskych konodontov. Pelsónsky vek sa potvrdil aj u niekoľkých vrstiev červeného mikritického vápenca v najvyššej časti bloku svetlého kryštalického vápenca (jeho spodnoaniský vek dokazujú pelsónske neptunické dajky a konodonty získané z podobných vápencov vo vrte Mel-1 - Gaál in Straka et al., 1984). Vo vrchnej časti odkryvu je pelsónsky vápenec zreteľne laminovaný. Laminácia tiež indikuje pôvodnú orientáciu pôvodných puklín, ktoré vápenec vyplňa. Niektoré z nich boli paralelné s vrstevnatosťou podložného svetlého vápenca.

b.) nad svetlými kryštalickými a červenými vápencami anisu nasledujú v profile rôznofarebné (prevažne červené) radiolarity (ladin – Obr. 80-81). Ich kontakt s podložnými vápencami je však zakrytý suťou a hlinou. Od roku 1973 sa predpokladalo, že ide o konkordantné uloženie, azda len s malým prerušením sedimentácie. Dôvodom k tejto domnienke bol podobný sklon vrstiev v oboch častiach profilu. Pod suťovým pokryvom medzi týmito časťami sa však podarilo odhaliť prítomnosť zelenkastých jurských bridlíc, čo naznačuje, že aniské vápence a nasledujúce ladinské kemité vápence a radiolarity sú len blokmi (azda olistolitmi) v jurskej matrix. a pôvodná predpokladaná kontinuita pro-

the locality was mentioned in several supporting publications. They did not, however, substantially change the view from 1973 (Mock in Mello, 1975; Mock, 1980; Bystrický, 1981; Mello et al., 1983; Kozur & Mock, 1985). In 1992, the type section was re-examined at a 1:100 of scale and thorough sedimentological and paleontological research was done. Its results were published by Mock et al. (1998).

a.) The base of the section begins with thick white crystalline Honce Limestone (most probably metamorphosed Steinalm Limestone) of the Lower Anisian. In the upper part, the red shaly intercalations of the Žarnov Fm. are present. Their quantity increases upward, where a red limestone appears, filling neptunian dykes in the Honce Limestone. Locally, the Žarnov Limestone contains angular clasts of the white crystalline limestone, documenting a disintegration of the former shallow-water carbonate platform. The red limestones are also recrystallized but less extensively than the underlying pale marbles (due to their different composition). The original structure was preserved in only rare cases. They represented biomicrotic wackestones with filaments and calcified radiolarians. Despite the metamorphism, they yielded a rich Pelsonian conodont fauna. The Pelsonian age was determined also for several layers of red micritic limestone in the uppermost part of the white crystalline limestone block (its Lower Anisian age was shown by the Pelsonian neptunian dykes and by conodonts obtained from similar limestone types in the Mel-1 borehole - Gaál in Straka et al., 1984). In the upper part of the outcrop, the Pelsonian limestone is distinctly laminated. The lamination indicates how were the fractures oriented during deposition. Some of them were parallel to the bedding of the underlying pale limestone.

b.) Above the white crystalline and red Anisian limestones, radiolarites of various colours (predominantly red) follow in the section (Ladinian – Fig. 80-81). Their contact with the underlying limestone is, however, covered by debris and soil. Since 1973, a conformable continuation was assumed, though with a small gap. The main reason of this opinion was the similar dipping of both parts of the section. Under the debris cover between these outcrops, however, greenish Jurassic shales were uncovered, which indicate that the Anisian limestones and following Ladinian siliceous limestones and radiolarites are just blocks (maybe olistolites) in the Jurassic matrix

filu bola narušená. Zavádzajúca podobnosť sklonov týchto blokov bola zrejme spôsobená ich prirodzenou orientáciou v olistostróme pozdĺž ich dlhších osí definovaných vrstevnatosťou. Je možné, že vrchná časť kryštalického vápenca je tiež tvorená niekoľkými blokmi oddelenými tenkými polohami jurských bridlíc. Nie je tiež vylúčené porušenie mladšími tektonickými pohybmi. V pestrých radiolaritoch prevládajú ružové a červené farby. Medzi nimi sa vyskytujú aj silicifikované hlbokovodné vápence, ktoré často obsahujú veľké hľuzy a polohy červených rohovcov. V najnižšej časti bola vykopaná veľmi krátka prieskumná štôľňa, nakoľko je táto časť tvorená tmavosivými radiolaritmi s povlakmi Fe oxidov. Na základe fauny radiolárií možno radiolarity zaradiť do ladinu (Kozur et al., 1996).

c.) Medzi pestrými radiolaritmi a nadložnou jednotkou je tenká poloha zelenkastého ílovca (0-7 cm). Nad ňou nasleduje olistostróma (6 m v najvyššej časti odkryvu) tvorená litoklastami sivých zrnitých a rohovcových vápencov (veľkosť 10-30 cm). Našiel sa aj ostrohranný blok červeného radiolaritu (veľkosť 20x10 cm). Olistostróma je veľmi stlačená, s minimálnym obsahom matrix, pripomínajúca hrubozrný hľuznatý vápenc. Vápencové klasty sú zvyčajne polozaoblené, zatiaľ čo klasty radiolaritov sú ostrohranné. V časti, ktorá má hľuznatý vzhľad sú klasty pravdepodobne tektonicky zaoblené. Z početných vzoriek sivých vápencov sa podarilo získať karnskú faunu konodontov, takže zdanlivo šlo o normálnu stratigrafickú sukcesiu nad ladinskými radiolaritmi. Táto relatívne tenká poloha s olistolitmi smerom nadol nabera na hrúbke až do 3 m pri úpätí profilu. Zrejme aj vyššie zmienený blok pestrých radiolaritov je len jedným z komponentov tejto olistostrómy.

d.) Vyššie, nad karbonátovou olistostrómou sa zvyšuje podiel vápnených bridlíc (10 m) a znižuje sa podiel vápencových olistolitov. V niektorých z nich sa našli karnické a norické konodonty (Kozur & Mock, 1973; Mock in Mello, 1975). Bridlice sú však jurského veku, nie vrchnotriasového (Kozur & Mock, 1973), alebo ladinského (Planderová in Mello et al., 1983) ako sa myslelo v minulosti. Bridlice sú tmavé a vápnité (Obr. 82), miestami s nesúvislými vrstvami (nie olistolitmi) sivých a modrosivých vápencov bez konodontov a bez akýchkoľvek stratigraficky významných fosílií. Tieto horniny, spolu s bridlicami sú pravdepodobne jurského veku.

e.) Sedimenty sivých vápnených bridlíc vo vrchnej časti profilu strieda hrubý komplex nevápnitých ílovcov, miestami s tenkými polo-

and the formerly presumed continuity of the section was unwarranted. The misleading similar dips of the blocks most probably resulted from their natural orientation in the olistostrome along their longer axes determined by the bedding planes. It is possible that the upper part of the white crystalline limestone also consists of several blocks separated by thin Jurassic shale interlayers. However, some tectonic disturbance by younger tectonic movements is not excluded. In the variegated radiolarites, pink and red colours predominate. Among them, silicified deep-water limestones also occur, frequently with big red chert nodules or layers. In the lowermost part a very short exploration gallery was excavated, since this portion consists of dark grey radiolarites with Fe oxide coatings. According to radiolarian fauna (Kozur et al., 1996) the radiolarites are Ladinian.

c.) Between the variegated radiolarites and the overlying units, a thin intercalation of greenish claystone occurs (0-7 cm). It is followed by an olistostrome layer (6 m in the upper part of the outcrop) composed of lithoclasts of grey, grained and cherty Carnian limestones (10-30 cm size), also an angular block of the red radiolarite (20x10 cm in size) was found. The olistostrome is locally strongly squeezed with a minimum content of matrix, resembling a coarse nodular limestone. As a rule, the limestone clasts are subangular, whereas the radiolarite clasts are angular. In the nodular-like portion, the clasts were probably tectonically rounded. Numerous grey limestone samples yielded Carnian conodont fauna, hence a normal stratigraphic succession over the Ladinian radiolarites was inferred. This relatively thin layer with olistolites thickens downwards, reaching over 3 m at the foot of the section. We infer that the aforementioned variegated radiolarite block is also a component of this olistostrome.

d.) Higher above the carbonate olistostrome, the content of dark calcareous shales increases (10 m) with decreasing quantity of the limestone olistolites. In some of them, Carnian and Norian conodonts were found (Kozur & Mock, 1973; Mock in Mello, 1975). The shales are, however, of Jurassic age, not Upper Triassic (Kozur & Mock, 1973) or Ladinian (Planderová in Mello et al., 1983) as was proposed in the past. They are dark and calcareous (Fig. 82), even with discontinuous layers (not olistolites) of grey and bluish-grey limestones, free of conodonts or any stratigraphically valuable fossils. These rocks, together with the shales, are inferred to belong alre-

hami sivých a zelenosivých radiolaritov, ktoré obsahujú strednojusko-spodnooxfordské radioláriuové asociácie. Najspodnejšia časť tohto súvrstvia je silne bioturovaná, čím hornina nadobúda vzhľad podobný liasovým škvritým vápencom. V ílovcoch vystupuje 130 cm hrubá poloha (nie olistolit) tenkovrstevnatých radiolaritov. Ich radioláriuová fauna indikuje stratigrafický rozsah stredný bat až spodný kelovej (jednotkové asociácie zón: U.A.Z. 6 - U.A.Z. 7 podľa najnovšej zonácie Baumgartnera et al., 1995). Najmladšia asociácia v oblasti obce Meliata sa našla v najvrchnejšej časti typového profilu (Kozur & Mock, 1985) a patrila vrchnému keloveju až spodnému oxfordu (Kozur et al., 1996). Tieto radiolarity v typovom profile pokrývajú sivozelenkasté až sivé, často zreteľne laminované bridlice s tenkými polohami pieskovcov až mikrokonglomerátov podobnej farby. Mikrokonglomeráty pravdepodobne predstavujú výplne kanálov. Toto súvrstvie možno ešte sledovať ďalších 70 m. V ílovcoch sa vyskytujú aj laminy s Fe-chloritom, ktoré sú zrejme späté s rovnovekou sopečnou aktivitou (pravdepodobne ide o slabo metamorfované preplástky tufitov). V bridliciach sa tiež našli ichnofosílie (*Helmintoides*) a jeden problematický odtlačok fosílie (pravdepodobne zle zachovaný amonit). Gradačné zvrstvenie v pieskovcoch a mikrokonglomerátoch naznačuje, že súvrstvie je v normálnej vrstvej pozícii. Celé súvrstvie je takmer bez CaCO₃ a má znaky hlbokovodnej sedimentácie pod CCD. V najvrchnejších častiach profilu sa v bridliciach vyskytujú polohy obohatené mangánom, kde Mn-oxidy tvoria konkrécie a preplástky.

Jurský komplex bridlic, aj keď prekrytý kvartérnymi sedimentami, pokračuje za a nad typovým profilom severne, až po vrch Hámor.

Hlavný zdroj (main source): Mock et al. (1998).

ady to the Jurassic.

e.) Deposition of the grey calcareous shales in the upper part of the section gives way to a huge complex of non-calcareous claystones, in places with thin layers of grey and greenish-grey radiolarites. They contain radiolarian assemblages of Middle Jurassic-Early Oxfordian age. The lower part of this formation is extensively bioturbated, which gives the rock appearance similar to the Lower Jurassic spotted limestones. In the claystones, a 130 cm thick layer (not olistolite) of thin-bedded grey radiolarite occurs. Radiolarian microfauna from radiolarites represent the stratigraphic range of Middle Bathonian - Early Callovian (Unitary Association Zone: U.A.Z. 6 - U.A.Z. 7 according to the latest biozonation of Baumgartner et al., 1995). The youngest assemblage of the Meliata village area was found in the uppermost part of the Meliata Unit type locality (Kozur & Mock, 1985) and was assigned to Late Callovian-Early Oxfordian (Kozur et al., 1996). These radiolarites in the type section are overlain by greyish-green to grey, often distinctly laminated shales with thin layers of sandstones to microconglomerates of similar colour. The latter probably represent shallow channel fillings. This formation can be traced a further 70 m. In the claystones, some Fe-chlorite laminae were found, likely related to synchronous volcanic activity (probably slightly metamorphosed tuffitic intercalations). Some trace fossils (*Helmintoides*) and a problematic fossil outprint (probably of a poorly preserved ammonoid) were also found in the shales. Graded-bedding in the sandstones and microconglomerates indicate that the formation lies in a normal position. The whole formation is nearly free of CaCO₃ and has signs of deep-water sedimentation below CCD. In the uppermost portions of the section shale layers with higher Mn concentrations (Mn-oxides forming nodules and interlayers) occur in several horizons.

The Jurassic shale complex, covered with Quaternary sediments, continues behind and above the type profile northward as far as the Hámor Hill.



Obr. 80. Pohľad na typovú lokalitu meliatskej jednotky – odkryv v ladinských radiolaritoch (približná metráž 100-110 m z profilu na obrázku č. 79).

Fig. 80. View on the Meliata Unit type locality – exposure of Ladinian radiolarites (approximately 100-110 m levels from the section in the Fig. 79).



Obr. 81. Detailný pohľad na červené, hematitom impregnované ladinské radiolarity.

Fig. 81. Detailed view on red, hematite-impregnated Ladinian radiolarites.



Obr. 82. Sivé strednojurské slienité a ílovité bridlice v pokračovaní profilu (približná metráž 60-70 m na obr. č. 79).

Fig. 82. Grey Middle Jurassic marly to clayey shales in continuation of the section (approximately 60-70 m levels in the Fig. 79.).

32. Bretka

GPS súradnice (coordinates): N 48°29.349', E 20°20.583'

Na lokalite pod zrúcaninou starého kostola v centre obce Bretka (Obr. 83) vidno odkryvy v transgresívnych zlepencoch, pieskovcoch a detritických piesčitých vápencoch vrchného egeru – bretčianske vrstvy (Vass, 2002). Predstavujú okrajovú litostratigrafickú jednotku lučeneckého súvrstvia. Nad nimi ležia piesčité sliene (šlíry) lučeneckého súvrstvia (Obr. 84). Sedimenty predstavujú výplň severného okraja Rimavskej kotliny, ktorá je súčasťou Juhoslovenskej (Salgotarjárskej) panvy. Podložie transgresívnych sedimentov predstavujú triasové vápence Slovenského krasu (silicika), ako aj ofiolitová melanž meliatskej jednotky (v záreze riečky Muráň pod miestnym kúpaliskom vidno bloky serpentinitov, tmavých bridlíc a radiolaritov meliatika). Z fauny boli v sedimentoch vrchného egeru nájdené lastúrniky *Chlamys martelli*, *Chlamys rotundata*, *Chlamys oblitaguensis*, *Chlamys decussata*, *Flabellipecten carryensis* a ustrice *Ostrea (Pycnodonta) callifera*, brachiopódy *Terebratula hoernesii* a fúzonožky *Balanus concavus*. Z foraminifer boli zistené *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* a *Miogypsina (Miogypsina) gunteri* (Vaňová, 1959).



Obr. 84. Pieskovce a drobnozrnné konglomeráty bretčianských vrstiev sú prekryté piesčitými sliňmi (šlíry) lučeneckého súvrstvia.

Fig. 84. Sandstones and fine-grained conglomerates of the Bretka Member are overlain by sandy marls (schliers) of the Lučenec Formation.

At the locality below ruins of an old church in the centre of the Bretka Village (Fig. 83), outcrops of Upper Egerian transgressive conglomerates, sandstones and detritic sandy limestones are visible. They represent the Bretka Member (Vass, 2002), which is a marginal lithostratigraphic unit of the Lučenec Formation. These are overlain by sandy marls (schliers) of the Lučenec Formation (Fig. 84). The sediments represent a filling of the northern margin of the Rimava Depression, which is a part of the South-Slovakian (Salgotarján) Basin. Basement of the transgressive sediments is represented by Triassic Silicic limestones of Slovak Karst, as well as by ophiolitic mélange of the Meliata Unit (in the alluvium of the Muráň River below the local open-air swimming pool, blocks of Meliatic serpentinites, dark shales and radiolarites are visible). From fauna, the Upper Egerian sediments contained bivalves *Chlamys martelli*, *Chlamys rotundata*, *Chlamys oblitaguensis*, *Chlamys decussata*, *Flabellipecten carryensis* and oysters *Ostrea (Pycnodonta) callifera*, brachiopods *Terebratula hoernesii* and cirripeds *Balanus concavus*. From foraminifers, *Lepidocyclina (Nephrolepidina) morgani* and *Miogypsina (Miogypsina) gunteri* were described (Vaňová, 1959).

Obr. 83. V centre obce Bretka pod zrúcaninou kostola vystupujú transgresívne bretčianske vrstvy egeru.

Fig. 83. In the centre of the Bretka Village, below ruins of a church there is an outcrop of the transgressive Egerian Bretka Member.



33. Nižný Skálnik

GPS súradnice (coordinates): N 48°27'23.07", E 19°58'49.90"

Lokalita sa nachádza asi 900 m východne od obce Nižný Skálnik, 400 m JJV od k. 378,7. V opustenom dvojetážovom odkryve vidno uloženie neogénneho vulkanosedimentárneho komplexu. Vulkanický komplex svojím vývinom reprezentuje externú zónu vulkanického aparátu mimo vlastného vulkanického kužeľa. Vulkanické centrum možno predpokladať v tzv. Veporskom stratovulkáne, ktorý sa nachádzal v širšom okolí Fabovej hole, kde boli zistené početné subvulkanické intruzívne telesá, dajky a neky. Väčšina interných zón vulkánu však bola odstránená eróziou. V distálnej zóne vulkánu sú pôvodné vulkanické vyvreté horniny a ich pyroklastiká prerábané a rozplavované vodnými tokmi, čiže štruktúry hornín už vykazujú znaky riečnojazernej sedimentácie, namiesto chaotického uloženia typického pre svahy vulkánu. Uvedený vulkanický komplex je priradovaný k druhej andezitovej fáze, považovanej za vrchnobádenskú až spodnosarmatskú.

V spodnej etáži lomu vystupujú polohy veľmi ľahko rozpadavých hnedozelenkastých tuffitických pieskovcov, ktoré sa striedajú s polohami svetlobéžových tenkovrstevnatých piesčitých ílovcov (Obr. 85). Hrúbka jednotlivých polôh kolíše v rozmedzí 0,1-0,9 m. Úklon vrstiev je 10° k VSV. Na vrstevných plochách piesčitých ílovcov sú zachované odlačky flóry. Vo vrchnej etáži lomu vystupujú sivé tufy vykazujúce šikmé zvrstvenie a iné znaky riečného transportu (Obr. 86). V ľavej časti vystupuje aj balvanovitá výplň koryta horskej rieky (Obr. 87).

V dolnej etáži, v tufoch uložených v pokojom jazernom prostredí sa nachádzajú časté zvyšky flóry (Obr. 88). Z tejto lokality (ako aj z neďalekej lokality Vyšný Skálnik) bola opísaná nasledovná flóra: *Equisetum parlatorii*, *Smylax* sp., *Poacites* sp., *Cercidiphyllum crenatum*, *Juglans accuminata*, *Cayra denticulata*, *Pterocarya castaneifolia*, *Alnus crebrinervis*, *Carpinus grandis*, *Carpinus kisseri*, *Betula prisca*, *Betula macrophylla*, *Fagus herthae*, *Castanea atavia*, *Ulmus longifolia*, *Zelkova zelkovaefolia*, *Zelkova praclonga*, *Platanus platanifolia*, *Salix tenera*, *Populus populina*, *Rosa* sp., *Robinia* sp., cf. *Diospyros brachysepala*, *Cedrela caucasica*, *Rhus pyrrhae*, *Vitis teutonica*, *Sapindus falcifolius*, *Comus* sp. Neboli nájdené žiadne ihličnany. Celková asociácia je porovnateľná s fosílnou flórou stredného a južného Slovenska, ako aj Maďarska a naznačuje sarmatský vek lo-

The locality is situated about 900 m east of the Nižný Skálnik Village, 400 m SSE from the 378.7 m elevation point. In an abandoned two-floor quarry, Neogene volcano-sedimentary complex deposits are visible. By its development, the volcanic complex represents an external zone of the volcano, outside the volcanic cone. The volcanic centre can be presumed in the so-called Vepor Stratovolcano, which was situated in a wider vicinity of Fabova hoľa Hill, where numerous subvolcanic intrusive bodies, dykes and necks were found. However, most of the internal zones of the volcano have been removed by erosion. In the distal zone of the volcano, the original effusive rocks and their pyroclastics are reworked and transported by water streams. Thus, the rock textures already display signs of fluvial-lacustrine deposition instead of chaotic deposition typical for slopes of volcano. The mentioned volcanic complex is attributed to the second andesitic phase, which is considered to be Upper Badenian-Lower Sarmatian.

In the lower floor of the quarry, layers of friable brownish-green tuffitic sandstones occur, alternating with pale-beige, thin-layered sandy claystones (Fig. 85). Thickness of the individual layers ranges between 0.1-0.9 m. Dip of the bedding is 10° towards ENE. On the bedding planes of the sandy claystones, outprints of floral remnants are preserved. In the upper floor of the quarry, grey tuffs are exposed, displaying cross-bedding and other signs of fluvial transport (Fig. 86). In the left part of the quarry, bouldery filling of a mountain-river channel is visible (Fig. 87).

In the lower floor of the quarry, in tuffs deposited in quiet, lacustrine environment, frequent plant remnants can be found (Fig. 88). At this locality (as well as at a nearby Vyšný Skálnik locality) following flora was described: *Equisetum parlatorii*, *Smylax* sp., *Poacites* sp., *Cercidiphyllum crenatum*, *Juglans accuminata*, *Cayra denticulata*, *Pterocarya castaneifolia*, *Alnus crebrinervis*, *Carpinus grandis*, *Carpinus kisseri*, *Betula prisca*, *Betula macrophylla*, *Fagus herthae*, *Castanea atavia*, *Ulmus longifolia*, *Zelkova zelkovaefolia*, *Zelkova praclonga*, *Platanus platanifolia*, *Salix tenera*, *Populus populina*, *Rosa* sp., *Robinia* sp., cf. *Diospyros brachysepala*, *Cedrela caucasica*, *Rhus pyrrhae*, *Vitis teutonica*, *Sapindus falcifolius*, *Comus* sp. No conifers were found. The entire assemblage is comparable with fossil flora of central and south-

kality.

ern Slovakia, as well as Hungary, and indicates the Sarmatian age of the locality.

Hlavný zdroj (main source): Sitár & Dianiška (1979).



Obr. 85. Pohľad na dve etáže opusteného lomu pri Nižnom Skálniku. V spodnej etáži vystupujú tenkovrstevnaté biele tufy uložené v jazernom prostredí. Tufy obsahujú časté zvyšky sarmatskej flóry.

Fig. 85. View on two floor of the quarry near Nižný Skálnik. In the lower floor, thin-bedded white tuffs are present, which were deposited in lacustrine environment. The tuffs contain frequent remnants of Sarmatian flora.



Fig. 86. V hornej etáži lomu vystupujú tufy vykazujúce šikmé zvrstvenie a iné znaky riečneho transportu. Ide o pyroklastiká z distálnej zóny Veporského stratovulkánu prepracované vodnými tokmi.

Fig. 86. In the upper floor of the quarry occur tuffs displaying cross-bedding and other features of fluvial transport. They represent pyroclastics from distal tone of the Vepor Stratovolcano reworked by water streams.



Obr. 87. Balvanovitá výplň koryta horskej rieky zarezaného v ľavej časti vrchnej etáže.

Fig. 87. Bouldery filling of a mountain-river channel cut in tuffs on the left side of the upper quarry floor.



Obr. 88. Odtlačky listov sarmatských krytosemenných rastlín prevládajú medzi fosílnymi nálezmi v dolnej etáži lomu.

Fig. 88. Sarmatian angiosperm plant outprints dominate among the fossil findings from the lower quarry floor.

34. Bulhary

GPS súradnice (coordinates): N 48°17.435', E 19°51.885'

Cerová vrchovina je oblasťou, kde sú sústredené mladé pliocénno-kvartérne vulkanity. Ide o alkalický bazaltový vulkanizmus viazaný na plášťový diapír, ktorý sa vyzdvihol pod panónskou panvou v záverečnom štádiu jej vývoja. Vulkanizmus bol efuzívny, v podobe lávových prúdov, alebo explozívny, vo forme maarov - diatrem a pod. Lávové prúdy, ktoré natiekli do paleodolín sú v súčasnosti pozitívne vyvetrané, tvoria horské chrbty (pekný príklad inverzie reliéfu) a dávajú Cerovej vrchovine jej typický vzhľad. Hlavnými horninami zastúpenými v Cerovej vrchovine sú olivinické alkalické bazalty, ktoré často obsahujú xenolity plášťových peridotitov (napr. na lokalite Mašková). Na lokalite Bulhary možno vidieť viaceré prejavy tohto neskorého bazaltového vulkanizmu.

V lome blízko obce Bulhary vidno intrúziu lakkolitového telesa bazaltu do výplne maaru. Výplň maaru (zvrstvené jemné až hrubozrnné palagonitové tufy) je silno rozčlenená a deformovaná. Na kontakte medzi intrúziou a palagonitovými tufmi je tenká zóna s peperitovými a hyaloklastitovými brekciami. Nadložný mladší komplex sa skladá z niekoľkých lávových prúdov, striedajúcich sa s palagonitovými tufmi a tufovými brekciami, čo naznačuje, že v tomto štádiu išlo o striedanie sa surseyských a strombolsko-havajských erupcií.

Vo vývoji maaru možno rozlíšiť nasledovné štádiá:

Cerová vrchovina Upland is a territory where young, Pliocene/Pleistocene volcanics are concentrated. The volcanism is of alkaline basaltic character, related to mantle-plume that rose up under the Pannonian Basin in the late stages of its development. The volcanism is either effusive, forming lava-flows, or explosive, forming maars, diatremes, etc. Lava flows that flew into paleovalleys are now often positively weathered out of the relief, form ridges (nice example of relief inversion) and it gives to the Cerová vrchovina Upland its typical appearance. The main rock present are olivine-rich alkaline basalts that often contain xenoliths of mantle peridotites (e.g. at Mašková locality). At Bulhary locality, manifestations of several phenomena related to this late basaltic volcanism are visible.

Intrusion of a laccolite-like basaltic body into maar filling is exposed within a quarry close to the Bulhary village. The maar filling (stratified fine- to coarse-grained palagonite tuffs) is strongly distorted and deformed. At contacts of the intrusion with palagonite tuffs there is a narrow zone with peperite and hyaloclastite breccias. Overlying younger complex consists of several lava flows alternating with palagonite tuffs and tuff-breccias, implying alternating Surtseyan and Strombolian/Hawaiian type eruptions at that stage.

The following stages can be distinguished in

1. Počiatočné štádium formovania maaru silnými freatomagmatickými erupciami vzniknutými vplyvom kontaktu magmy s vodou na báze podložného terciérneho sedimentárneho komplexu. V tomto štádiu výplň maaru predstavujú jemno až hrubozrnné palagonitové tufy s premenlivou prímiesou piesku a siltu.

2. Kontakt magmy s vodou v hĺbke ustal. Následný výstup veľkého množstva bazaltovej magmy do bázy výplne maaru vyústil do vytvorenia nepravidelného lakolitového intruzívneho telesa, ktoré sa silno vyklenulo a zdeformovalo predtým vytvorenú výplň maaru. Vodou nasýtené sedimenty maaru na kontakte s bazaltovou intrúziou spôsobili vytvorenie hyaloklastitových a peperitových brekcií.

3. Prenikajúca intrúzia bazaltového telesa miestami prenikla cez výplň maaru a dostala sa do priameho kontaktu s vodou maarového jazera, čím sa vytvorili hyaloklastitové brekcie, ktoré vykazujú známky varu a s nimi zviazané freatické palagonitové tufy (podobné sekundárnym freatickým kužeľom pozorovaným pri prieniku lávy do plytkovodného prostredia).

4. Pokračujúci prienik bazaltovej magmy do maaru, s pomerne plytkým a priestorovo ohraničeným jazerom vyústil v tomto štádiu do niekoľkých cyklov surtseyských a havajských typov erupcií, čo viedlo k vzniku sekvencie striedajúcich sa palagonitických tufov, brekcií a lávových prúdov.

5. Konečný zánik maarového jazera vďaka akumulácii sopečných produktov viedol k havajskému typu erupcií, ktoré vytvorili konečný pokryvný horizont popola a útržkov lávy.

Kálium-argónové datovanie bazaltovej intrúzie s inverznou magnetickou polaritou indikuje ranopleistocénny vek $1,60 \pm 0,15$ milióna rokov (izochrónny vek $1,47 \pm 0,31$ mil. rokov), čo zodpovedá chronu $C1_{r2r}$ ($1,07 - 1,77$ mil. rokov) Berggrenovej paleomagnetickej škály.

V doposiaľ činnom lome sa ťažia bazalty ako stavebný kameň. Bazalty majú miestami cibulovitú platňovú odlučnosť (Obr. 89). Najvýraznejšie vidno túto odlučnosť v čelnej stene lomu, kde je bazalt v kontakte so staršou výplňou maaru (Obr. 90). Táto odlučnosť sa využíva pri výrobe dlažobných kociek (Obr. 91). Bazalt býva väčšinou masívny, avšak pri povrchu lávových prúdov býva spenený až struskovitý (Obr. 92.). Dutiny v spenenej láve bývajú vyplnené zeolitmi, chalcedónom, či drúzami aragonitu (Obr. 93.).

the maar evolution:

1. The initial maar formation by strong phreatomagmatic eruptions related to a water/magma interaction at the base of the underlying Tertiary sedimentary complex. The maar filling of this stage is represented by fine- to coarse-grained palagonite tuffs with variable sand/silt admixture.

2. No more water/magma interaction at the depth. A subsequent upheaval of a large volume of basaltic magma to the base of the maar filling resulted in the emplacement of irregular laccolith-like intrusive body, strongly bulging up and deforming pre-existing maar filling. The water-saturated maar deposits caused formation of hyaloclastite and peperite breccias at contacts of the basalt intrusion.

3. The protruding basalt intrusive body in places pierced through maar filling and went into a direct contact with water in the maar lake, creating hyaloclastite breccias with the evidence of boiling and related phreatic palagonite tuffs (similar to secondary phreatic cones observed on the lava flows entering a shallow water environment).

4. A continuing supply of basalt magma into the maar, with a rather shallow and spatially limited lake at this stage resulted in several cycles of the Surtseyan and Hawaiian type eruptions giving rise to a sequence of alternating palagonite tuffs, breccias and lava flows

5. A final elimination of the maar lake due to accumulation of volcanic products resulted in the Hawaiian type eruptions giving rise to the capping horizon of cinder and spatter.

The K/Ar dating of basaltic intrusion with a reverse magnetic polarity shows Early Pleistocene age, equal to 1.60 ± 0.15 Ma (isochrone age 1.47 ± 0.31 Ma), which corresponds to the $C1_{r2r}$ chron (1.07 -1.77 Ma) of the Berggren's paleomagnetic scale.

In still active quarry, basalts are quarried as building stone. They have locally onion-like, platy disintegration (Fig. 89). The most expressive onion-like disintegration is visible in the main quarry wall, where the basalt is in contact with earlier maar filling (Fig. 90). This disintegration is utilized to make cobble-stone (Fig. 91). The basalt is mostly massive, but near the lava-flow surface it use to be foamy (Fig. 92) or scabby. Voids in the foamy lava use to be filled with zeolites, chalcedony, or aragonite druses (Fig. 93.).



Obr. 89. Čelná stena lomu v Bulharoch (stav z roku 2011) odkrývajúca čadičový lávový prúd, ktorý natiekol do doliny vyhlbenej v o niečo staršej tufovej výplni maaru. Charakteristická je cibulovitá platňová odlučnosť čadiča, ktorá je spôsobená rýchlym chladením prúdu od okraja smerom ku stredu.

Fig. 89. Frontal wall of the quarry near Bulhary Village (state from the year 2011) showing basaltic lava-flow that flew into a valley eroded in somewhat earlier maar-filling tuffs. Characteristic is onion-like platy disintegration of the basalt which was caused by rapid cooling of the lava-flow from the margins towards the centre.

Obr. 90. Kontakt bazaltu lávového prúdu so staršou tufovou výplňou maaru.

Fig. 90. Contact of the basalt lava-flow with older, tuff maar filling.



Obr. 91. Platňová odlučnosť čadiča sa využíva pri výrobe dlažobných kociek.

Fig. 91. Platy basalt disintegration is utilized for production of cobble stones.



Obr. 92. Spenená láva plná dutín z vrchnej časti lávového prúdu.

Fig. 92. Foamy lava full of voids from the upper part of the lava flow.

Obr. 93. Dutina v bazalte sekundárne vyplnená drúzou aragonítu.

Fig. 93. Void in basalt secondarily filled with drusy aragonite.



Hlavný zdroj (main source): Vozár et al. (2002).

35. Čakanovce

GPS súradnice (coordinates): N 48°12.734', E 19°48.464'

Lokalitu predstavuje opustená pieskovňa (chránená lokalita) na západnom okraji obce Čakanovce pri rómskej osade. V spodnej časti odkryvu vidno šikmo zvrstvené piesky oranžovej farby (Obr. 94-95). Predstavujú vrchnú časť plážových dún jaloveckých vrstiev (vrchný eger-spodný egenburg) ovplyvnených aluviálnymi procesmi. Telesá dobre vytriedených, miestami glaukonitických pieskov obsahujú železité konkrécie a diagenetické Liesegangovo prúžkovanie. Fosilne zvyšky sú zriedkavé; občas možno nájsť zuby žralokov (Obr. 96). Pôvodné sedimentárne textúry sú vytvorené sedimentáciou v prílivových pieskovcových valoch. Keďže zväzky šikmých vrstiev poukazujú na severný smer prúdenia, teda

The locality is represented by an abandoned sand-pit (protected site) at the western margin of the Čakanovce Village, near a gypsy settlement.

The lower part of the outcrop exhibits cross-stratified sand of orange colour. It represents the upper part of tidal dunes of the Jalovce Beds influenced by alluvial processes (Upper Egerian-Lower Eggenburgian). The well-sorted sand bodies (in places with glauconite) contain ferrous concretions, and diagenetic Liesegang's banding. Fossil remnants are rare; sometimes, shark teeth can be found (Fig. 96). The original features of deposition are given by the deposition in tidal sand bars. As the cross-bedding bundles indicate northward direction of the flows, i.e. towards the

smerom k pobrežiu, predpokladá sa, že išlo o prílivové prúdenie. Sedimentárne textúry sú veľmi podobné usadeninám riečneho pôvodu, avšak chýbajú im nahor sa zjemňujúce telesá a s nimi spojené jemnozrnné sedimenty. Výsledné sfarbenie sedimentu je dané povrchom pieskovej sukcesie, ktorý predstavoval povrch kontinentálnej erózie, čiže hranicu sedimentárnej sekvencie, ktorá bola postihnutá aluviálnymi procesmi.

Nadložná sedimentárna sekvencia (odkrytá v záreze cesty) odráža náhle prehĺbenie sedimentačného prostredia indikované fáciami otvoreného mora. Tie sú zastúpené sivými až žltkastosivými vápnitými ílmi a siltami (Obr. 97), ktoré sú prevrstvené distálnymi turbiditickými pieskami čakanovských vrstiev. Ide o časový a faciálny ekvivalent szécsénskeho šlíru v Maďarsku. Pelagické sedimenty obsahujú bohatú faunu foraminifer a mäkkýšov.

Vo vrchnej pieskovni vystupujú bezštruktúrne telesá pieskocov so zriedkavými zvyškami schránok plytkovodných lastúrníkov a chodbičkami kôrovcov - *Ophiomorpha*. Pobrežné piesky, ktoré vznikli gravitačným tokom naznačujú splytčovanie sedimentačnej oblasti pod vplyvom rastúcej delty. Nazývajú sa lipovianske piesky.

Po usadení čakanovských vrstiev sa v otnangu more úplne stiahlo z oblasti a územie sa zmenilo na široké prímorské nížiny, cez ktoré tiekli veľké rieky do neďalekého mora. Rieky unášali so sebou značné množstvo štrkov zo severne ležiaceho, mierne vyčnievajúceho Slovenského Rudohoria. Takéto štrky vystupujú v opustenej štrkovni pod sedlom. Nachádzajú sa v nich dobre opracované obliaky kremeňa, kremenca, granitu, bázických a metamorfovaných hornín, ktoré naznačujú dlhší transport. Štrky sú miestami imbrikované. Smer ukladania je v tomto prípade juhozápad, teda do vtedajšieho mora. V štrkovni je zachované koryto vtedajšej rieky, vyplnené štrkami, ktoré ležia na pieskoch (Obr. 98). V nadloží štrkov sú íly. Piesky sa usadili taktiež na širokých nivách riek, obvykle keď voda prerazila valy na okrajoch koryta a zaplavila celú nivu. V pieskoch sa vyskytujú aj prípady šikmého zvrstvenia; sklony týchto vrstiev smerujú na JZ.

Ďalej po poľnej ceste v blízkosti sedla sa v záreze cesty objavujú aj vrstvy fialových a zelenkastých ílov. Sú to pozostatky jazerných usadenín. Išlo o väčšie jazero, do ktorého boli splavené rastlinné zvyšky

Na západnom svahu kopca Kóvágó, v spodnej časti malého lomu vystupuje ryodacitový tuf. Nad ním ležia žltohnedé piesky, v spodnej časti s

shore, it is supposed that they represent marks of the tidal currents. The sedimentary structures are very similar to the deposits of fluvial origin, however there are missing fining-upward bodies, and associated fines. The final colour of the sediment results from the upper surface of the sand succession, which represented a subaerial erosional surface, i.e. depositional sequence boundary, being a subject of alluvial processes.

The superposed depositional sequence (outcropping in the road cut) reflects a rapid deepening of the sedimentary area, mirrored by the deposition of open-marine facies. It is represented by grey to yellowish-grey calcareous clay and silt (Fig. 97), intercalated by distal turbiditic fine-grained sand of the Čakanovce Beds - temporal and facies equivalent of the Szécsény Schlier Formation in Hungary. These offshore deposits are rich in foraminiferal and molluscan fauna.

In the upper sand quarry, structureless sand bodies occur with scarce remnants of shallow-water bivalve shells and *Ophiomorpha* burrows. This mass-flow originated shore face sand documents a shallowing of the depositional area beyond a deltaic inflow. It is called the Lipovany Sand.

After deposition of the Čakanovce Beds, the sea completely retreated from the area during Ottnangian and the territory has changed into wide, maritime plains, which were crossed by large rivers flowing to the nearby sea. The rivers carried considerable amount of gravels from northward situated, slightly elevated Slovak Ore Mountains. Such gravels occur in an abandoned gravel-pit below the saddleback. They contain well-rounded pebbles of quartz, quartzites, granites, basaltic and metamorphosed rocks which indicate a longer transport. The gravels are sometimes imbricated. Direction of deposition in this case is towards SW, i.e. to the contemporary sea. In the gravel-pit, a river channel is preserved, filled with gravels that overlie sands (Fig. 98) and are themselves overlain by clays. The sands also deposited in wide alluvial plains, usually when water broke through bars on the banks and flooded the whole plain. The sands also display some cases of cross-bedding, with bedding dipping southwestward.

Further along the field road, near the saddleback, beds of violetish to greenish clays appear in the roadcut. They are remnants of lacustrine sediments. They belonged to a greater lake, into which also plant remnants floated.

On the western side of the Kóvágó Hill, in lo-

60 cm hrubým slojom hnedého uhlia. Piesky patria do pôtorských vrstiev salgótarjárskeho súvrstvia (otnang). V tejto oblasti sa zachovali vďaka neďalekému bazaltovému pokryvu, ktorý ich v minulosti zachránil pred úplným eróznym odnosom. Z troch uhoľných slojov pôtorských vrstiev sa na tejto lokalite zachoval vrchný sloj (Obr. 99). Uhoľné sloje sa vytvorili v močaristom prostredí, v ktorom sa vďaka subtropickým klimatickým podmienkam nachádzala bujná vegetácia. Uhlie pri Čakanovciach vďaka prepáleniu bazaltom má vysokú kvalitu, ktorá sa rovná čiernemu uhliu. Uhoľný sloj v lome býva obvykle zakrytý sutinou, avšak na povrch vychádza aj ďalej v oblasti kutacích štôlní na západnom svahu kopca.

wer part of a small quarry, rhyodacitic tuff crops out. The tuff is overlain by yellowish-brown sands, with 60 cm thick brown-coal seam in their lower part. The sands belong to Pôtor Member of the Salgótarján Formation (Ottngian). They were preserved in this part due to nearby basalt cover, which preserved them from total erosion. From three coal seams, only the topmost one was preserved at this locality (Fig. 99). The coal seams formed in a swampy environment with rich subtropical vegetation. The coal near Čakanovce is of high quality (approaching to the black-coal quality), because of thermal maturation due to the basalts. The coal seam in the quarry use to be covered by debris but it outcrops also in prospecting galleries on the western slope of the hill.



Obr. 94. Plážové piesky vrchného egeru až spodného egenburgu (jalovecké vrstvy) na lokalite Čakanovce.

Fig. 94. Upper Egerian-Lower Eggenburgian beach sands (Jalovce Beds) at the Čakanovce site.

Obr. 95. Plážové piesky vo vrchnej časti obsahujú časté šikmé zvrstvenia s veľkým uhlom lamín, čo naznačuje, že ide o vetrom naviate pieskové duny z vrchnej časti pláže.

Fig. 95. Upper part of the beach sands displays high-angle cross-beddings indicating that they represent aeolian dunes deposited in the upper part of the beach.





Obr. 96. Zuby žralokov predstavujú zriedkavé fosílné nálezy z plážových pieskov.

Fig. 96. Shark teeth represent rare fossil findings from the beach sands.

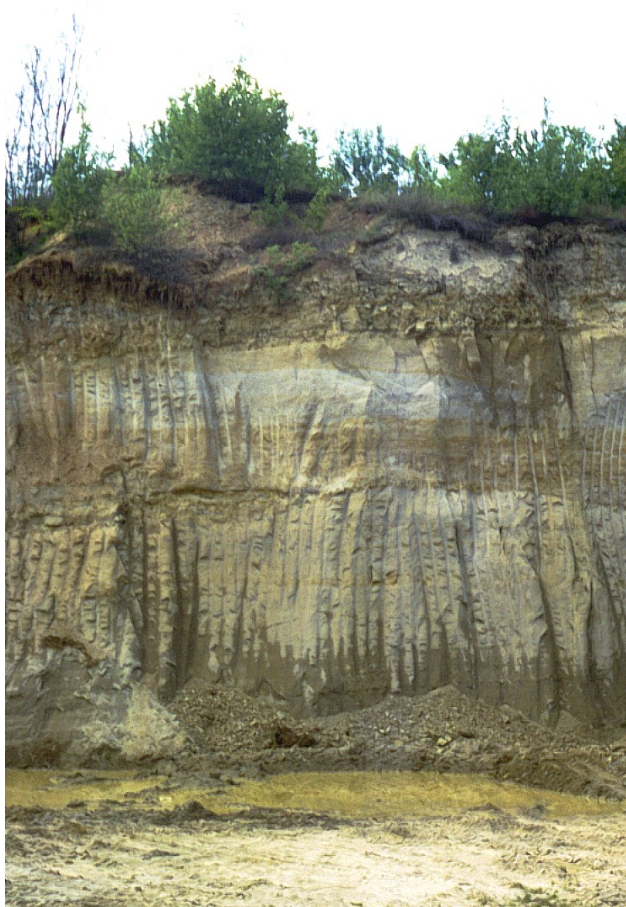
Obr. 97. V záreze cesty nad chráneným profilom vidno odkryvy šlírov, ktoré naznačujú prehĺbenie sedimentačného prostredia.

Fig. 97. In the roadcut above the protected section, schlier outcrops appear, indicating deepening of the sedimentary area.



Obr. 98. Vyššie po ceste v opustenej pieskovni vidno plážové piesky narezané štrkami riečného koryta. Ide o sedimenty uložené po ústupe mora z tejto oblasti v otnangu.

Fig. 98. Higher along the road, in an abandoned sand-pit, the beach sands are cut by river-channel gravels. They represent sediments deposited after the sea retreat from this area in Otnangian.



Obr. 99. Dva z troch zachovaných tenkých uhoľných slojí pôtorských vrstiev (otnang) na západnom svahu kopca Kóvágó.

Fig. 99. Two of three preserved thin coal seams of the Pôtor Beds (Otnangian) on the western slope of the Kóvágó Hill.

Zdroj (source): Vozár et al. (2002), Jeleň et al. (2009).

Pod'akovanie:

Moja vd'aka patrí recenzentom Doc. RNDr. Jozefovi Michalíkovi, DrSc. (SAV) a Doc. RNDr. Milanovi Sýkorovi, CSc. (UK), ako aj Doc. RNDr. Petrovi Ivanovi, CSc. (UK) za ich podnetné komentáre, ktoré pomohli vylepšiť text tejto učebnice. Chcem sa aj poďakovať za finančnú podporu z grantov APVV 0212-12 a VEGA 2/0195/12 a VEGA 1/0193/13.

Acknowledgements:

My thanks belong to the reviewers Doc. RNDr. Jozef Michalík, DrSc. (SAS) and Doc. RNDr. Milan Sýkora, CSc. (CU), as well as to Doc. RNDr. Peter Ivan, CSc. (CU) for their inspirational comments which helped to improve this textbook. I also wish to express my thanks for the financial support from the projects APVV 0212-12 a VEGA 2/0195/12 and VEGA 1/0193/13.

LITERATÚRA (REFERENCES)

- Aubrecht, R., Jablonský, J., Michalík, J., Mišík, M., Reháková, D., Soták, J. & Vašíček, Z., 1992: Lower Cretaceous deposits of the Central Western Carpathians. Cretaceous and Paleogene paleogeography and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian region, First Meeting, Bratislava, October 14-18, 1992, Field guide (manuscript), 1-65.
- Bajaník, Š., Vozárová, A. & Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. [Lithostratigraphic classification of the Rakovec group and Late Paleozoic in the Spiš-Gemer Ore Mountains.] *Geologické práce, Správy* (Bratislava), 75, 27-56.
- Balogh, K., 1940: Adatok Pelsöcardó környékének földtani ismeretéhez (Daten zum Geologischen Kenntnis den Umgebung von Pelsöcardó). *Tiszta* (Debrecén), 4, 149-200.
- Baumgartner, P.O., Bartolini, A., Carter, E., Conti, M., Cortese, G., Danelian, T., De Wever, P., Dumitrica, P., Dumitrica-Jud, R., Goričan, Š., Guex, J., Hull, D., Kito, N., Marcucci, M., Matsuoka, A., Murchey, B., O'Dogherty, L., Savary, J., Vishnevskaja, V., Widz, D. & Yao, A., 1995: Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys based on Unitary Associations. In: Baumgartner, P.O., O'Dogherty, L., Goričan, Š., Urquhart, E., Pillecuit, A. & De Wever, P.: Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoires de Géologie* (Lausanne), 23, 1-1143.
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. & Salaj J., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny a Čachtických Karpát. [Explanations to the geological map of Myjava Upland and Čachtické Karpaty Mts.] Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 1-181.
- Biely, A., Bystrický, J. & Mello, J., 1980: Problematika hronika a „gemerika“ v Malých Karpatoch a vo Viedenskej panve. [Problem of Hronic and “Gemic” in the Malé Karpaty Mts. and in the Vienna Basin.] In: Fusán, O. & Samuel, O. (eds.): Materiály z 23. celoštátnej vedeckej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. Konferencie-sympóziá-semináre, GÚDŠ, Bratislava, 17-45.
- Borza, K., Köhler, E. & Samuel O., 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. [New stratigraphic and tectonic data about the Skalica klippe.] *Geologické práce, Správy* (Bratislava), 72, 97-112.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. & Pevný J., 1975: Korytnica Limestones - a new litho-stratigraphic unit and its fauna. *Geologické práce, Správy* (Bratislava), 63, 21-53.

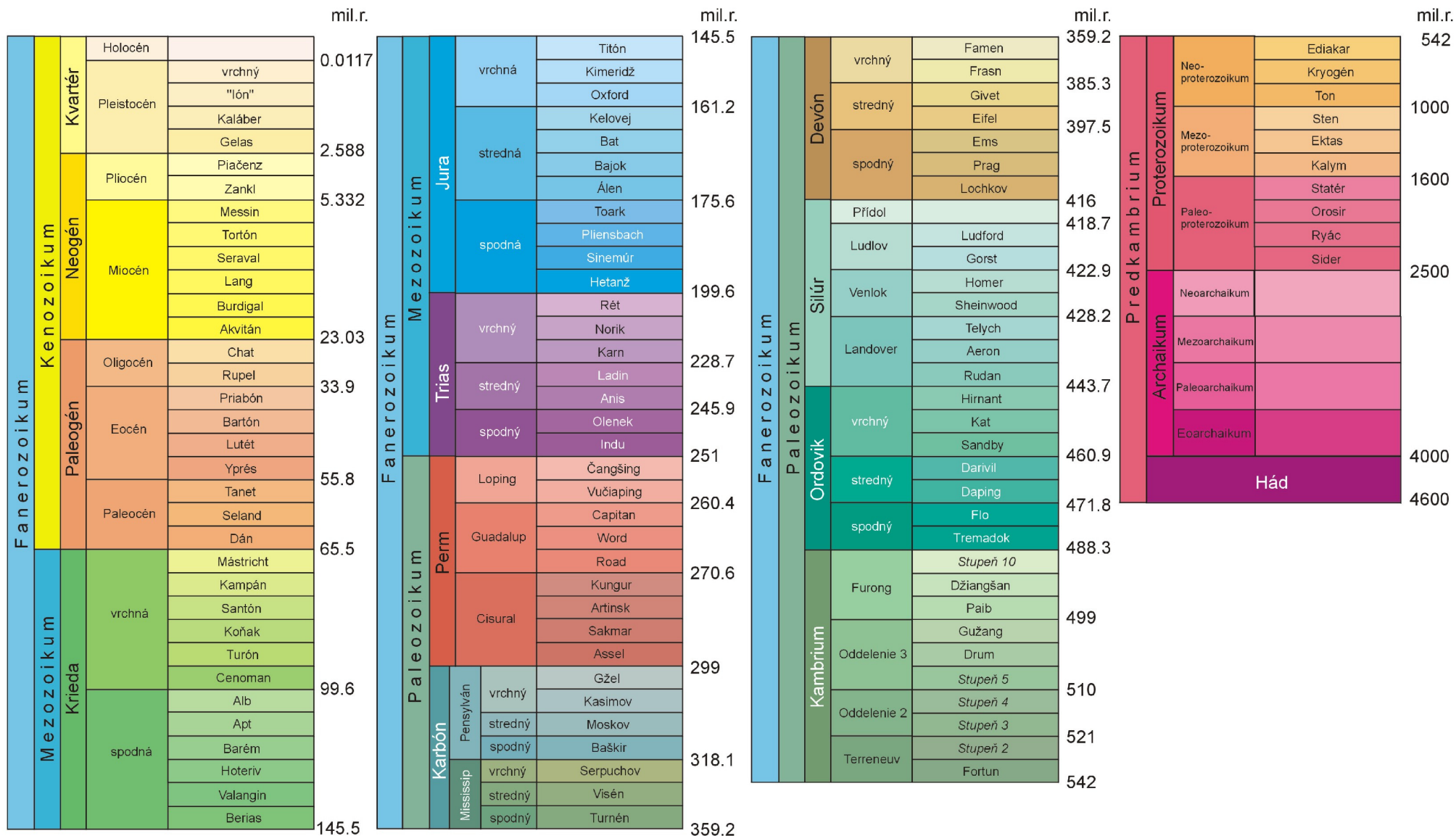
- Bystrický, J. 1959: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (O veku „meliatskej série“). [Contribution to the stratigraphy of Slovak Karst (On the age of “Meliata Series”)]. *Geologické práce, Správy* (Bratislava), 15, 19-25.
- Bystrický, J., 1964: Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovenský Kras. Vyd. ÚÚG (Bratislava), 1-204.
- Bystrický, J. 1981: O súčasnom stave stratigrafie „typového profilu meliatskej série“. [About the recent state of the “Meliata type section”]. *Mineralia Slovaca* (Košice), 13, 5, 457-463.
- Čekalová, V., 1954: Geologické pomery západnej časti juhoslovenského krasu. *Geologické práce, Zprávy* (Bratislava), 1, 48-49.
- Čičel, B., 1958: Príspevok k mineralógii bauxitov z okolia Mojtiny. [Contribution to mineralogy of the bauxites from the vicinity of Mojtin.] *Geologické práce, Zprávy* (Bratislava), 14, 40-55.
- Činčura, J., 1997: New bauxite occurrence in Slovakia. – northern part of the Malé Karpaty Mts., preliminary report. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. & Elečko, M. (Eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Internat. conf., Sept. 1997, Abstracts, Geol. Survey Slov. Rep., D. Štúr Publ., Bratislava, 10–11.
- Gašpariková, V., Žecová, K. & Kullmanová, A., 1992: Doplnky k stratigrafii karbonátových brekcií typu Kržľa v Malých Karpatoch. [Supplements to stratigraphy of the Kržľa-type carbonate breccias in the Malé Karpaty Mts.] *Geologické práce, Správy I* (Bratislava), 96, 59-61.
- Gaździcki, A., Kozur, H., Mock, R. & Trammer J., 1978: Triassic microfossils from the Korytnica Limestones at Liptovská Osada (Slovakia, ČSSR) and their stratigraphic significance. *Acta Palaeontologica Polonica* (Warszawa), 23, 3, 351-373.
- Gross, P. & Köhler, E., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. [Geology of the Liptov Basin]. Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 1-242.
- Gross P., Köhler E., Mello. J., Haško J., Halouzka R., Nagy A., Kováč M., Havrila M., Maglaj J., Salaj J., Franko O., Zakovič M., Pospíšil L., Bystrická H., Samuel O., Snopková P. & Filo I., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. [Geology of the southern and eastern Orava.] Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 1-319.
- Hlôška M., 1992: Geológia bradlového pásma v oblasti severne od Starej Turej. [Geology of the Pieniny Klippen Belt in the area north of Stara Tura.]. Diplomová práca - manuskript, Univerzita Komenského, Bratislava, 1-41.
- Homola, V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. [Stratigraphy and paleogeography of the Slovak Karst]. *Sborník ÚÚG* (Praha), 18, 153-200.
- Hovorka, D., Klinec, A., Konečný, V., Lexa, J., Snopko, L. et al., 1973: X Congress of Carpathian-Balkan Geological Association - Guide to excursion C. Core mountains and Veporide crystalline complexes. Paleozoic of Gemerides and neovolcanics of Central Slovakia (the West Carpathians). Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 1-70.
- Hovorka, D., Ivan, P., Spišiak, J., 1984: Nappe with amphibolite facies metamorphites in the inner Western Carpathians - its position, origin and interpretation. *Mineralia slov.* (Bratislava), 16, 73-86.
- Hovorka, D., Ivan, P., Spišiak, J., 1990: Lithology, petrology, metamorphism and tectonic position of the Klátov Group (Paleozoic of Gemeric Unit, inner Western Carpathians). *Acta geol. geogr. Univ. Com., Geologica* (Bratislava), 45, 55-69

- Channell, J.E.T., Kozur, H.W., Sievers, T., Mock, R., Aubrecht, R. & Sýkora, M., 2003: Carnian-Norian biomagnetostratigraphy at Silická Brezová (Slovakia): correlation to other Tethyan sections and to the Newark Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Amsterdam), 191, 65-109.
- Ivan, P. & Méres, Š., 2012: The Zlatník Group – Variscan ophiolites on the northern border of the Gemeric Superunit (Western Carpathians). *Mineralia Slovaca* (Košice), 44, 1, 39-56.
- Jablonský, E., 1971: Segmentierte Kalkschwämme - Sphinctozoa der Westkarpaten (von der Lokalität Liptovská Osada). *Geologický zborník - Geologica Carpathica* (Bratislava), 22, 2, 333-346.
- Jablonský, E. (1975): *Colospongia andrusovi* n.sp., eine neue Art von segmentierten Kalkschwämmen (Sphinctozoa) aus der Trias der Westkarpaten. *Geologický zborník - Geologica Carpathica* (Bratislava), 26, 2, 267-273.
- Jablonský, J., Mišík, M., Soták, J., Marschalko, R., Zágoršek K., Köhler, E., Gross, P. & Marko, F., 1994: Central West Carpathian Paleogene. Cretaceous and Paleogene paleogeography and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian region, Third Meeting, Bratislava, October 12-16, 1994, Field guide (manuscript), 1-41.
- Jeleň, S., Galvánek, J., Andráš, P., Bendík, A., Beláček, B., Bozalková, I., Gaál, L., Gajdoš, A., Háber, M., Konečný, V., Križáni, I., Luptáková, J., Mazúrek, J., Michal, P., Soták, J., Staňová, S., Šimo, V., Šurka, J. & Wetter, R., 2009: Náučno-poznávací sprievodca po geologických a geografických lokalitách stredného Slovenska. [Educational guide of the Central Slovakian geological and geographical localities]. QUICK PRINT, Martin, 1-320.
- Kollárová-Andrusovová, V., 1961: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska I. Všeobecná časť [Ammonoid cephalopods from the Triassic of Slovakia. General part.] *Geologický zborník* (Bratislava), 12, 2, 203-260.
- Kollárová-Andrusovová, V., 1962: Amonoidné hlavonožce z triasu Slovenska I. Systematická časť. [Ammonoid cephalopods from the Triassic of Slovakia. Systematic part.] *Geologický zborník* (Bratislava), 13, 1, 13-80.
- Kováč, M., Hók, J., Minár, J., Vojtko, R., Bielik, M., Pipík, R., Rakús, M., Kráľ, J., Šujan, M., Králiková, S., 2011: Neogene and Quaternary development of the Turiec Basin and landscape in its catchment: a tentative mass balance model. *Geologica Carpathica* (Bratislava), 62, 4, 361-379.
- Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. & Putiš, M., 1991: Malé Karpaty Mts. Geology of the Alpine-Carpathian junction. Excursion guide. Vyd. GÚDŠ, Bratislava, 1-82.
- Kozur, H. & Mock, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie der Slowakischen Karstes. *Geologický zborník* (Bratislava), 24, 2, 365-374.
- Kozur, H. & Mock, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. *Geologische und Paläontologische Mitteilungen* (Innsbruck), 13, 10, 223-238.
- Kozur, H., Mock, R. & Ožvoldová, L., 1996: New biostratigraphic results in the Meliaticum in its type area around Meliata village (Slovakia) and their tectonic and paleogeographic significance. *Geologische und Paläontologische Mitteilungen* (Innsbruck), 21, 89-121.
- Köhler, E., 1962: Veľké foraminifery v senóne Brezovského pohoria. *Geologický zborník* (Bratislava), 13, 91-128.

- Köhler, E., 1985: Postavenie paleogénu Bukovskej depresie a jej vzťah k ku pribradlovému vývoju. [Position of the Buková depression Paleogene and its relations to the per-klippen Paleogene.] Správa, manuskript, GÚDŠ, Bratislava.
- Kronome, K., 2009: Mikrofácie hallstattských vápencov pri Silickej Brezovej. [Microfacies of Hallstatt Limestones near Silická Brezová]. *Acta geologica Slovaca* (Bratislava), 1, 2, 125-139.
- Lowe, D.R., 1982: Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* (Tulsa), 52, 279-297.
- Mahel', M., 1967: 9. Rohatá skala – younger members of the Choč nappes. In: Mahel', M., Bystrický, J., Eliáš, M. & Kamenický, J. (eds.): Geology of the Inner West-Carpathians. International Geological Congress, XXIII Session, Prague 1968, Guide to excursion 5 AC, Czechoslovakia, 21-22.
- Marschalko, R., 1986: Evolution and geotectonic consequence of the Cretaceous flysch of the Pieniny Klippen Belt. Publ. Vyd. Veda, Bratislava, 1-137.
- Marschalko, R., Haško, J. & Samuel, O., 1979: Zászkalské brekcie a proces vzniku olistostrómov (bradlové pásmo na Dolnej Orave). [Zászkalie Breccias and genesis of olistostromes (Pieniny Klippen Belt in the Lower Orava territory)] *Geologické práce, Správy* (Bratislava), 73, 75-87.
- Marschalko, R. & Samuel, O., 1980: Kameňolom Uhry (albský flyš klapskej jednotky). [Uhry Quarry (Albian Flysch of the Klape Unit)]. In: Marschalko, R., Mišík, M., Samuel, O. & Kysela, J., 1980: Sprievodca po bradlovom pásme stredného Považia. Materiály z XXIII. celoštátnej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. GÚDŠ, Bratislava, 124-126.
- Marschalko, R., Kysela, J. & Samuel, O., 1980^a: Profil Brodno – Považský Chlmec – Žilina (vápence strednej kriedy, flyš – snežnické vrstvy a exotické zlepenice kysuckej série pieninskej jednotky). In: Marschalko, R., Mišík, M., Samuel, O. & Kysela, J., 1980: Sprievodca po bradlovom pásme stredného Považia. Materiály z XXIII. celoštátnej konferencie Slovenskej geologickej spoločnosti. GÚDŠ, Bratislava, 133-135.
- Mello, J., 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej hory. [Late Paleozoic and Mesozoic of Gemicum and adjacent areas]. *Mineralia Slovaca* (Košice), 7, 4, 29-63.
- Mello, J., Mock, R., Planderová, E. & Gaál, L., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. [New stratigraphic data about the Meliata Group]. *Geologické práce, Správy* (Bratislava), 79, 55-81.
- Michalík, J., 1984: Some remarks on the interpretation of geological development and structure of the northwestern part of Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geologický zborník - Geologica Carpathica* (Bratislava), 35, 4, 489-504.
- Michalík, J., 1997: Podbranč quarry. In: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, September 11-14, 1997, Programme & Excursion Guide, 22-25.
- Michalík, J. & Činčura, J.: Cretaceous shallow marine clastics and continental/freshwater deposits in the Western Carpathians. *Cretaceous Research* (Amsterdam), 13, 157-166.
- Michalík, J. & Vašíček, Z., 1984: To the early Mid Cretaceous West Carpathian development: the age and environmental position of the "Skalica Breccia". *Geologický zborník - Geologica Carpathica* (Bratislava), 35, 5, 559-581.

- Michalík, J., Masaryk, P., Lintnerová, O., Soták, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. & Buček S., 1993: Facies, paleogeography and diagenetic evolution of the Ladinian/Carnian Veterlín Reef Complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geologica Carpathica* (Bratislava), 44, 1, 17-34.
- Michalík, J., Mišík, M., Jablonský, J., Pivko, D., Reháková, D., Soták, J. & Sýkora, M., 1993^a: Upper Cretaceous deposits of the Palealpine accretionary belt of the Central Western Carpathians. Cretaceous and Paleogene paleogeography and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian region, Second Meeting, Bratislava, October 6-10, 1993, Field guide (manuscript), 1-79.
- Mišík, M. & Borza, V., 1976: Obere Trias bei Silická Brezová (Westkarpaten). *Acta geologica et geographica universitatis Comenianae* (Bratislava), 30, 5-49.
- Mišík, M. & Sýkora, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. [Pieniny exotic ridge reconstructed from pebbles of carbonate rocks of Cretaceous conglomerates of the Pieniny Klippen Belt and Manín Unit.] *Západné Karpaty, séria geológia* (Bratislava), 7, 7-111
- Mock, R., 1980: Triassic of the West Carpathians, Field Trip D. Sec. Eur. Conodont. Symp. Guidebook. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* (Wien), 35, 129-144.
- Mock, R., Sýkora, M., Aubrecht, R., Ožvoldová, L., Kronome, B., Reichwalder, P. & Jablonský, J., 1998: Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages, Slovakia. *Slovak Geological Magazine* (Bratislava), 4, 4, 223-260.
- Peržel, M., 1966: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. [New data about the Choč Nappe stratigraphy of the Malé Karpaty Mts.]. *Geologické práce, Zprávy* (Bratislava), 38, 87-98 (in Slovak).
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P. & Hiscott, R.N., 1986: Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews* (Amsterdam), 23, 2, 75-174.
- Plašienka, D., Kováč, M., Baráth, I., Marko, F., Mock, R., Aubrecht, R., Bezák, V., Maťo, L., Karoli, S. & Jurkovičová, H., 1994: The Carpathians of Slovakia. Excursion Guide for A.G.S.O. France (manuscript), 1-53.
- Rakús, M., 1995: Amonity liasu Západných Karpát - 2. časť; sinemúr. Čiastková záverečná správa úlohy 17-517-02, Regionálny geologický výskum Slovenska - V. etapa, 172/10 Biostratigrafia fanerozoika Západných Karpát. [Liassic ammonites of the Western Carpathians – 2nd part; Sinemurian. Partial final report of the project 17-517-02, Regional geological research of Slovakia . 5th stage, 172/10 Phanerozoic biostratigraphy of the Western Carpathians.]. *Archív ŠGÚDŠ*, Bratislava, 1-48.
- Reháková, D., 2000: Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. *Mineralia Slovaca* (Košice), 32, 79 – 88.
- Salaj, J., 1960: Predbežná správa k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. [Preliminary report on biostratigraphy of the Gosau Cretaceous and Paleogene of the Myjava Upland]. *Geologické práce, Zprávy* (Bratislava) 18, 119-130.
- Salaj, J. & Samuel, O., 1966: Foraminifera der westkarpaten-Kreide. Vyd. GÚDŠ, 1-292.

- Samuel, O., Salaj, J., & Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. [Lithostratigraphical classification of Upper Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks of the Myjavská pahorkatina] *Západné Karpaty, séria geológia* (Bratislava), 6, 81-111.
- Schlögl, J., Rakús, M., Mangold, Ch. & Elmi, S., 2004: Bajocian – Bathonian ammonite fauna of the Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia); its biostratigraphical and palaeobiogeographical significance. *Acta Geologica Polonica* (Warszawa), 55, 4, 339-359.
- Siblík, M., 1977: Rod *Gemerithyris* gen.n. (Brachiopoda) ze slovenského triasu [New brachiopod genus *Gemerithyris* gen.n. from the Slovak Triassic]. *Západné Karpaty, séria paleontológia* (Bratislava), 2-3, 203-220.
- Siblík, M., 1986: Carnian rhynchonellid brachiopods from the Slovak Karst area. *Západné Karpaty, séria paleontológia* (Bratislava), 11, 7-34.
- Siblík, M., 1990: New *Schwagerispira* (Brachiopoda) from the Carnian of the Slovak Karst (SE Slovakia). *Západné Karpaty, séria paleontológia* (Bratislava), 14, 103-108.
- Sitár, V. & Dianiška, I., 1979: Flóra v mladoterciérnych vulkanitoch od Vyšného a Nižného Skálnika [Flora in Late-Tertiary volcanic rocks at Vyšný and Nižný Skálnik]. *Západné Karpaty, séria paleontológia* (Bratislava), 4, 147-160.
- Starek, D. & Pivko, D., 2001: Sedimentologické profily v račianskej jednotke (flyšové pásmo na sever od Bytče). [Sedimentological sections in the Rača subunit (Flysch belt, Western Carpathians, north of Bytča town).] *Mineralia Slovaca* (Košice), 33, 2, 91-102.
- Straka, P., Hanzel, V., Hanáček, J., Reichwalder, P., Vážna, L., Planderová, E., Kátlovský, V. & Kantor J., 1984: Hlboký štruktúrny vrt MEL-1 (Meliata). [Deep structural borehole MEL-1 (Meliata)]. Správa, manuskript – ŠGÚDŠ (Bratislava).
- Vaňová, M., 1959: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepcov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. *Geologické práce, Zošit* (Bratislava), 51, 143-198.
- Vaňová, M., 1963: Grossforaminiferen von Sološnica. *Geologické práce, Zprávy* (Bratislava), 27, 131-141.
- Vass, D., 2002: Litostratigrafické jednotky Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. [Lithostratigraphic units of the Western Carpathians: Neogene and Buda Paleogene]. *GÚDŠ*, 1-252.
- Vlček, E., 1995: Kamenný mozek. [Stone brain.] *Vesmír* (Praha), 74, 11, 615-624.
- Vozár, J., Vojtko, R. & Sliva, Ľ. (Eds.), Aubrecht, R., Baráth, I., Bezák, V., Biely, A., Birkenmajer, K., Boorová, D., Broska, I., Buček, S., Dosztály, L., Elečko, M., Eliáš, M., Fendek, M., Frank, W., Gluch, A., Golonka, J., Havrila, M., Hók, J., Hovorka, D., Hraško, Ľ., Chowaniec, J., Ivanička, J., Janočko, J., Józsa, S., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Kováč, P., Kováč, M., Kovács, S., Kováčik, M., Kráľ, J., Krejčí, O., Krobicki, M., Lexa, J., Less, Gy., Liščák, P., Madarás, J., Marko, F., Martinec, P., Mello, J., Mišík, M., Mucha, I., Ondrejka, M., Oszczytko, N., Pelikán, P., Péró, Cs., Petřík, I., Plašienka, D., Polák, M., Poprawa, D., Porębski, S., Potfaj, M., Putiš, M., Rakús, M., Reichwalder, P., Schlögl, J., Soták, J., Spišiak, J., Švábenická, L., Teťák, F., Uher, P., Vass, D., Vozárová, A., Wagner, P., Witek, K. & Zuchiewicz, W., 2002: Guide to geological excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Association, Bratislava, Sept. 1st - 4th 2002. *ŠGÚDŠ*, Bratislava, 1-161.
- Walker, R.G. & Mutti, E., 1973: Turbidite facies and facies associations. In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds.): Turbidites and deep-water sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section Short course, 119-157.



mil. rokov	epocha	REGIONÁLNE STUPNE CENTRÁLNEJ PARATETYDY	REGIONÁLNE STUPNE MEDITERÁNEJ OBLASTI
5	PLIOCÉN	RUMAN	PIAČENZ
		DÁK	ZANKL
		PONT	MESSIN
10	vrchný	PANÓN	TORTÓN
		SARMAT	SERAVAL
		BÁDEN	LANG
15	stredný	KÁRPAT	BURDIGAL
		OTNANG	BURDIGAL
		EGENBURG	AKVITÁN
20	spodný	EGER	CHAT
		OLIGOCÉN	

Obr. 101. Korelácia neogénu medzi stratigrafickými škálami Centrálnaj Paratetydy a Mediteránej oblasti.

mil. years	series	REGIONAL STAGES OF THE CENTRAL PARATETHYS	REGIONAL STAGES OF THE MEDITERRANEAN AREA
5	PLIOCENE	ROMANIAN	PIACENZIAN
		DACIAN	ZANCLEAN
		PONTIAN	MESSINIAN
10	upper	PANNONIAN	TORTONIAN
		SARMATIAN	SERRAVALIAN
		BADENIAN	LANGHIAN
15	middle	KARPATIAN	BURDIGALIAN
		OTTNANGIAN	BURDIGALIAN
		EGGENBURGIAN	AQUITANIAN
20	lower	EGERIAN	CHATTIAN
		OLIGOCENE	

Fig. 101. Neogene correlation between the Central Paratethys and Mediterranean stratigraphic scales.



Roman Aubrecht je docentom geológie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Je špecialistom na stratigrafickú a historickú geológiu (najmä mezozoikum), geológiu Slovenska, sedimentárnu petrografiú a analýzu ťažkých minerálov. Vzhľadom na svoje pôsobenie v oblasti paleomagnetického výskumu je v súčasnosti na čiastkový úväzok zamestnaný aj na Geofyzikálnom ústave SAV.

Roman Aubrecht is an associated professor of geology at Faculty of Natural Sciences, Comenius University, Bratislava. He is a specialist in stratigraphic and historical geology (mainly Mesozoic), geology of Slovakia, sedimentary petrography and heavy mineral analysis. Due to his activities in paleomagnetic research, he is also partly employed at Geophysical Institute of SAS.

Text skrípt a ich anglický preklad neprešli redakčnými úpravami a ich publikovanie je na výlučnej zodpovednosti autora.

Text of the textbook and its English translation did not undergo editorial modification and their publication is solely upon the author's responsibility.