Sekcja Speleologiczna
Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika

MATERIAŁY 58. SYMPOZJUM SPELEOLOGICZNEGO

Redakcja: Wojciech Wróblewski, Michał Gradziński, Przemysław Sala

Piwniczna-Zdrój, 10–13.10.2024

ISBN: 978–83–962910–3–5

58. Sympozjum Speleologiczne
Piwniczna-Zdrój 10-13.10.2024

PATRONAT / PATRONAGE

Union Internationale de Spéléologie

ORGANIZATORZY SYMPOZJUM

Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków
Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie
Štátna ochrana prírody Slovenskej Republiky – Správa slovenských jaskýň
Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk w Krakowie
Stowarzyszenie Dziewięćsił

KOMITET ORGANIZACYJNY

Wojciech Wróblewski (ING UJ)
Pavel Bella (ŠOP SR – SSJ)
Michał Gradziński (ING UJ)
Przemysław Sala (ING UJ, WNOZIGP UMK)
Jan Urban (IOP PAN)
Wojciech J. Gubała (SD)

Projekt dofinansowany ze środków budżetu państwa, przyznanych przez Ministra Edukacji i Nauki w ramach Programu „Doskonała Nauka II" nr projektu KONF/SN/0343/2023/01

Doskonała Nauka

Wydała Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika

Kraków, 2024

SPIS TREŚCI

SESJE TERENOWE

Sesja terenowa A (czwartek, 10.10.2024): Dobszyńska Jaskinia Lodowa
P. Bella, M. Gradziński, M. Jelonek, J. Zelinka 7

Sesja terenowa B (sobota, 12.10.2024): Jaskinie i zjawiska krasowe w trawertynach północnej Słowacji
W. Wróblewski, J. Baryła, P. Bella, J. Czerwik-Marcinkowska, M. Czop, M. Drewnik, M. Duliński M. Gradziński, H. Hercman, J. Motyka, T. Mrozińska, J. Nęcki, P. Sala, J. Szczygieł 14

Sesja terenowa C (niedziela, 13.10.2024): Osuwisko w Dolinie Wielkiej Roztoki, Jaskinia Roztoczańska i Wieczna Dziura
W.J. Gubała 34

STRESZCZENIA WYSTĄPIEŃ

Sulfuric Acid Speleogenesis in the Plavecké Predhorie foothills, Malé Karpaty Mountains, Slovakia
P. Bella, P. Bosák, P. Mikysek, J. Littva, H. Hercman, J. Pawlak, Š. Kdýr, P. Pruner, M. Gradziński, W. Wróblewski 41

Różnorodność fauny skorupiaków (Crustacea) i pierścienic (Annelida) w studniach miejskich Krakowa
E. Dumnicka, J. Galas, T. Namiotko, A. Pociecha 43

Współczesne odsączeniowe żłobki krasowe na Wyżynie Krakowskiej: rozmieszczenie i geneza
A. Gądek 45

Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat Fliszowych (wrzesień 2023 – sierpień 2024)
P. Gądek 46

Rekonstrukcja paleośrodowiska na podstawie analizy pyłkowej lodu jaskiniowego – studium na przykładzie Dobszyńskiej Jaskini Lodowej (Słowacja)
M. Jelonek 47

Manganowe otoczaki z systemu jaskiniowego Hochschartehöhlesystem (masyw Hoher Göll, Austria) – geneza i pochodzenie
D. Kicińska, J. Michniewicz 48

Różnocieplność u nietoperzy - wpływ konwekcji
G. Kłys, E. Koenig P. 50

Fauna bezkręgowców wybranych jaskiń tatrzańskich – podsumowanie badań terenowych
J. Kocot-Zalewska 52

Climatic effect of environmental modifications in entrance area of Dobšinská Ice Cave (Slovak Paradise, Slovakia) – the latest results
M. Korzystka, T. Sawiński, J. Zelinka, J. Piasecki 53

Caves near the Hrboltová discovered during the construction of the highway D1 Hubová – Ivachnová (northern Slovakia)
J. Littva, P. Bella, P. Herich, D. Haviarová, L. Dušeková, A. Žilka, D. Reháková, E. Halásová 54

Analiza genetyczna form krasowo-antropogenicznych w sarmackich biokalkarenitach marginalnej strefy zapadliska przedkarpackigo (wschodnia część Niecki Nidziańskiej) z wykorzystaniem metod geofizycznych ERT, GPR oraz TLS
B. Pasierb, G. Gajek, J. Urban, W. Nawrocki 55

Czy mikromorfologia ziaren kwarcu może pomóc nam lepiej zrozumieć zlodowacenia plejstoceńskie? Wstępne wyniki analizy allochtonicznych osadów klastycznych w jaskiniach tatrzańskich
D. Siemek, J. Szczygieł, B. Woronko 58

Wstępne wyniki badań izotopowych w późnoholoceńskim nacieku z jaskini Gigant w górach Prokletije, Czarnogóra
J. Stienss, D. Kicińska, J. Pawlak, M. Gąsiorowski 60

Pozostałości łowców mamutów w jaskiniach środkowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej
M. Sudoł-Procyk, M. Krajcarz, M. T. Krajcarz 61

Jaskinia w kopule trawertynowej w Laskach po 50 latach ponownie staje się jaskinią wodną
A. Tyc 63

Jaskinie polskie jako siedlisko przyrodnicze 8310, chronione i monitorowane w skali europejskiej
J. Urban, K. Piksa 65

„Czyszczenie ciemności" – inicjatywy na rzecz ochrony jaskiń w Europie i świecie
J. Urban 69

Litologia czy tektonika? Hydrogeologiczne uwarunkowania krasowego odwodnienia masywu Kanin w Alpach Julijskich
F.G. Wrona, J. Dziewońska, A. Galicki, B.-P. Iedenac, A. Mleczko, D. Pietrzak, M. Pikłowski, D. Szypuła, D. Świąder, W. Zagórska, P. Sala 71

Syndepozycyjna hipogenna speleogeneza w trawertynach – nowe spojrzenie na tworzenie się budowli trawertynowych
W. Wróblewski, P. Bella, M. Gradziński, P. Sala 72

Udział Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika w obchodach Międzynarodowego Roku Jaskiń i Krasu 2021-2022
W. Wróblewski, J. Urban 73

PRZEWODNIK SESJI TERENOWYCH

SESJA TERENOWA A
DOBSZYŃSKA JASKINIA LODOWA

Pavel Bella[1], Michał Gradziński[2], Magdalena Jelonek[2], Ján Zelinka[1]

[1]*Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11,*
[2]*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków*

Ogólna charakterystyka

Pavel Bella, Michał Gradziński, Ján Zelinka

Dobszyńska Jaskinia Lodowa (słow. *Dobšinská ľadová jaskyňa*) jest położona w Słowackim Raju na terenie Parku Narodowego Słowacki Raj. Wejście jest usytuowane na stoku góry Duča na wysokości 969 m n.p.m. Jaskinia od 2000 r. jest wpisana na Listę Światowego Dziedzictwa Kulturowego i Przyrodniczego UNESCO (Tulis & Novotný, 2007). Jaskinia była odkryta w 1870 r., a została udostępniona dla ruchu turystycznego w 1871 r.

Długość jaskini wynosi 1491 m, a deniwelacja 112 m (Fig. 1). Jaskinię stanowi próżnia położona za obszernym otworem mająca objętości ok. 140 000 m^3. Lód wypełniający jaskinię, który w pewnych segmentach sięga jej stropu, dzieli próżnię na górne i dolne partie. Górne to sale – Veľká sieň i Malá sieň oraz Zrútený dóm sąsiadująca z zapadliskiem Duča. Spąg tych sal w znacznej części tworzy lód. Dolne partie są zdecydowanie mniej obszerne; znajdują się one między ścianą monolitu lodowego a skalną ścianą jaskini (Fig. 2–3). Pierwotnie poszczególne fragmenty tych partii były niezależne; zostały połączone poprzez tunele wydrążone w lodzie dla ułatwienia ruchu turystycznego. Z dolnymi partiami połączone są niewielkie niezalodzone części jaskini. Natomiast z partiami górnego piętra łączą się niezalodzone, rozległe sale – Kvapľová sieň i Biely dóm (Droppa, 1960; Jakál, 1971; Tulis & Novotný, 1989; Novotný & Tulis, 1996, 2002, 2005; Bella & Zelinka, 2018; Bella et al., 2020).

Dobszyńska Jaskinia Lodowa powstała w środkowotriasowych wapieniach typu Steinalm i Wetterstein płaszczowiny silickiej. Została uformowana wzdłuż szczelin i powierzchni międzyławicowych przez podziemny przepływ rzeki Hnilec. Jest częścią rozległego systemu Jaskini Strateńskiej (słow. Stratenská jaskyňa; ok. 23,6 km długości; Tulis & Novotný, 1989; Novotný & Tulis, 2005). Górne partie jaskini reprezentują szerokie, poziome korytarze z płaskimi stropami. Należą do największego, IV poziomu genetycznego Jaksini Strateńskiej (Tulis & Novotný, 1989; Novotný, 1993; Novotný & Tulis, 2005). Allochtoniczne fluwialne osady (piaski kwarcowe) były transportowane do jaskini z pobliskiej wschodniej części Niżnych Tatr przez powierzchniowe strumienie. Wiek pogrzebania tych osadów został określony na 3,02 ± 0,4 Ma dzięki zastosowaniu metody nuklidów kosmogenicznych ^{10}Be–^{26}Al (Bella et al., 2014). Dolne, niezalodzone części jaskini to nachylone korytarze noszące cechy modelowania w warunkach freatycznych. Część z nich została następnie połączona ze sobą na skutek obrywów stropów i ścian. Wąskie korytarze o stromym nachyleniu powstały w efekcie obniżania

bazy erozyjnej (Bella et al., 2020). Dobszyńska Jaskinia Lodowa i Jaskinia Strateńska zostały rozdzielone w plejstocenie na skutek rozległego kolapsu. Jego efektem jest też powstanie obszernego zapadliska Duča położonego na NE od dostępnych ciągów jaskini. Wewnątrz jaskini znajduje się rozległy monolit lodowy o maksymalnej miąższości 26,5 m. Objętość lodu była szacowana na ok. 110 100 m^3 (Tulis & Novotný, 1995; Novotný & Tulis, 1996; Bella & Zelinka, 2018). Przyrost lodu ma miejsce w górnych partiach jaskini, zasilanych wodą perkolacyjną. Woda tworzy nowe, poziome lub lekko nachylone warstwy lodu, a także okazałe stalagmity i kolumny lodowe. W dolnych częściach, na kontakcie ze skalnym dnem jaskini lód ulega powolnemu topnieniu. Podlega on też deformacjom plastycznym. W ostatnich latach zaznacza się wyraźna degradacja lodu (Bella, 2018; Bella & Zelinka, 2018). W jaskini występuje zjawisko sublimacji i resublimacji lodu, a także krystalizacji szadzi (ang. *hoarfrost*) zasilanej woda kondensacyjną.

W dolnych partiach jaskini można obserwować profile lodowe o miąższości kilkunastu metrów, gdzie widoczna jest budowa wewnętrzną monolitu lodowego. Naprzemianlegle występują warstwy przeźroczystego i mlecznego lodu. Widoczne są też horyzonty o zabarwieniu biało-brązowo-rudym. Jest to spowodowane obecnością w lodzie drobnych kryształów kriokalcytów, zwanych też kriogenicznymi węglanami jaskiniowymi (ang. *cryogenic cave carbonates*) powstających podczas zamarzania wody. W profilach lodowych widoczne są również powierzchnie termoerozyjne będące zapisem dawnej degradacji stropu monolitu lodowego.

Mikroklimat Dobszyńskiej Jaskini Lodowej jest typu statyczno-dynamicznego (Pflitsch et al., 2007). Postanie zapadliska Duča miało znaczący wpływ na dzisiejsze warunki mikroklimatyczne. Zapadlisko to jest połączone z jaskinią zagruzowanym ciągiem o długości kilkudziesięciu metrów. Wprawdzie ciąg ten jest niedostępny dla człowieka, ale umożliwia wymianę powietrza między jaskinią a powierzchnią. Dzięki temu zapadlisko odkrywa rolę górnego otworu jaskini, co umożliwia cyrkulację typu kominowego. W zimie zimne powietrze jest zasysane przez otwór, przepływa przez jaskinię wychładzając jej górne partie i migruje w górę do zapadliska Duča (Pflitsch et al., 2007; Strug, 2011; Korzystka et al., 2011; Sawiński, 2012). W lecie cyrkulacja przebiega w odwrotną stronę. Natomiast dolne partie jaskini mają mikroklimat statyczny; w zimie ciężkie zimne powietrze spływa tam od otworu. Stąd te partie przez cały rok charakteryzują się ujemnymi temperaturami.

Jaskinia jest ważnym hibernakulum nietoperzy. Odnotowano tam obecność 14 gatunków nietoperzy. Dominują zimnolubne gatunki *Myotis mystacinus* i *Myotis brandtii*, które hibernują w grupach liczących po kilkaset osobników (Višňovská et al., 2020). Ponadto w jaskini stwierdzono liczne bezkręgowce (skoczogonki, skorupiaki, roztocza, pająki i chrząszcze; Kováč et al., 2006; Papáč et al., 2020).

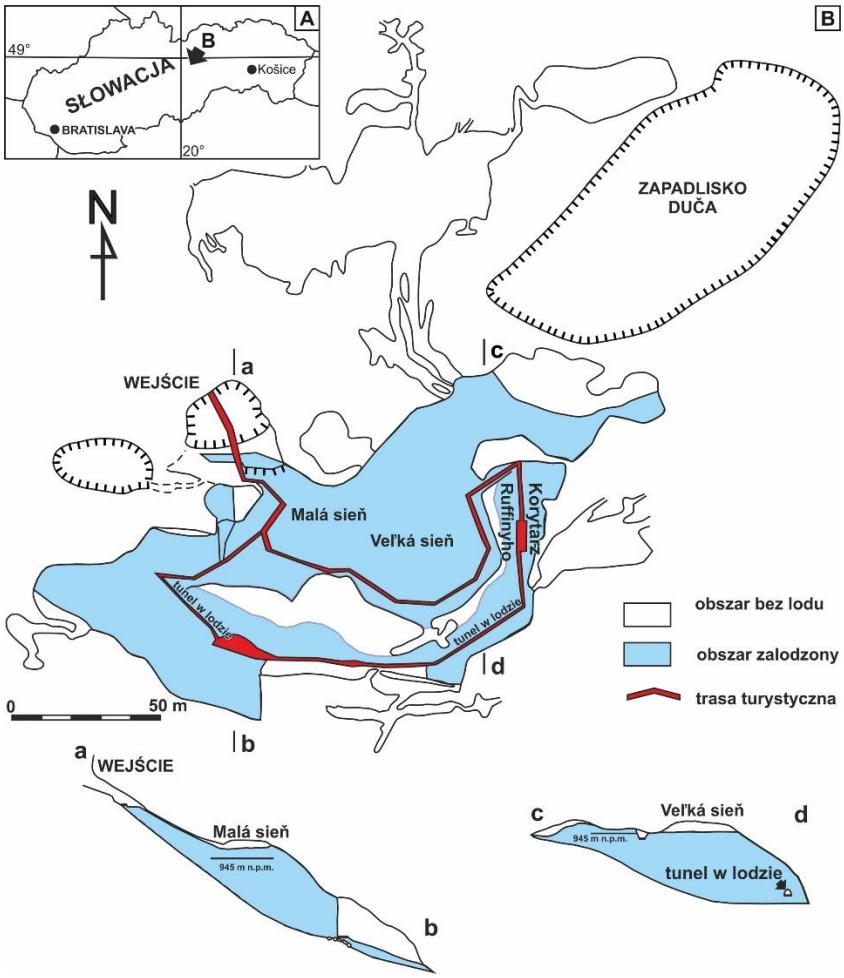


Fig. 1. Uproszczony plan Dobszyńskiej Jaskini Lodowej wg niepublikowanych danych Novotnego i Tulisa

Fig. 2. Nacieki lodowe w sali Veľká sieň

Wiek, dynamika i tempo przyrostu lodu

Pavel Bella, Michał Gradziński, Ján Zelinka

Wiek monolitu lodowego był szacowany różnorakimi metodami. Droppa (1960) biorąc pod uwagę: (i) miąższość monolitu, (ii) miąższość pojedynczych warstw, przy założeniu, że odpowiadają one rocznemu przyrostowi i (iii) miąższość rocznego przyrostu, w połowie XX w. estymował wiek najstarszych warstw lodu na 5000–7000 lat lub 4133 lat. Jako że wysokość wejścia do wykutej w lodzie komórki nazywanej Kaplnka (Kapliczka) zmniejszyła się z 1,8 m do 0,87 m w czasie 100 lat, Tulis i Novotný (2003) przyjęli, że topnienie stopy lodu jaskiniowego wynosi ok. 1 cm/rok i przyjęli wiek całkowitej wymiany lodu w jaskini na 2700–3000 lat. Datowania ^{14}C różnorodnych szczątków organicznych (szczątków nietoperzy lub koprolitów) rzuciły nowe światło na wiek lodu. Wykazały one, że najstarsze warstwy lodu mają różny wiek w różnych profilach – od ok. 1170–1260 do ok. 2040–2320/2590 lat (Clausen et al., 2007; Gradziński et al., 2016; Milovský et al., 2019, 2020; Perşoiu et al., 2022). Jest to najprawdopodobniej efektem nierównomiernego plastycznego pełznięcia lodu i różnego tempa jego degradacji w różnych częściach jaskini. Najszybszy ruch odbywa się w centralnej części monolitu lodowego, podczas gdy najwolniejszy ruch (prawie do stagnacji) na jego północnym krańcu w sali Zrútený dóm (Perşoiu et al., 2022). O powolnym ruchu podziemnej masy lodowej z górnej części jaskini w dół, zakładanym już przez Krennera (1874), świadczy inaczej zorientowana stratyfikacja lodu, deformacja i systematyczne przemieszczenie szlaku turystycznego, a także ścieranie lodu obserwowane w zagłębieniu subglacjalnym (Bella et al., 2020). Ruch lodu został zmierzony geodezyjnie w latach 1981–1990 (Lalkovič, 1995) i obliczony na podstawie przesunięcia ścieżki turystycznej. Maksymalne tempo poziomego ruchu lodu sięga 2–4 cm/rok (Tulis, 1997).

Ostatnio wykonane datowania szczątków organicznych potwierdzają, że lód w profilu odsłoniętym w ciągu zwanym Ruffíního Koridor wzrastał w zróżnicowanym tempie od ok. 680–870 AD (Jelonek, 2024). W czasie tak zwanych Ciemnych Wieków tempo wzrostu wynosiło 2,45 cm/rok, by spaść w czasie Średniowiecznego Optimum Klimatycznego do ok. 0,6 cm/rok. W następującej później Małej Epoce Lodowej ponownie było wyższe sięgając 2,83 cm/rok, by w czasach współczesnego ocieplenia antropogenicznego spaść do ok. 0,59 cm/rok (Jelonek, 2024).

Dystrybucja współczesnych pyłków w jaskini

Magdalena Jelonek

Współczesne ziarna pyłku dostają się do jaskini trzema drogami – transportowane przez powietrze, wodę prekolacyjną oraz przez człowieka i zwierzęta (Jelonek, 2024). Najważniejszym medium transportującym pyłek do wnętrza jaskini jest cyrkulacja powietrza. Woda perkolacyjna transportuje ziarna z powierzchni do wnętrza jaskini w mniejszym stopniu, choć transport ten w sezonie letnim jest relatywnie wydajny. Obecnie turystyka powoduje sezonowe wprowadzanie znaczącej ilości pyłku do wnętrza jaskini, lecz głównie do części położonych w sąsiedztwie trasy turystycznej. W większym stopniu

do jaskini są transportowane ziarna *Alnus, Corylus*, Poaceae, a w mniejszym *Urtica*, *Acer*, w porównaniu do spektrum obecnego w atmosferze.

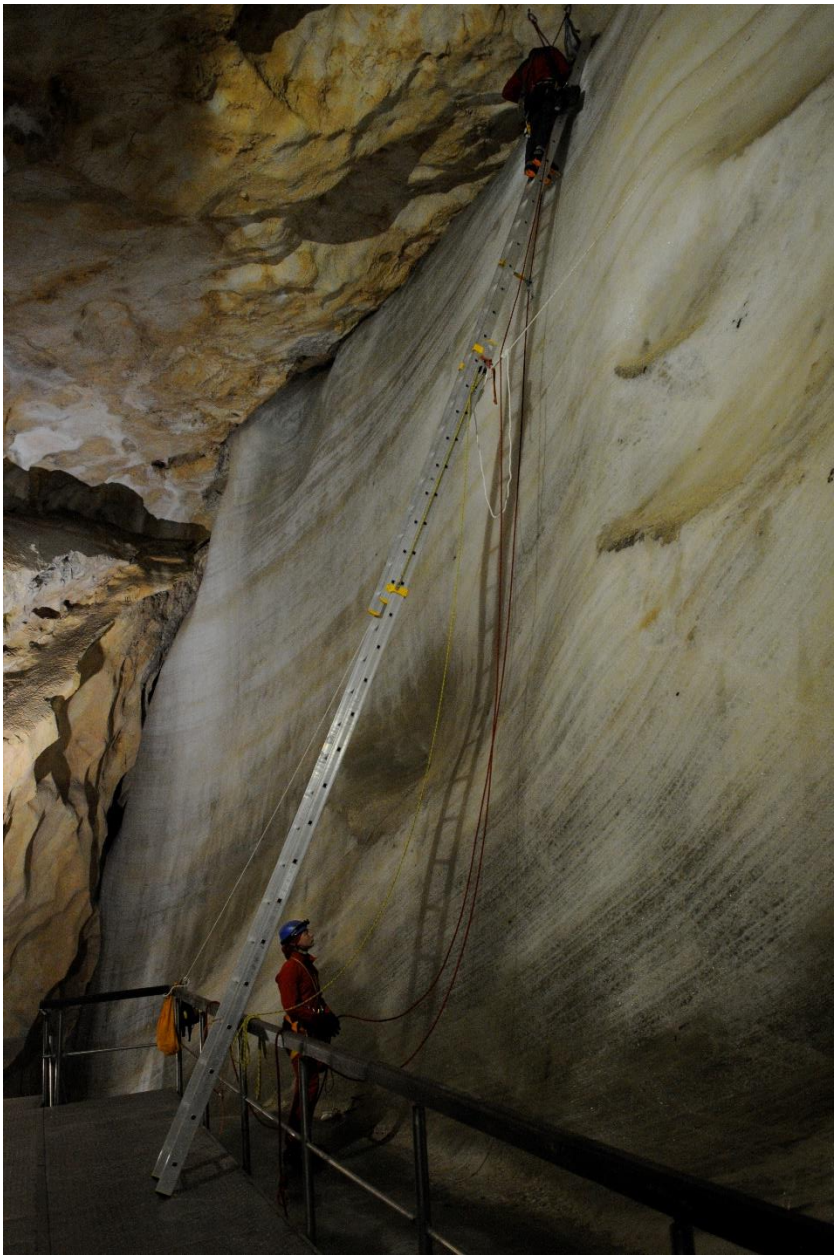


Fig. 3. Analizowany profil lodu z Korytarza Ruffínyho

Pyłki zachowane w lodzie jaskiniowym

Magdalena Jelonek

Wyniki analizy pyłkowej z badanego profilu (Ruffíního Koridor) dostarczyły wysokiej rozdzielczości danych dotyczących wegetacji na obszarze Słowackiego Raju w ciągu ostatnich ok. 1300 lat (Jelonek, 2024). Uzyskane dane pozwoliły na wnioskowanie o chłodnych i wilgotnych stuleciach przed 800 AD, relatywnie stabilnych, ocieplających się warunkach w okresie średniowiecznym (800–1400 AD) oraz ochłodzeniu podczas Małej Epoki Lodowej (1400–1850 AD). Zapis ten ukazuje również znaczący wpływ

człowieka na zmiany szaty roślinnej, głównie przez wskaźniki upraw gruntów, wypasania zwierząt czy wylesiania oraz reforestacji. W lodzie stwierdzono obecność ziaren pyłku *Vitis vinifera*, co wskazuje na uprawę winorośli na nieodległych terenach już w IX–X w.

Literatura

Bella, P., 2018. Ice surface morphology. In: Perşoiu, A. & Lauritzen, S.-E. (eds), *Ice Caves*. Elsevier, Amsterdam, pp. 69–96.

Bella, P., Braucher, R., Holec, J. & Veselský, M., 2014. Datovanie pochovania alochtónnych fluviálnych sedimentov v hornej časti Dobšinskej ľadovej jaskyne (IV. vývojová úroveň systému Stratenskej jaskyne) pomocou kozmogénnych nuklidov. *Slovenský Kras*, 52: 101–110.

Bella, P. & Zelinka, J., 2018. Ice caves in Slovakia. In: Perşoiu, A. & Lauritzen, S.-E. (eds), *Ice Caves*, Elsevier, Amsterdam, pp. 493–510.

Bella, P., Tulis, J., Zelinka, J., Papáč, V., Višňovská, Z. & Haviarová, D., 2020. Dobšiná Ice Cave (Slovakia, central Europe) and its unique underground glacier originated in the mid-mountain position of the moderate climate zone. *Aragonit,* 25: 4–16.

Clausen, H. B., Vrana, K., Hansen, S. B., Larsen, L. B., Baker, J., Siggaard-Andersen, M., Sjolte, J. & Lundholm, S. C., 2007. Continental ice body in Dobsina Ice Cave (Slovakia) – part. II. – Results of chemical and isotopic study. In: Zelinka, J. (ed.), *2nd International Workshop on Ice Caves. Proceedings*. Slovak Caves Administration, Liptovský Mikuláš, pp. 29–37.

Droppa, A., 1960. *Dobšinská ľadová jaskyňa*. Šport, Bratislava. 115 pp.

Gradziński, M., Hercman, H., Pereswiet-Soltan, A., Zelinka, J. & Jelonek, M., 2016. Radiocarbon dating of fossil bats from Dobsina Ice Cave (Slovakia) and potential palaeoclimatic implications. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 341–350.

Jakál, J., 1971. Morfológia a genéza Dobšinskej ľadovej jaskyne. *Slovenský Kras*, 9: 27–33.

Jelonek, M., 2024. *Rekonstrukcja paleośrodowiska na podstawie analizy pyłkowej lodu jaskiniowego – studium na przykładzie Dobszyńskiej Jaskini Lodowej (Słowacja)*. Niepublikowana praca doktorska. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków, 187 pp.

Kováč, L., Mock, A., Ľuptáčik, P., Višňovská, Z. & Fenda, P., 2006. Bezstavovce (Evertebrata) Dobšinskej ľadovej jaskyne (Slovenský raj). In: Bella, P. (ed.), *Výskum, Využívanie a ochrana jaskýň. 5. vedecká konferencia s medzinárodnou účasťou, Zborník referátov*. Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš, pp. 179–186.

Korzystka, M., Piasecki, J., Sawiński, T., & Zelinka, J., 2011. Climatic system of the Dobsinska Ice Cave. In: Bella, P. & Gazik, P. (eds), *6th Congres International Show Caves Association Proceedings. Slovak Cave Administration, Liptovsky Mikulas*, pp. 89–97.

Krenner, A. J., 1874. *A Dobsinai jégbarlang / Die Eishöhle von Dobsau*. Budapest, 37 pp.

Lalkovič, M., 1995. On the problems of the ice filling in the Dobšiná Ice Cave. *Acta Carsologica*, 24: 313–322.

Milovský, R., Li, H.-C., Orvošová, M., Šurka, J., Milovská, S., Očkaik, Ľ. & Herich, P., 2019. 2600-ročný záznam atmosférickej cirkulácie a klímy z Dobšinskej ľadovej jaskyne. In:

Jurkovič, Ľ., Slaninka, I. & Kordík, J. (eds), *Geochémia 2019. Zborník vedeckých príspevkov z konferencie, Bratislava 3–4.12.2019*. ŠGÚDŠ, Bratislava, pp. 137–138.

Milovský, R., Šurka, J., Orvošová, M., Li, H.-C., Herich, P., Očkaík, Ľ., Milovská, S. & Luhová, Ľ., 2020. 2 300 years of ice. *Aragonit*, 25: 49.

Novotný, L., 1993. Treťohorné jaskynné úrovne a zarovnané povrchy v Slovenskom raji. *Slovenský Kras* 31: 55–59.

Novotný, L. & Tulis, J., 1996. Výsledky najnovších výskumov v Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Slovenský Kras*, 34: 139–147.

Novotný, L. & Tulis, J., 2002. Nové poznatky o kvapľových častiach Dobšinskej ľadovej jaskyne. In: Bella, P. (ed.), *Výskum využívanie a ochrana jaskýň. Proceedings (3rd scientific conference, Stará Lesná 14–16.11.2001)*. Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš, pp. 36–49.

Novotný, L. & Tulis, J., 2005. *Kras Slovenského raja*. Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš – Slovenská speleologická spoločnosť – Knižné centrum, Žilina. 175 pp.

Papáč, V., Košel, V., Kováč, L., Luptacik, P., Mock, A., Parimuchova, A., Raschmanová, N. & Višňovská, Z., 2020. Invertebrates of Dobšiná Ice Cave and Stratená Cave System, Slovak Paradise, Slovakia, *Slovenský Kras*, 58: 69–96.

Perşoiu, A., Bella, P., Roll, M., Nováková, T., Navrátil, T., Rohovec, J., Žák, K. & Piotrowska, N., 2022. New radiocarbon data completing the spatial distribution of ice ages in the Dobšiná Ice Cave: implications for the ice movement. *Aragonit,* 27: 35.

Pflitsch, A., Piasecki, J., Sawiński, T., Strug, K. & Zelinka, J., 2007. Development and degradation of ice crystals sediment in Dobsinska Ice Cave (Slovakia). In: Zelinka, J. (ed.), *2nd International Workshop on Ice Caves. Proceedings*. Slovak Caves Administration, Liptovský Mikuláš, pp. 38–49.

Sawiński, T., 2012. *Dynamika ruchu powietrza w jaskiniach o różnych cechach środowiska*. Niepublikowana praca doktorska, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 217 pp.

Strug, K., 2011. *Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach o odmiennych cechach środowiska*. Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Wrocław, 163 pp.

Tulis, J., 1997. Pohyb ľadu v Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Aragonit*, 2: 6–7.

Tulis, J. & Novotný, L., 1989. *Jaskynný systém Stratenskej jaskyne*. Slovenská speleologická spoločnosť, Liptovský Mikuláš, 459 pp.

Tulis, J. & Novotný, L., 1995. Čiastková správa o morfometrických parametroch v zaľadnených častých Dobšinskej ľadovej jaskyne. In: Bella, P. (ed.), *Ochrana ľadových jaskýň. Procedings (Dobšinská Ľadová Jaskyňa 21–22.09.1995).* Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš, pp. 25–28.

Tulis, J. & Novotný, L., 2003. Zmeny zaľadnenia v Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Aragonit*, 8: 7–9.

Tulis, J. & Novotný, L., 2007. Dobšinská ľadová jaskyňa Ice Cave – 136 years from its discovery. In: Zelinka, J. (ed.), *2nd International Workshop on Ice Caves. Proceedings*. Slovak Caves Administration, Liptovský Mikuláš, pp. 8–14.

Višňovská, Z., Uhrin, M. & Hájková, A., 2020. The structure and long-term dynamics of bat assemblage hibernating in the Dobšiná Ice Cave. *Slovenský Kras*, 58: 39–67.

SESJA TERENOWA B
JASKINIE I ZJAWISKA KRASOWE W TRAWERTYNACH PÓŁNOCNEJ SŁOWACJI

Wojciech Wróblewski[1], Janusz Baryła[2], Pavel Bella[3], Joanna Czerwik-Marcinkowska[4], Mariusz Czop[5], Marek Drewnik[6], Marek Duliński[7], Michał Gradziński[1], Helena Hercman[8], Jacek Motyka[5], Teresa Mrozińska[4], Jarosław Nęcki[7], Przemysław Sala[1], Jacek Szczygieł[9]

[1]*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków*
[2]*STJ KW Kraków, ul. Pędzichów 11/10a, 31-154 Kraków*
[3]*Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptowski Mikulasz, Słowacja*
[4]*Wydział Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Instytut Biologii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce*
[5]*Akademia Górniczo–Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków*
[6]*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków*
[7]*Akademia Górniczo–Hutnicza, Wydział Fizyki i Informatyki Stosowanej, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków*
[8]*Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa*
[9]*Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*

WPROWADZENIE

Zarys budowy geologicznej

Michał Gradziński

Północna Słowacja to obszar masywów górskich i rozdzielających je śródgórskich kotlin. Z geologicznego punktu widzenia teren ten, będący fragmentem łańcucha karpackiego, należy do Karpat Centralnych. Masywy górskie zbudowane są głównie ze skał osadowych. Są one zbudowane w znacznej części ze skał mezozoicznych, a zwłaszcza środkowotriasowych skał węglanowych (Mahel' & Buday, 1968). Skały osadowe pokrywają starsze, krystaliczne podłoże, które stanowi rdzeń wielu masywów górskich. Wszystkie skały, o których mowa, zostały zdeformowane w późnej kredzie; zostały wówczas uformowane przesunięte na północ płaszczowiny. Było to efektem skrócenia skorupy ziemskiej wynikającego z konwergencji między Adrią-Afryką a Europą (Plašienka, 2008). Karpaty Centralne zostały poddane erozji i denudacji w okresie paleogenu i eocenu wczesnego. Następnie w wyniku subsydencji tektonicznej został uformowany paleogeński basen środkowokarpacki. Powstała tom sekwencja składająca się ze zlepieńców, wapieni i skał typu turbidytowego o miąższości do 3 km. Sekwencja ta nazywana jest paleogenem środkowokarpackim. W miocenie niektóre części regionu zaczęły się wypiętrzać; obecnie tworzą one masywy górskie złożone ze skał mezozoicznych i ich krystalicznego podłoża. Najwyższym z tych masywów są Tatry (Fig. 4).

Baseny śródgórskie są nadal wypełnione skałami paleogenu środkowokarpackiego, głównie bezwęglanowymi piaskowcami fliszowymi i mułowcami.

Pokrywają one te same skały mezozoiczne, które tworzą sąsiednie, wypiętrzone masywy górskie. Obecnie obszar ten doświadcza kompresji NW–SE i ekstensji NE–SW. Aktywność wulkaniczna utrzymywała się w Karpatach Wewnętrznych i Centralnych od miocenu (eggenburgu) do plejstocenu (Lexa & Konečný, 1998).

Rozwój współczesnej rzeźby Karpat Centralnych rozpoczął się w miocenie i był związany z aktywnością tektoniczną regionu. Ukształtowała się sieć powierzchniowego drenażu fluwialnego i podziemne systemy drenażu krasowego. Jednocześnie zaczęły funkcjonować źródła zlokalizowane wzdłuż uskoków zasilane wodą głębokiego krążenia, która migrowała w górę z osadowych skał podłoża przez nieprzepuszczalne i nierozpuszczalne skały paleogenu środkowokarpackiego. Obszary zasilania znajdowały się na wyniesionych masywach, podczas gdy źródła zlokalizowane były w kotlinach śródgórskich.

Fig. 4. Lokalizacja budowli trawertynowych na tle mapy geologicznej wg. Vozár & Káčer (1996)

Trawertyny północnej Słowacji

Michał Gradziński, Wojciech Wróblewski

Trawertyny – zarówno aktywne jak i nieaktywne – powszechnie występują w północnej Słowacji (Kovanda, 1971; Demovič et al., 1973; Gradziński et al., 2008; Pivko,

2021; Pivko & Vojtko, 2021; Vieira et al., 2023). Są one zlokalizowane w pobliżu źródeł zasilanych wodami głębokiego krążenia, przesyconymi CO_2 pochodzącego ze skorupy lub nawet górnego płaszcza (Hynie, 1963; Cornides & Kecskés, 1982; Leśniak, 1998; Povinec et al., 2010; Wróblewski et al., 2024). Trawertyny wykazują znaczne facjalne zróżnicowanie; od facji typowych dla trawertynów *sensu stricto* do tych powszechnych w martwicach wapiennych. Pomimo tego wszystkie są genetycznie związane z wodą głębokiej cyrkulacji, czasem jedynie zmieszaną z komponentą płytkiej cyrkulacji.

Najmłodsze trawertyny tworzą spektakularne formy morfologiczne, takie jak kratery (niektóre całkowicie wysuszone, niektóre nadal wypełnione wodą) i kaskady utworzone na nachylonych zboczach i pokryte mikrogroblami i tarasowato rozmieszonymi miseczkami (np. Sivá brada – punkt B.1). Tempo wzrostu współczesnych trawertynów sięga kilku centymetrów rocznie i zdecydowanie przewyższa tempo wzrostu martwic wapiennych w tym samym obszarze (Gradziński, 2010).

Wzrost trawertynów jest regulowany przez chemizm roztworu zasilającego i tempo odgazowywania CO_2, które decydują o efektywnym wytrącaniu węglanu wapnia (Pentecost, 2005; Pedley, 2009; Capezzuoli et al., 2014). Wysoko zmineralizowane wody utrudniają wzrost wielu mikroorganizmów i roślin. Tak więc (mikro)organizmy wydają się odgrywać podrzędną rolę w tworzeniu wielu trawertynów (zob. Shiraishi et al., 2022 i literatura tam cytowana). Jednak w niektórych przypadkach udział mikroorganizmów i glonów jest ważny, a nawet kluczowy, zwłaszcza tam, gdzie głęboko krążąca i silnie zmineralizowana woda miesza się z wodą o płytkiej cyrkulacji (Gradziński, 2010). Takie środowiska są gęsto zasiedlone przez sinice, glony, wątrobowce, mchy, a także rośliny wyższe. Niektóre z nich, zwłaszcza te należące do sinic i glonów, mogą fizjologicznie stymulować krystalizację węglanu wapnia. Organizmy te mają znaczący wpływ na teksturę powstającego trawertynu.

Porównanie składu izotopowego ($\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$) współczesnych trawertynów słowackich ze składem izotopowym ich wody macierzystej ($\delta^{18}O_{H_2O}$) i rozpuszczonego całkowitego węgla nieorganicznego ($\delta^{13}C_{DIC}$) pokazuje, że trawertyny wzrastają w warunkach nierównowagi izotopowej wywołanej efektami kinetycznymi (por. Kele et al., 2008, 2011). Ogranicza to ich przydatność do rekonstrukcji paleoklimatycznych.

Kopalne, nieaktywne trawertyny w północnej Słowacji tworzą nagromadzenia o różnym kształcie i rozmiarach (kopce, grzbiety, terasy) zwane budowlami trawertynowymi (*travertine buildups*) lub kopcami trawertynowymi (*travertine mounds*). Osiągają one wysokość kilkudziesięciu metrów, a ich rozciągłość lateralna przekracza kilka kilometrów. Powstały one, podobnie jak ich współczesne odpowiedniki, w pobliżu źródeł zasilanych wysoko zmineralizowaną wodą głębokiego krążenia. Kształt budowli trawertynowych jest warunkowany przez rzeźbę powierzchni podłoża, położenie powierzchni piezometrycznej, ciśnienie CO_2, ilość wody zasilającej i jej dystrybucję, chemizm i temperaturę, a także tempo wzrostu trawertynu, które z kolei silnie zależy od wyżej wymienionych czynników.

Budowle trawertynowe, zarówno współczesne jak i kopalne, są uformowane z różnorodnych litotypów, takich samych jak te wyróżnione w trawertynach Toskanii przez Guo i Ridinga (1998). Najbardziej powszechne są naskorupienia krystaliczne (*crystalline crusts*), które rozwinęły się na powierzchniach nachylonych. Współcześnie litotyp ten tworzy się w kaskadach na stanowisku Sivá brada (punkt B.1), gdzie jest zasilany przez cienki film płynącej wody. Rafty kalcytowe (tratwy, kry, *calcite rafts*) powstają tam w

wodzie gromadzącej się w małych basenach. Kopalne przykłady tych litotypów, a także trawertynu litoklastycznego (*lithoclast travertine;* punkt B.2.2) i inkrustowanych kalcytem bąbli gazu (*coated bubble travertine;* punkt B.2.2) budują rozległy, nieaktywny grzbiet trawertynowy Dreveník (Gradziński et al., 2014). Grzbiet ten został również dotknięty różnorakimi deformacjami syn- i postdepozycyjnymi (Vítek, 1972; Gradziński et al., 2014; Migoń et al., 2017)

Przedholoceńskie trawertyny na Słowacji są powszechnie uważane za powstałe podczas neogenu i ciepłych faz klimatycznych plejstocenu (interglacjałów). Pogląd ten opiera się na danych paleobotanicznych, malakologicznych i geomorfologicznych (Němejc, 1928, 1931, 1944; Petrbok, 1937; Ložek, 1957, 1961, 1964; Ložek & Prošek, 1957; Vaškovský & Ložek, 1972). Intrygujące jest jednak to, że pomimo sprzyjających warunków klimatycznych wzrost trawertynów jest obecnie bardzo ograniczony, co kontrastuje z powszechnym występowaniem przedholoceńskich trawertynów o znacznych miąższościach i dużym zasięgiem lateralnym.

Punkt B.1. Współczesne procesy depozycyjne i krasowe wzgórza trawertynowego Sivá brada

Współrzędne: 49°00′22″N, 20°43′13″E

Wojciech Wróblewski, Janusz Baryła, Pavel Bella, Mariusz Czop, Joanna Czerwik-Marcinkowska, Marek Drewnik, Marek Duliński, Michał Gradziński, Jacek Motyka, Teresa Mrozińska, Jarosław Nęcki, Przemysław Sala

Sytuacja geologiczna

Michał Gradziński

Wzgórze znane pod wymowną nazwą Sivá brada (Siwa lub Szara Broda) znajduje się w śródgórskiej Kotlinie Hornadu, pomiędzy dwoma historycznymi miastami, Lewoczą na zachodzie i Spiską Kapitułą na wschodzie. Cały obszar należy do historycznego regionu zwanego Spisz (słow. Spiš, niem. Zips, węg. Szepes). Obszar ten lub jego części w swojej długiej historii należały do Węgier, Polski, Cesarstwa Habsburgów, Monarchii Austro-Węgierskiej i Słowacji. Wzgórze jest dobrze widoczne z drogi nr 18 Poprad – Preszów oraz z nowo wybudowanej autostrady. Na szczycie wzgórza (506 m n.p.m.) stoi niewielka kaplica. Na jego zboczach znajdują się źródła, wokół których współcześnie wytrącają się trawertyny. Sucha ekshalacja CO_2 znajduje się w małym zagłębieniu przy kaplicy na szczycie.

Sivá brada jest zbudowana z trawertynów i jest trawertynowym kopcem, podobnie jak pobliskie wzgórza: Pažica, Hradný vrch, Ostrá hora, Dreveník, Sobotisko (Fig. 5.). Wiek Sivej brady jest nieznany; Maglay i Halouzka (1999) postulują plejstocen, podczas gdy Kovanda (1971) sugeruje holocen. W podłożu trawertynów znajdują się skały klastyczne środkowokarpackiego paleogenu o miąższości do ok. 1000 m, a poniżej nich mezozoiczne skały węglanowe (Gross et al., 1999). Sivá brada znajduje się na przecięciu uskoków, co zapewnia odpowiednie ścieżki migracji dla wody ascenzyjnej, płynącej z głębszego,

węglanowego podłoża na powierzchnię. Obszar zasilania dla tych wód znajduje się najprawdopodobniej na południu, w wyniesionym obszarze Słowackich Rudaw (słow. – Slovenské rudohorie) – masywie górskim zbudowanym z tych samych skał, które leżą w podłożu śródgórskiej Kotliny Hornadu.

Ze szczytu roztacza się wspaniały widok na śródgórską Kotlinę Hornádu i jej okolice. Na wschodzie widać kilka trawertynowych kopców. Najbliższy z nich, z małą kapliczką na szczycie, nazywa się Pažica. W tle trawertynowy grzbiet rozciągający się z północy na południe. W jego skład wchodzą trzy wzniesienia; są to (od północy): Hradný vrch (ukryty za Pažicą), Ostrá hora i Dreveník. Na horyzoncie rozciąga się rozległy masyw Braniska. Składa się z paleozoicznych skał krystalicznych i ich mezozoicznej pokrywy osadowej. Natomiast na południu, na pierwszym planie widoczny jest pagórkowaty obszar. Jest to śródgórska Kotlina Hornadu wyrzeźbiona w skałach klastycznych paleogenu środkowokarpackiego. Dalej na południe znajduje się zalesiony obszar Rudaw Słowackich.

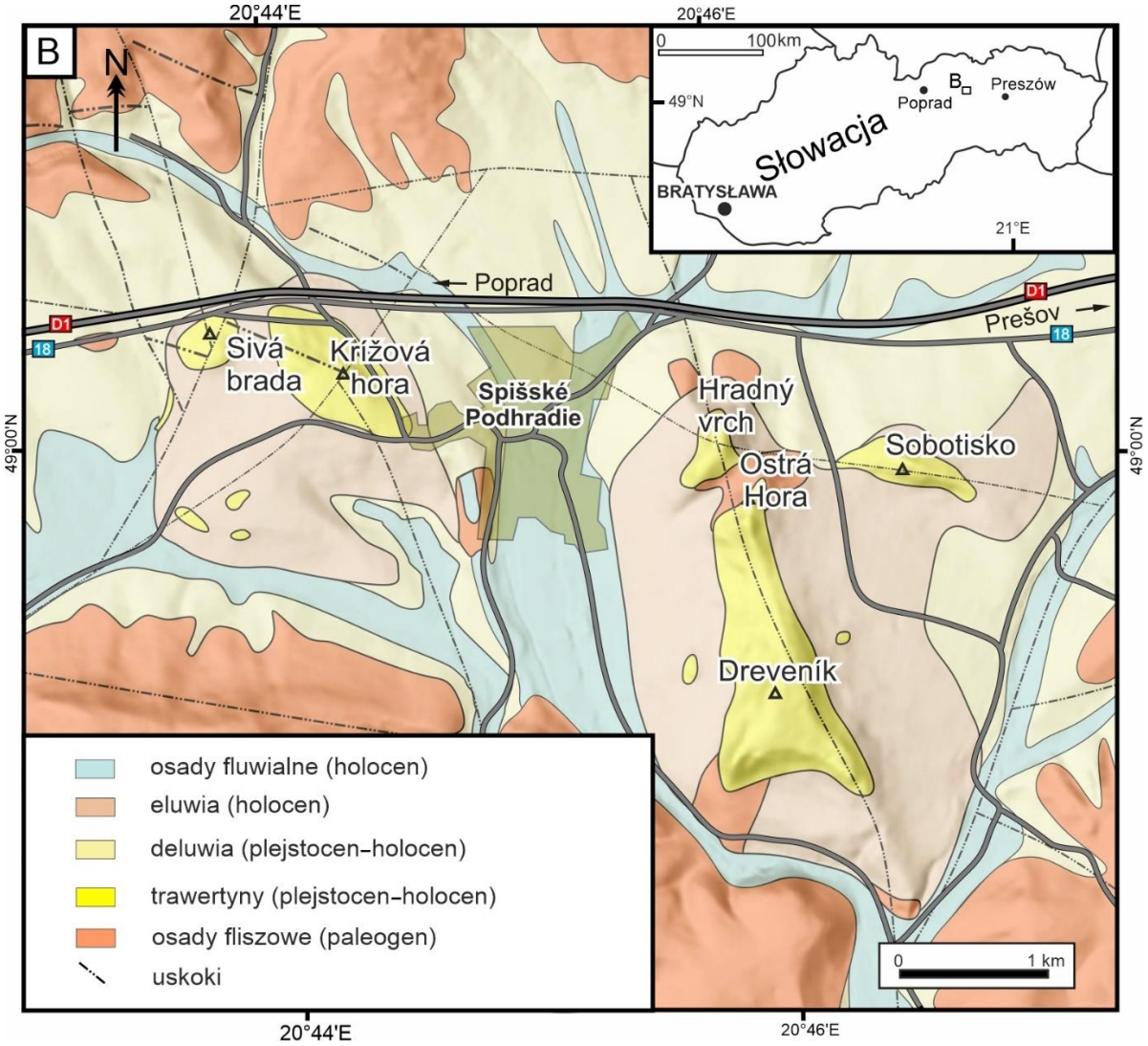


Fig. 5. Lokalizacja budowli trawertynowych w rejonie Spišskiégo Podhradia na tle mapy geologicznej wg Gross et al. (1999) z Wróblewski et al. (2024), zmodyfikowana

Współczesne procesy depozycyjne

Michał Gradziński, Janusz Baryła, Marek Duliński, Jacek Motyka, Joanna Czerwik-Marcinkowska, Mariusz Czop, Teresa Mrozińska

Kilkadziesiąt metrów na południe od szczytu Sivej brady i 8 m poniżej niego znajduje się niewielka trawertynowa kaskada. Jest ona zasilana przez ascenzyjną wodę, która zbiera się w dwóch niewielkich misach położonych jedna nad drugą. Dolna misa ma wymiary 5 m x 3,5 m, a jej głębokość sięga do 20 cm. Została sztucznie stworzona jako mały basen dla celów uzdrowiskowych (Hynie, 1963). Wydatek źródeł zmienia się w czasie; jedno lub drugie jest bardziej aktywne. Woda spływa w dół z dolnej misy, rozlewa się i tworzy cienką warstwę zasilającą trawertynową kaskadę. Kaskada z mikrogroblami i miseczkami jest nachylona pod kątem ok. 10°. Podobna, lecz mniejsza kaskada znajduje się pomiędzy górną i dolną misą.

Woda jest typu Ca-Mg-Na-HCO_3-SO_4 z TDS sięgającym 6,9 g/L; nie zawiera trytu, co oznacza, że woda jako całość pochodzi sprzed 1952 r., czyli sprzed rozpoczęcia testów termojądrowych. Jest nasycona CO_2 głębokiego pochodzenia, którego zawartość sięga 2343 mg/L. Ciśnienie parcjalne CO_2 w kontakcie z wodą zasilającą basen, obliczone dla punktu nasycenia względem $CaCO_3$, wynosi około 6 atm. Średnia zawartość Ca wynosi 829 mg/L, podczas gdy średnia zawartość HCO_3 wynosi 3804 mg/L. Biorąc pod uwagę pH i temperaturę wody, obliczony indeks nasycenia względem kalcytu wynosi ok. 0,71–1,03 i ok. 0,87–1,42 odpowiednio w dolnej misie i w dolnej kaskadzie. Taki skład chemiczny wody powoduje szybkie i efektywne wytrącanie węglanu wapnia w basenach, zwłaszcza w dolnym, oraz na powierzchni kaskad.

Trawertyn powstaje tu w dwóch różnych subśrodowiskach sedymentacyjnych. Pierwszym z nich są misy z prawie stagnującą wodą, podczas gdy drugim są kaskady z mikrogroblami i miseczkami zasilanymi cienkim filmem płynącej wody. Woda zasilająca kaskady jest rozprowadzana przez kanały, ograniczone naturalnymi wałami przykorytowymi. W obrębie dolnej kaskady, zwłaszcza w jej nieaktywnych częściach występują kępy roślin naczyniowych. Zbiorowisko roślinne obejmuje *Plantago maritima*, *Triglochin maritima* i *Centaurium littorale*, które są klasyfikowane jako halofity typowe dla wybrzeża morskiego (por. Košťál, 2011; Dítě et al., 2022).

Wytrącanie węglanu wapnia znajduje odzwierciedlenie w ewolucji chemicznej wody wzdłuż jej ścieżki przepływu poniżej dolnego basenu. Zawartość CO_2 i Ca spada, podczas gdy pH i wskaźnik nasycenia kalcytem rosną.

Rafty kalcytowe są najczęstszym rodzajem osadów węglanowych, które powstają w dolnej misie. Rozpoznano dwa rodzaje – rafty cienkie i rafty złożone. Oba typy składają się wyłącznie z kalcytu, chociaż woda jest przesycona również względem aragonitem. Cienkie rafty mają grubość do kilku mikrometrów. Składają się one z płaskiej, ultracienkiej warstwy kalcytu, dolna strona takiej warstwy jest porośnięta agregatami kryształów. Wykazują one morfologię półkulistą, beczułkowatą lub mają kształt hantli i składają się z promieniście zorientowanych igłowych subkryształów. Sugeruje to, że kryształy wzrastają w warunkach nierównowagi (por. Jones & Renaut, 1995). Cienkie

rafty unoszą się swobodnie dzięki napięciu powierzchniowemu i pokrywają większą część powierzchni basenu.

Rafty złożone unoszą się częściowo zanurzone w wodzie basenu. Są one porośnięte kalcytem na górnej i dolnej stronie. Zazwyczaj są złożone z kilku pojedynczych, raftów cienkich, leżących jeden na drugim. Rafty są częściowo połamane i ułożone subrównolegle. Nie toną całkowicie, ponieważ są podtrzymywane przez rozległą organiczną matę o dużej wyporności, złożoną głównie z sinic, okrzemek i ich zewnątrzkomórkowych wydzielin. Zidentyfikowano szesnaście taksonów organizmów tworzących matę. Najczęściej spotykane są nitkowate sinice z rodzaju *Phormidium* oraz okrzemki *Achnanthes minuttisma* i *Navicula gregaria*. Okrzemki są również przyczepione do tratw. Chociaż niektóre osłonki sinic, śluz okrzemek i owocniki są skalcyfiowane, większość glonów nie jest pokryta węglanem wapnia, co wykazały obserwacje w skaningowym mikroskopem elektronowym. Sugeruje to, że glony nie uczestniczą aktywnie w procesie wytrącania węglanu wapnia, ale działają jedynie jako substrat do wzrostu kryształów. Wydaje się jednak, że kryształy rosną łatwiej na podłożu mineralnym, czyli na zatopionych tratwach kalcytowych. Jest ot najpewniej kwestią ułatwionej nukleacji na podłożu mineralnym.

Odgazowywanie CO_2 jest głównym procesem odpowiedzialnym za nukleację i wzrost kryształów kalcytu i tworzenie raftów. Kinetyka odgazowywania zależy także od sezonowych zmian temperatury wody w basenie. Powoduje to bardziej efektywny wzrost tratw późną wiosną, latem i na początku jesieni. Wpływ parowania wydaje się nieistotny dla wzrostu raftów, chociaż proces ten nieznacznie modyfikuje skład izotopowy wody w basenie. Chociaż glony nie przyczyniają się aktywnie do wytrącania kalcytu, ich rola jest ważna w tworzeniu raftów złożonych, ponieważ utrzymują je w pobliżu powierzchni, gdzie efekty odgazowania są silne, a przesycenie jest wystarczająco wysokie do wydajnego wytrącania kalcytu. Ponieważ proces ten zachodzi pod powierzchnią wody, kryształy rosną zarówno na dolnej, jak i górnej stronie raftów złożonych.

Rafty kalcytowe są niezwykle podatne na zniszczenie. Dotyczy to zwłaszcza raftów cienkich. Nawet obciążenie tak małym obiektem jak ziarenko pyłku powoduje deformację ich powierzchni. Zarówno rafty cienkie jak i złożone są niszczone przez deszcz, jednak te ostatnie mają oczywiście większy potencjał prezerwacyjny. Są one dominującym składnikiem na dnie misy dolnej. Porównanie obecnej topografii mis z archiwalną fotografią wykonaną w połowie ubiegłego wieku (Hynie, 1963, ryc. 73 - 1) sugeruje, że misa dolna wypełniony został wypełniony osadami o miąższości przynajmniej kilkudziesięciu centymetrów.

Kaskady zbudowane są z białego, laminowanego trawertynu złożonego z kryształów kalcytu o wielkości od kilkudziesięciu do kilkuset mikrometrów. Przeprowadzone obserwacje sugerują, że pionowy wzrost dolnej kaskady przekracza 2,5 cm rocznie w strefach aktywnego przepływu wody. W lecie całe miseczki bywają pokryte cienkim filmem kalcytu. Jest ona podobna do cienkich raftów. Film ma lekko wypukły kształt ze względu na efekt menisku. Jest bardzo krucha i może być łatwo zniszczona. Pozostałości takich filmów kalcytowych gromadzą się w miseczkach. Nagromadzenia fragmentów filmu kalcytowego najprawdopodobniej tworzą struktury przypominające

ciasto francuskie zdefiniowane przez Gandin i Cappezzuliego (2014) jako *puff pastry-like fabrics*. W miseczkach tworzą się także małe, puste w środku kule o średnicy do 1 cm, zbudowane z kryształów kalcytu. Są to inkrustacje na powierzchniach pęcherzyków gazu.

Współcześnie rosnące trawertyny (zarówno tratwy jak i kaskady) charakteryzują się wartościami $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ odpowiednio od +10,4 do +12,7 i od −10,0 do −6,8 ‰ względem V-PDB. Porównanie wyników analitycznych $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ z analogicznymi wartościami obliczonymi dla warunków równowagi izotopowej wskazuje, że trawertyny rosną w warunkach nierównowagi izotopowej. Brak równowagi wynika z silnych efektów kinetycznych związanych z szybkim odgazowywaniem CO_2 do atmosfery.

Punkt B.1.2. Procesy i formy krasowe

Wojciech Wróblewski, Pavel Bella, Marek Drewnik, Marek Duliński, Michał Gradziński, Jacek Motyka, Jarosław Nęcki, Przemysław Sala

Kopiec trawertynowy Sivá brada jest obecnie w schyłkowym stadium rozwoju. Sedymentacja trawertynu jest szczątkowa. W szczytowej części kopca trawertynowego występują suche ekshalacje endogennego CO_2 z podrzędnym udziałem H_2S i CH_4 (Michaeli, 1998; Gradziński et al., 2015; Wróblewski et al., 2024). Rozmieszczenie ekshalacji jest linearne i nawiązuje do spękań w trawertynie. Znaczną część powierzchni kopca pokrywają gleby rozwinięte na podłożu trawertynowym; ich miąższość dochodzi do 40 cm. Dominują rędziny właściwe, natomiast w części wschodniej, w pobliżu ekshalacji CO_2 lokalnie występują gleby ściółkowe rędzinowe oraz rędziny inicjalne.

Powierzchnia trawertynu w szczytowej części wzgórza w pobliżu ekshalacji CO_2 jest nierówna i obfituje w płytkie owalne zagłębienia. Powierzchnia zagłębień waha się od kilku decymetrów do kilku metrów kwadratowych. Najbardziej zaznaczające się w morfologii zagłębienie jest zlokalizowane nieopodal wierzchołka – tuż obok kaplicy, gdzie występuje również najbardziej efektywna ekshalacja gazów. Zagłębienie ma owalny kształt i jest wydłużone zgodnie z kierunkiem szczeliny w podłożu skalnym. Jego powierzchnia wynosi prawie 3 m^2, maksymalna głębokość 65 cm a jego objętość ok. 0,06 m^3. Endogenne gazy (CO_2 z podrzędna ilością H_2S i CH_4) uchodzą punktowo poprzez kilkucentymetrowe lejkowate ujścia zlokalizowane w dnie zagłębienia w jego osiowej części. Okresowo, po intensywnych opadach w zagłębieniu gromadzi się woda opadowa, która utrzymuje się maksymalnie jeden dzień, po czym wsiąkania w głąb trawertynu i/lub wyparowuje. Prawe płaskie dno zagłębienia pokrywa w dominującej mierze redeponowana gleba osypująca się ze stromych ścian zagłębienia. W pobliżu znajdują się także niewielkie studzienki w trawertynie o pionowych lub przewieszonych ścianach i głębokości do 60 cm. Zarówno zagłębienia jak i studzienki są rozwinięte wzdłuż pęknięć w trawertynowym podłożu.

Najnowsze badania Wróblewskiego et al. (2024) dowiodły, że relief wzgórza ma związek ze specyficznymi procesami krasowymi w pobliżu ekshalacji endogennych gazów. Analiza chemiczna wód zbierających się po opadach atmosferycznych oraz pomiar ubytku masy płytek wapiennych rozmieszczonych w różnych częściach wzgórza,

dowiodły, że wskutek interakcji endogennych gazów z wodami meteorycznymi dochodzi do bardzo intensywnego rozpuszczania podłoża skalnego. Ze względu na sposób dostawy wód meteorycznych (w głąb masywu) i endogennych gazów (z głębi masywu) rozpuszczanie zachodzi wyłącznie w strefie epikrasu, powyżej zwierciadła piezometrycznego wód podziemnych. Sezonowe i dobowe badania hydrochemiczne wykazały, że jeden litr wody meteorycznej gromadzącej się w zagłębieniach i mieszających się z endogennym CO_2 i H_2S rozpuszcza do 800 mg wapnia z trawertynu w tempie przekraczającym 5,8 mg/l·min. Powyższe dane potwierdza także analiza ubytku masy płytek wapiennych umieszczonych bezpośrednio w ekshalacji, która dowiodła, że tempo opisanego procesu kształtuje się na minimalnym poziomie 126 mm/ka. Odnotowane tempo denudacji jest porównywalne do zarejestrowanego w strefach mieszania się wód słodkich i słonych u wybrzeży morskich oraz trakcie speleogenezy z udziałem kwasu siarkowego (*sulfuric acid speleogenesis*; *SAS*). Oba procesy uznawane są jako najbardziej intensywne dotychczas opisane rozpuszczanie krasowe w skałach węglanowych (por. Back et al., 1986; Galdenzi, 2012).

Intensywności rozpuszczania sprzyja sposób dostawy endogennych gazów (z głębi masywu skalnego ku powierzchni), które utrzymują wodę meteoryczną przy powierzchni a także obecność wysoce absorpcyjnych gleb ściółkowych rędzinowych i rędzin inicjalnych, które tworzą się w pobliżu ekshalacji na skutek wysokich stężeń CO_2. Ze względu na charakter procesu można uznać go za specyficzny, skrajny przykład hipogennego krasu, który zachodzi w strefie przypowierzchniowej.

Punkt B.1.3. Zimny gejzer

Wojciech Wróblewski, Pavel Bella, Marek Drewnik, Marek Duliński, Michał Gradziński, Jacek Motyka, Jarosław Nęcki, Przemysław Sala

Gejzer jest najbardziej rozpoznawalnym elementem wzgórza Sivá brada, który przyciąga wzrok każdego odwiedzającego. Jest to wypływ wód mineralnych zlokalizowany u podstawy północnego stoku wzgórza powstały w efekcie odwiertu sięgającego 135 m w głąb podłoża. Woda zasilająca „gejzer" pochodzi z poziomu wodonośnego, którego spąg zalega około 120 m pod powierzchnią terenu (Michaeli, 1998). Odwiert zachowuje się teraz jak mały zimny gejzer, wyrzucając strumienie wody na wysokość do pół metra kilka razy na minutę. Powierzchnia piezometryczna znajduje się kilka metrów pod powierzchnia terenu, a jej położenie waha się najprawdopodobniej ze względu na zmiany w dostawie CO_2 (Kubáň et al., 1958). Woda z odwiertu jest silnie zmineralizowana, typu Ca–Mg–Na–HCO_3–SO_4, a jej całkowita mineralizacja sięga 6,5 g/l; jest przesycona endogenicznym CO_2 (Wróblewski et al., 2024). Pochodzi z głębokiego krążenia (Gradziński et al., 2015). Jej skład chemiczny jest praktycznie niezmienny w czasie i bardzo zbliżony do wód ze źródła występującego po południowej stronie stoku. W obrębie gejzeru oraz na stoku poniżej z wód z niego wypływających wzrastają trawertyny w formie mikrogrobli, które są systematycznie niszczone przez osoby

odwiedzające wzgórze, a także wodę zamarzającą w okresie zimowym. W okresie kwiecień–sierpień 2024 r. odnotowano intensywny wzrost ziaren obleczonych, które grawitacyjnie rozproszone są na dystansie około 20 m na północno-wschodnim stoku poniżej gejzeru. Wypływowi wód towarzyszą silne ekshalacje endogennych gazów CO_2, H_2S i CH_4, których stężenia rosną wraz z obniżeniem wydatku wód z odwiertu.

Punkt B.2. Jaskinie i formy krasowe Hradnego vrchu i Dreveníka

Wojciech Wróblewski, Pavel Bella, Marek Duliński, Michał Gradziński, Helena Hercman, Przemysław Sala

Punkt. B.2.1. Hradný vrch

Współrzędne: 49°00′00″N 20°46′06″E
Wojciech Wróblewski, Pavel Bella, Michał Gradziński, Przemysław Sala

Hradný vrch (634 m n.p.m.) stanowi północne a zarazem najwyższe zwieńczenie morfologicznego grzbietu w rejonie Spišskiégo Podhradia, który tworzą trzy kulminacje: Hradný vrch, Ostrá hora i Dreveník. Jest to rozległy grzbiet typu *fissure ridge* (*sensu* Guo & Riding, 1998) rozwinięty wzdłuż uskoku w podłożu o orientacji N–S (Gross et al., 1999). W północnej części Hradnego vrchu posadowiony jest Zamek Spiski (Spišský hrad) – jeden z największych średniowiecznych kompleksów zamkowych w tej części Europy. Stoki Hradnego vrchy charakteryzuje się silną dezintegracją, która przejawia się rozwieraniem szczelin i rotacją bloków trawertynu (Ložek & Prošek, 1957). Dezintegracja grzbietu jest efektem istnienia w trawertynie licznych spękań, krasowego rozpuszczania i grawitacyjnego spełzywania odspojonych bloków trawertynu wskutek uplastycznienia niewęglanowego podłoża podścielającego budowlę trawertynową (Ložek & Prošek, 1957; Fussgänger, 1985; Tometz, 1997). Obserwacje otwartych szczelin prowadzone od lat 80 XX wieku wskazują, że procesy grawitacyjne przyczyniają się do dezintegracji trawertynu w tempie 1,13mm/rok (Fussgänger, 1985).

W ścianach na Hradným vrchu odsłaniają się formy krasowe stanowiące poszerzone korozyjnie szczeliny oraz pionowe lub subpionowe pustki. Pustki te najczęściej widoczne są w przekroju pionowym. Ich rozmiary nie przekraczają 10 m długości i 1 m szerokości. Niektóre z nich są rozgałęzione a ich ściany wewnętrzne noszą ślady nieregularnego rozpuszczenia, co jest związane z pierwotnymi cechami facjalnymi trawertynu, w których są rozwinięte. Pustki te współcześnie najlepiej widoczne są przy bramie wejściowej do Zamku Spiskiego oraz na dolnym dziedzińcu (Fig. 6). W części z nich widoczne są ślady wypełnień rezydualnymi osadami klastycznymi, które występują licznie w trawertynach rejonu Spišskiego Podhradia (Ložek & Prošek, 1957; Smolíková, 1962). Geneza i sposób powstania opisywanych pustek nie została jak dotąd sprecyzowana. Zagadnienia te będą omawiane w kolejnych punktach sesji terenowej.

Fig. 6. Formy krasowe na blokach trawertynu przy bramie wejściowej do Zamku Spisskiego

Punkt B.2.2. Kamieniołom Žehra

Współrzędne: 48°59′01″N 20°46′16″E

Wojciech Wróblewski, Marek Duliński, Michał Gradziński, Helena Hercman

Trasa sesji terenowej wiedzie wzdłuż osi nieaktywnego grzbietu trawertynowego Hradný vrch – Ostrá hora – Dreveník ku południowi do nieczynnego kamieniołomu Žehra. Jest on zlokalizowany jest na południowym krańcu wzgórza trawertynowego Dreveník (Fig. 7). Jest on jednym z 15 i drugim co do wielkości kamieniołomem na wzgórzu, w którym eksploatacja trawertynu odbywała się od lat siedemdziesiątych do dziewięćdziesiątych XX w. (Tulis & Novotný, 2008). Sposób eksploatacji z użyciem pił linowych umożliwił obserwacje budowy wewnętrznej południowego stoku Dreveníka oraz syn- i postdepozycyjnych form krasowych.

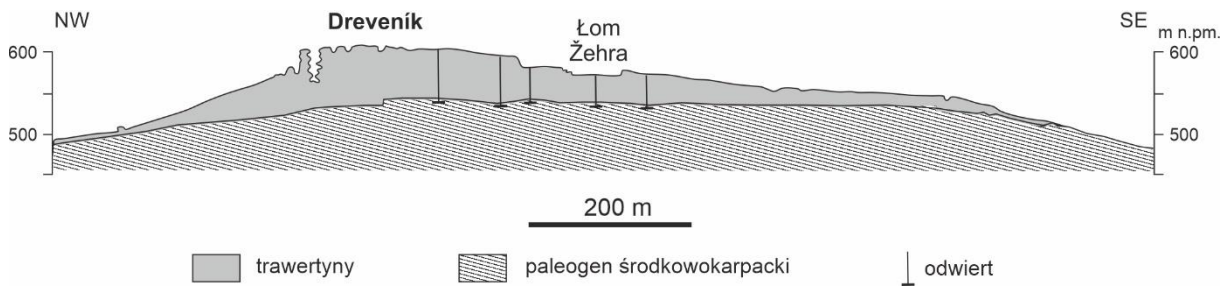


Fig. 7. Przekrój przez wzgórze Dreveník z Tulis & Novotný, 2008 (zmodyfikowany)

Kamieniołom umożliwia obserwacje architektury facjalnej grzbietu trawertynowego. Dominująca odmianą trawertynu są warstwowane naskorupienia krystaliczne, które reprezentują dystalne i proksymalne facje stokowe. Podrzędnie w ich obrębie występują inkrustowane bąble gazu oraz rafty kalcytowe, które formowały się w niewielkich stawkach stagnującej wody. Pomiędzy warstwami naskorupień krystalicznych występują warstwy trawertynu litoklastycznego, powstałego podczas kilku epizodów trzęsień ziemi w trakcie formowania się wzgórza (Gradziński et al., 2014). Badania paleomagnetyczne i palinologiczne wskazują, że prezentowane trawertyny są wieku plioceńskiego (Gradziński et al., 2015). Potwierdza to wcześniejsze opinie dotyczące wieku grzbietu trawertynowego formułowane na podstawie znalezisk paleobotanicznych (Němejc, 1944) i szczątków kopalnych ssaków (Holeec, 1992; Tóth & Krempaská, 2008).

Trawertyny przecinają liczne szczeliny, których orientacja nawiązuje do sieci uskoków w podłożu o orientacji NNE–SSW i WNW–ESE. (Gradziński et al., 2014). Ponadto w obrębie trawertynu występują mniejsze pustki rozwinięte wzdłuż płaszczyzn warstwowania. Zarówno te pustki jak i szczeliny wypełniają freatyczne speleotemy (Fig. 8A), których skład izotopowy dowodzi, że powstały z wód głębokiego krążenia z endogennym CO_2. Obecność pokruszonych fragmentów takich speleotemów w obrębie trawertynu litoklastycznego dowodzi, że krystalizowały one już w trakcie wzrostu grzbietu trawertynowego. Następnie były niszczone przez trzęsienia ziemi, które doprowadziły do obrywów w wyższych częściach wzrastającego grzbietu trawertynowego i depozycji transportowanego grawitacyjnie rumoszu w jego częściach niższych (Gradziński et al., 2014).

Część szczelin została poszerzona wskutek procesów krasowych w późniejszych etapach, a następnie wypełniona osadami klastycznymi typu terra rossa oraz wadycznymi speleotemami (Fig. 8B). Datowanie metodą Th/U pojedynczych nacieków wadycznych oraz analiza ich składu izotopowego ($\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$) wykazały, że speleotemy krystalizowały między 226 a 155 tys. lat temu i były zasilane wodami meteorycznymi z glebowym CO_2 (Wróblewski et al., 2010). Pogląd ten jest spójny z opinią Ložka i Proška (1957), którzy zaproponowali późnoplioceński wiek zjawisk krasowych na wzgórzu Dreveník, oraz Smolíkovej (1962), która zasugerowała, że powstanie terra rossa miało miejsce po najwcześniejszym plejstocenie.

Punkt B.2.3. Dreveník – Kamenný raj

Współrzędne: 48°59′05″N 20°46′31″E

Wojciech Wróblewski, Pavel Bella, Michał Gradziński, Przemysław Sala, Jacek Szczygieł

Kamenný raj stanowiący północno–wschodnie obrzeżenie wzgórza Dreveník, powstał w wyniku dezintegracji wschodniego stoku wzgórza (Tulis & Novotný, 2008). W efekcie tych procesów uformowały się liczne bloki skalne odseparowane i przemieszczone na kilkadziesiąt metrów od głównego masywu Dreveníka. Część z nich jest pochylona pod niewielkim kątem lub zrotowana. Obszar ten nosi cechy skalnego miasta (por. Migoń et al., 2017). Ściany bloków są silnie skrasowiałe (Vítek, 1972). Njabradziej charakterystycznymi elementami rzeźby krasowej są pionowe lub bardzo strome pustki, pierwotnie mające okrągły przekrój i mniej więcej stałą średnicę. Część z nich ma prosty przebieg, a część przybiera „esowaty" kształt (Fig. 8C). Zasługują na miano rur krasowych (*solution pipes*). Są to formy analogiczne do obserwowanych w ścianach Hradnego vrhu (punkt B.2.1). Obserwacje terenowe potwierdziły, że w samym Kamenným raju występuję ich co najmniej kilkadziesiąt. Rury te sięgają zarówno powierzchni terenu jak i występują na głębokości kilkunastu metrów poniżej niej. Największa z omawianych pustek zlokalizowana jest w pobliżu skałek tzw. Masačnych vež. Jej wysokość przekracza 15 m a średnica w najszerszym punkcie dochodzi do 2,5 m. Wszystkie rozwinięte są wzdłuż spękań równoległych do głównych lineamentów tektonicznych w podłożu paleogeńskim. Większość spękań na kolejnym etapie rozwoju grzbietu odegrała role powierzchni nieciągłości, które ułatwiły rozsuwanie się bloków trawertynowych. Stąd też obecnie obserwujemy podłużne przekroje omawianych rur krasowych. W części z nich są zachowane relikty sparytowych speleotemów.

Geneza prezentowanych rur krasowych pozostaje enigmatyczna i jest obecnie przedmiotem badań. Każda z proponowanych interpretacji genetycznych musi brać pod uwagę: (i) formę przestrzenną rur, (ii) brak śladów swobodnego, grawitacyjnego spływania wody na ich ścianach w postaci pionowych kanalików lub rynienek, (iii) w miarę stałą średnicę poszczególnych form, oraz (iv) obecność wewnątrz form sparytowych speleotemów, najprawdopodobniej freatycznych.

Na obecnym etapie badań można wskazać trzy alternatywne interpretacje genetyczne. Pierwsza wiąże powstanie rur ze zjawiskami mieszania endogennych gazów z wodą meteoryczną w strefie epikrasu. Współcześnie takie zjawiska zachodzą na wzgórzu Sivá brada i były prezentowane w punkcie B.1.2. Według drugiej interpretacji rury powstały w warunkach epikrasu, na skutek działania wód meteorycznych i glebowego dwutlenku węgla. W czasie powstania były całkowicie wypełnione osadem, a dopiero po dezintegracji grzbietu zostały ekshumowane. W tym ujęciu prezentowane formy byłyby bezpośrednimi analogami rur opisywanych przez Herwitza (1992), Morawiecką (1997) oraz Morawiecką i Walsha (1997). Natomiast trzecia interpretacja zakłada formowanie się rur jeszcze w czasie wzrostu grzbietu trawertynowego, w jego wewnętrznych, głębszych częściach. Czynnikiem sterującym rozpuszczaniem byłby z jednej strony spadek temperatury umożliwiający rozpuszczenie większej ilości CO_2 w wodzie (por. Roded et al., 2023), a z drugiej pewna hermetyczność systemu zapobiegająca efektywnemu odgazowaniu CO_2 do atmosfery. Na obecnym, etapie badań prowadzący tę

sesję terenową przychylają się do trzeciej z powyżej zaproponowanych interpretacji. Pośrednio potwierdzają ją obserwacje form krasowych i wypełniających je freatycznych speleotemów w czynnym kamieniołomie usytuowanym na zachodnim stoku grzbietu trawertynowego, ok. 400 m od punktu Kamenný raj.

Punkt B.2.4. Dreveník –Jaskinia Hodkovská

Współrzędne: 48°59′01″N 20°46′32″E

Wojciech Wróblewski, Pavel Bella, Michał Gradziński, Przemysław Sala

Jaskinia Hodkovská (słow. Hodkovská jaskyňa) jest jedną z 31 jaskiń na wzgórzu Dreveník (Mihál', 2007; Tulis & Novotný, 2008) i jedną z nielicznych w skalnym mieście Kamenný raj. Jej nazwa pochodzi od pobliskiej wsi Hodkovce, zlokalizowanej na wschód od grzbietu. Jaskinia została odkryta w 2007 r. przez słowackich grotołazów pod przewodnictwem F. Mihál'a. W całości znajduje się w obrębie odseparowanego bloku o rozmiarach przekraczających 100 m nazywanego Hodkovský hrebeň, na wschodnim stoku Dreveníka. Jaskinia ta o długości 60 m ma rozwinięcie pionowe i powstała na sieci spękań i szczelin w trawertynie. Ciasny otwór zlokalizowany w blokowisku skalnym po wschodniej stronie grzbietu prowadzi do niewielkiej sali o rozmiarach 6 m x 2 m i wysokości około 3 m wypełnionej rumoszem skalnym i osadami rezydualnymi. Na końcu korytarza sala się zwęża i prowadzi do prawie pionowej okrągłej w przekroju studni o rozmiarach maksymalnych około 1 m x 1,5 m i głębokości około 8 m (Fig. 8D). Ściany studni są nieregularne i poszarpane, obfitują w liczne wżery, nawiązujące do warstwowania trawertynu. Częściowo ścianę studni pokrywają speleotemy freatyczne zachowane jako radialne skupienia kilkucentymetrowych kryształów sparytu. W dolnej część studni znajduje się niewielkie ciasne przejście do najniższych partii jaskini rozwiniętych na stromej szczelinie o szerokości do 5 m i długości ok. 25 m (Fig. 9). Ściany w tych partiach jaskini są w większości mocno skrasowiałe. Trawertyny przecinają liczne pionowe rury krasowe, analogiczne do tych obserwowanych na powierzchni w Kamenným raju oraz na stoku Hradnego vrchu. Średnica rur waha się od kilku do ok. 40 cm a ich długość dochodzi do kilku metrów.

Można przyjąć, że jaskinia ma kilkuetapową genezę. Jej najstarszym elementem jest rura powstała w warunkach freatycznych w analogiczny sposób jak rury demonstrowane w poprzednim punkcie. Następnie na skutek niestabilności grawitacyjnej stoku trawertyn wraz z wcześniej uformowaną rurą podległ wychyleniu i przemieszczeniu grawitacyjnemu. W ostatnim etapie rozwoju jaskini doszło do dalszej dezintegracji monolitu trawertynowego i uformowania się blokowiska, w obrębie którego znajduje się wejście i wstępne partie jaskini. Stąd górne partie jaskini mają charakter jaskini niekrasowej (pseudokrasowej).

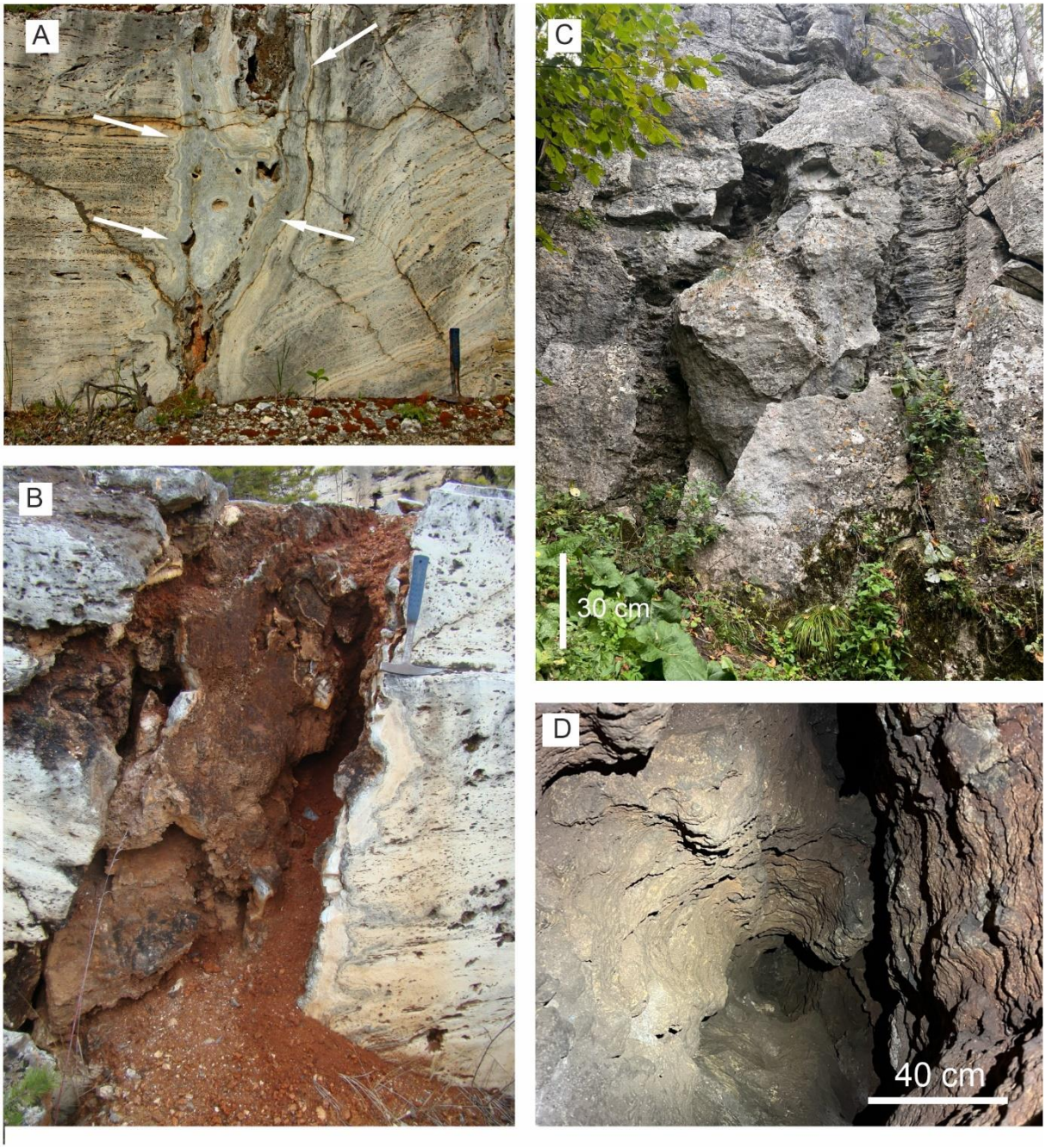


Fig. 8. Formy i osady krasowe na wzgórzu Dreveník: A – wadyczne speleotemy w ścianie kamieniołomu Žehra B – szczelina poszerzona krasowo z częściowo wypełniona osadami klastycznym typu terra rossa oraz wadycznymi speleotemami w ścianie kamieniołomu Žehra; C – rura krasowa w Kamenným raju; D – rura krasowa z Jaskini Hodkovskiej

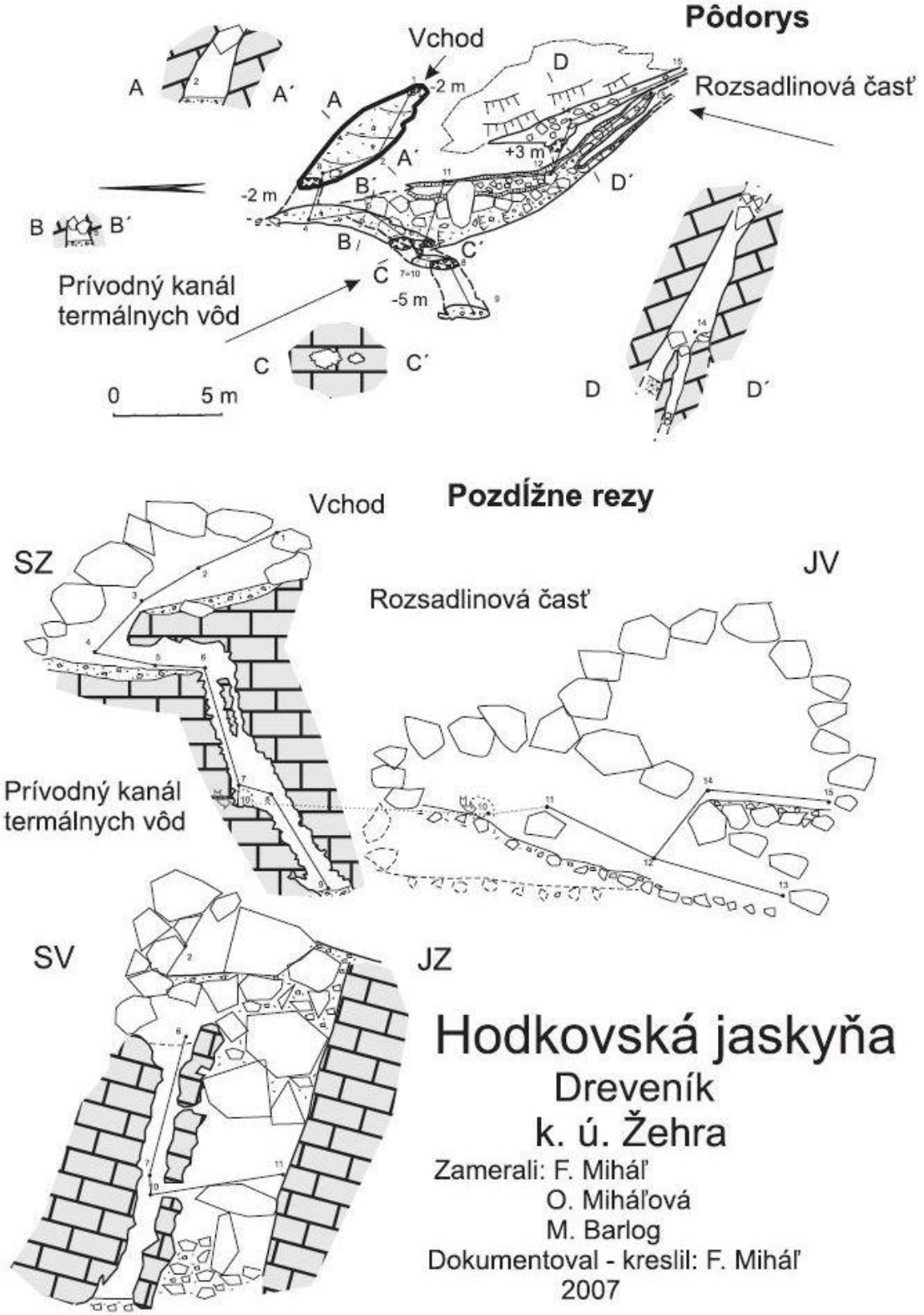


Fig. 8. Plan Jaskini Hodkovskiej wg. Miháľa (2007)

Literatura

Back, W., Hanshaw, B.B., Herman, J.S. & Driel, J.N.V., 1986. Differential dissolution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology*, 14: 137–140.

Capezzuoli, E., Gandin, A. & Pedley, H. M., 2009. Travertine and Calcareous tufa in Tuscany (Central Italy). Pre-Conference Trip Ft7. In: Pascucci, V. & Andreucci, S. (eds), *Field Trip Guide Book, 27th IAS Meeting of Sedimentology*. *September 20–23, 2009, Alghero.* EDES, Sassari, pp. 129–158.

Capezzuoli, E., Gandin, A. & Pedley, M., 2014. Decoding tufa and travertine (freshwater carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology*, 61: 1–21.

Cornides, I. & Kecskés, A., 1982. Deep-seated carbon dioxide in Slovakia: the problem of its origin. *Geologica Carpathica*, 33: 183–190.

Dítě, D., Šuvada, R., Kliment, J. & Dítě, Z. 2022. Vegetation of temperate inland salt marshes on their north-western border (North German Plain). *Preslia*, 94: 111–141.

Fussgänger, E., 1985. Poznatky z terénneho výskumu plazivých svahových pohybov travertínových blokov na Spišskom hrade. *Mineralia Slovaca,* 1: 15–24.

Galdenzi, S., Menichetti, M. & Forti, P., 1997. La corrosione di placchette calcaree ad opera di acque sulfuree: dati sperimentali in ambiente ipogeo. *In*: Jeannin, P.-Y. (Ed.), *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, vol. 1. International Union of Speleology, La Chaux-de-Fonds*, pp. 187–190.

Gradziński, M., 2010. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. In: Pedley, H. M. & Rogerson, M. (eds), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls*. *Geological Society Special Publications*, 336: 143–191.

Gradziński, M., Duliński, M., Hercman, H., Stworzewicz, E., Holúbek, P., Rajnoga, P., Wróblewski, W. & Kováčová, M., 2008. Facies and age of travertines from Spiš and Liptov regions (Slovakia) – preliminary results. *Slovenský Kras*, 46: 31–40.

Gradziński, M., Wróblewski, W., Duliński, M. & Hercman, H., 2014. Earthquake-affected development of a travertine ridge. *Sedimentology*, 61: 238 – 263.

Gradziński, M., Wróblewski, W., Bella, P., 2015. Cenozoic freshwater carbonates of the Central Carpathians (Slovakia): facies, environments, hydrological control and depositional history, *In:* Haczewski, G. (Ed.), *Guidebook for Field Trips Accompanying 31st IAS Meeting of Sedimentology Held in Kraków, 22–25 June 2015, Kraków, Poland*. Polish Geological Society, Kraków, pp. 217–245.

Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. & Janočko, J., 1999. *Geological map of Popradská Kotlina basin, Hornádska Kotlina basin, Levočské Vrchy Mts., Spišsko-Šarišské Medzihorie depression Bachureň Mts. and Šarišská Vrchovina highland 1: 50 000*. MŽP SR – GSSR, Bratislava.

Guo, L. & Riding, R., 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology,* 45: 163–180.

Herwitz, S.R., 1993. Stemflow influences on the formation of solution pipes in Bermuda eolianite. *Geomorphology*, 6:253–271.

Hynie, O., 1963. *Hydrogeologie ČSSR, II, Minerální vody*. Nakladatelství Československé Akademie Véd, Praha, 797 pp.

Kele, S., Demény, A., Siklósy, Z., Németh, T., Mária, T. & Kovács, M.B., 2008. Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. *Sedimentary Geology*, 211, 53–72.

Kele, S., Özkul, M., Gögöz, Z., Fórizs, I., Baykara, M. O., Alçiçek, M. C. & Németh, T., 2011. Stable isotope, geochemical and facies study of Pammukale travertines: new evidences of low-temperatures non-equilibrium fractionation. *Sedimentary Geology*, 238: 191–212.

Košťál, J., 2011. Najmenší biotop – Karpatské travertínové slaniská. *Krásy Slovenska*, 88: 28–29.

Kovanda, J., 1971. Quaternary limestones of Czechoslovakia. *Sbornik Geologických Věd, Antropozoikum*, 7A: 7–256.

Kuban, T., Pavúr, K., Kellner, E. & Jakab, A., 1958. Hydrogeologický výskum prameňov zriedelnej skupiny Baldovce - Sivá Brada. Ústav stavebnej geologie, Zilina, Geoĺogický ústav Dionýza Stúra, Bratislava (niepublikowany raport).

Leśniak, P. M., 1998. Origin of carbon dioxide and evolution of CO_2-rich waters in the West Carpathians, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 48: 343–368.

Ložek, V., 1957. Nové interglaciální malakofauny ze Slovenska. *Anthropozoikum*, 7: 37–45.

Ložek, V., 1961. Travertines. *Instytut Geologiczny, Prace*, 34: 81–86.

Ložek, V., 1964. Genéza a vek spišských travertinov. *Sbornik Východoslovenského Múzea*, 5: 7–32.

Ložek, V. & Prošek, F., 1957. Krasové zjevy v travertinech a jeich stratigrafický vyznam. *Československý Kras*, 10: 145–158.

Maglay, J. & Halouzka, R., 1999. Kvartér. In: Gross, P. (ed.), *Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrvhov, Spišsko*--*Šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny*. Geologická Služba Slovenskej Republiky, Bratislava, pp. 110–139.

Migoń, P., Duszyński, F., Goudie, A., 2017. Rock cities and ruiniform relief: Forms – processes – terminology. *Earth-Science Reviews*, 78–104.

Michaeli, E., 1998. Národná prírodná rezervácia Sivá Brada a okolie. *Folia Geographica, Agra Facultatls Studiorlim Humanitatis et Naturae,* 29: 271–301.

Morawiecka, I.M., 1997. *Piping karst in the Pleistocene raised beach formations of South-west England and South Wales*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego , Katowice, 111 pp.

Morawiecka, I., Walsh, P., 1997. A study of solution pipes preserved in the Miocene limestones (Staszów, Poland). Acta Carsologica: 26:337–347.

Miháľ, F., 2007. Nová jaskyňa na Dreveníku. Spravodaj SSS, 4: 34–36.

Němejc, F., 1928. Palaeobotanical investigation in the travertine-complex around the village of Lůčky near Růžomberok in Slovakia. *Bulletin International de l'Academie des Sciences de Bohême*, 37: 1–19.

Němejc, F., 1931. Palaeobotanical researches in the travertine sediments of Vyšní and Nižní Ružbachy at Podolinec (Slovakia) and some additional notes to my studies about the travertines of the Northern Slovakia. *Preslia*, 10: 115–134.

Němejc, F., 1944. Výsledky dosavadních výzkumů paleobotanických v kvartéru západního dílu karpatského oblouku. *Rozpravy II. Třídy České Akademie*, 53, 35: 1–47.

Pedley, M., 2009. Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments*. Sedimentology*, 56: 221–246.

Pentecost, A., 2005. *Travertine*. Springer, Berlin, 445 pp.

Petrbok, J., 1937. Měkkýši travertinů slovenského Krasu, Gánovců s okolím, Spiše a Ružbachů. *Rozpravy II. Třídy České Akademie*, 46: 1–16.

Pivko, D. & Vojtko, R., 2021. A review of travertines and tufas in Slovakia: Geomorphology, environments, tectonic pattern, and age distribution. *Acta Geologica Slovaca*, 13: 49–78.

Pivko, D., 2021. A review of Slovak travertine and tufa facies and their environment. *Acta Geologica Slovaca*, 13: 129–166.

Roded, R., Aharonov, E., Frumkin, A., Weber, N., Lazar, B., Szymczak, P., 2023. Cooling of hydrothermal fluids rich in carbon dioxide can create large karst cave systems in carbonate rocks. *Communications Earth & Environ*ment, 4, 465.

Gradziński, M.; Dulinski, M., Hercman, H., Stworzewicz, E., Holúbek, P., Rajnoga, P., Wroblewski, W. & Kováčová, M. Facies and age of travertines from Spiš and Liptov regions (Slovakia)—Preliminary results. Slov. Kras (Acta Carsologica Slovaca), 31–40.

Povinec, P. P., Franko, O., Šivo, A., Richtárikova, M., Breier, R., Aggarwal, P. K. & Araguás-Araguás, L., 2010. Spatial radiocarbon and stable carbon isotope variability of mineral and thermal waters in Slovakia. *Radiocarbon*, 52: 1056–1067.

Shiraishi, F., Hanzawa, Y., Asada, J., Cury, L.F. & Bahniuk, A.M., 2022. Microbial influences on tufa deposition in a tropical climate. Sedimentary Geology, 427: 106045.

Smolíková L. 1962. The Terra rossa soils on Dreveník. *Sbornik Východnoslovenského múzea w Košiciach. Séria A – Prírodné vedy*, II–IIIA, 55–63.

Štrba, L'., Rybár, P., Baláž, B., Molokáč, M., Hvizdák, L., Kršák, B., Lukáč, M., Muchová, L., Tometzová., D. & Ferenčíková, J., 2014. Geosite assessments: comparison of methods and results. *Current Issues in Tourism*, 18: 496–510.

Tometz, L. 1997. Engineering-geological relations of travertine hills in the Spišské Podhradie area. *Acta Montanistica Slovaca*, 2, 167–176.

Tulis, J. & Novotný, L., 2008. Geologické a geomorfologické pomery NPR Dreveník. *Slovenský Kras*, 46: 5–30.

Vieira, D.S.C., Pivko, D., Rinyu, L., Palcsu, L., Kiss, G.I., Hu, H.-M., Shen, C.-C. & Kele, S., 2023. Age and depositional temperature of quaternary travertine spring mounds from Slovakia. *Minerals*: 13: 794.

Vítek, J., 1972. Formy krasu v travertinech na Dreveníku u Spišského Podhradí. *Československý kras*, 23: 99–114.Vaškovský, J. & Ložek, V., 1972. To the Quaternary stratigraphy in the western part of the basin Liptovská kotlina. *Geologické Práce, Spr ávy*, 59: 101–140.Vítek, J. 1971. Formy krasu v travertínech na Dreveníku u Spišského Podhradí. *Československý Kras*, 23: 99–114.

Vozár, J. & Káčer, Š., 1996. *Geologická mapa Slovenskej Republiky 1:500 000*. Geologická Služba Slovenskej Republiky, Bratislava.

Wróblewski, W., Gradzński, M. & Hercman, H., 2010. Suggestions on the allochthonous origin of terra rossa from Drevenik Hill (Spiss, Slovakia). *Slovenský Kras*, 48: 153–161.

Wróblewski, W. Bella, P, Drewnik, M. Duliński, M., Gradziński, M., Motyka, J., Nęcki, J. & Sala, P., 2024. Mixing of endogenous CO_2 and meteoric H_2O causes extremely efficient carbonate dissolution. *Science of the Total Environment*. 936: 173347.

Część badań wykonano przy wsparciu finansowym Priorytetowego Obszaru Badawczego Antrhopocene w ramach Programu Strategicznego Inicjatywa Doskonałości w Uniwersytecie Jagiellońskim.

SESJA TERENOWA C
OSUWISKO W DOLINIE WIELKIEJ ROZTOKI I JASKINIA ROZTOCZAŃSKA

Wojciech J. Gubała
Stowarzyszenie Dziewięćsił, 34-324 Lipowa 157

Osuwisko konsekwentno-strukturalne, położone na północnym zboczu Złomistego Wierchu (1224 m n.p.m.), nad doliną potoku Szczecina, jest miejscem występowania kilku jaskiń o długości od 3 do 140 m (Fig. 10). Największa z nich – Jaskinia Roztoczańska – znajduje się w górnej części osuwiska. Niewielki otwór, znajdujący się w rowie osuwiskowym i zabezpieczony kratą, wprowadza wąską szczeliną do największej sali w jaskini, o długości około 10 m, szerokości do 3,5 m i wysokości do około 4 m. Z sali dwie równoległe szczeliny, przez przewężenia i zaciski, sprowadzają do dna. Jaskinia powstała w piaskowcach magurskich posiada genezę osuwiskową typu szczelinowego. Posiada ona mikroklimat dynamiczny, relatywnie wysoką temperaturę około 7-10°C i jest w całości ciemna. W jaskini nie zaobserwowano stałych zbiorników wodnych, aczkolwiek jest ona w całości wilgotna przez większą część roku. Jest to efektem jej położenia płytko pod powierzchnią ziemi i przesączania się wody z wierzchniej warstwy gruntu.

W jaskini zimują nietoperze: podkowce małe, nocki duże, nocki orzęsione, nocki Bechsteina, nocki wąsatki/Brandta, nocki Natterera i gacki brunatne. Jest to największe zimowisko nietoperzy w Beskidzie Sądeckim i jedno z większych zimowisk podkowca małego w polskich Karpatach (Gubała, dane niepublikowane). Poza nietoperzami jaskinia posiada typową troglofaunę naścienną - ćmy jaskiniowe i pająki. W spągu sali zalega pień drzewa. Nie jest jednak do końca jasne, czy został on przeniesiony po powstaniu pustki czy dostał się do środka wraz z ruchami masowymi. Pień jest miejscem wzrostu owocników grzybów.

Jaskinia Roztoczańska została odkryta i zinwentaryzowana w 1992 roku przez E. Borka. Na początku XX wieku T. Mleczek zinwentaryzował dodatkowe 10 m jaskini. Obecna jej długość wynosi 140 metrów, a jej głębokość to 10 m (Borek, 1997; Klassek & Mleczek, 2003). Na osuwisku poniżej Jaskini Roztoczańskiej znajduje się kilka mniejszych jaskiń i schronisk podskalnych. Do największych z nich należy zaliczyć Wściekłą Szczelinę o długości 11 m, Przeziorowa Jama o długości 7 m oraz podobnej długości Dudłowy Tunel.

Po zejściu z osuwiska, przekraczamy potok Borsuczyny (Borsudzyny) i stromym podejściem wychodzimy na grań Wdżarów Wyżnych (856 m n.p.m.), skąd szlakiem niebieskim dochodzimy do zapadliska Wietrznych Dziur (1038 m n.p.m.). Jest to skupisko niewielkich skałek w obrębie koluwium osuwiskowego. W jego obrębie znajduje się kilka obiektów jaskiniowych, z których największym jest Wietrzna Dziura (Fig. 11). Jaskinia została utworzona w gruboławicowych piaskowcach magurskich i posiada wymiary 43 m długości i 12 m głębokości. Główne korytarze jaskini są rozwinięte na dwóch równoległych szczelinach, które łączą ciasne przełazy i studzienki. Jaskinia posiada mikroklimat dynamiczny, jest prawie w całości ciemna. W dolnych partiach znajdują się niewielkie polewy naciekowe i mały twardy naciek.

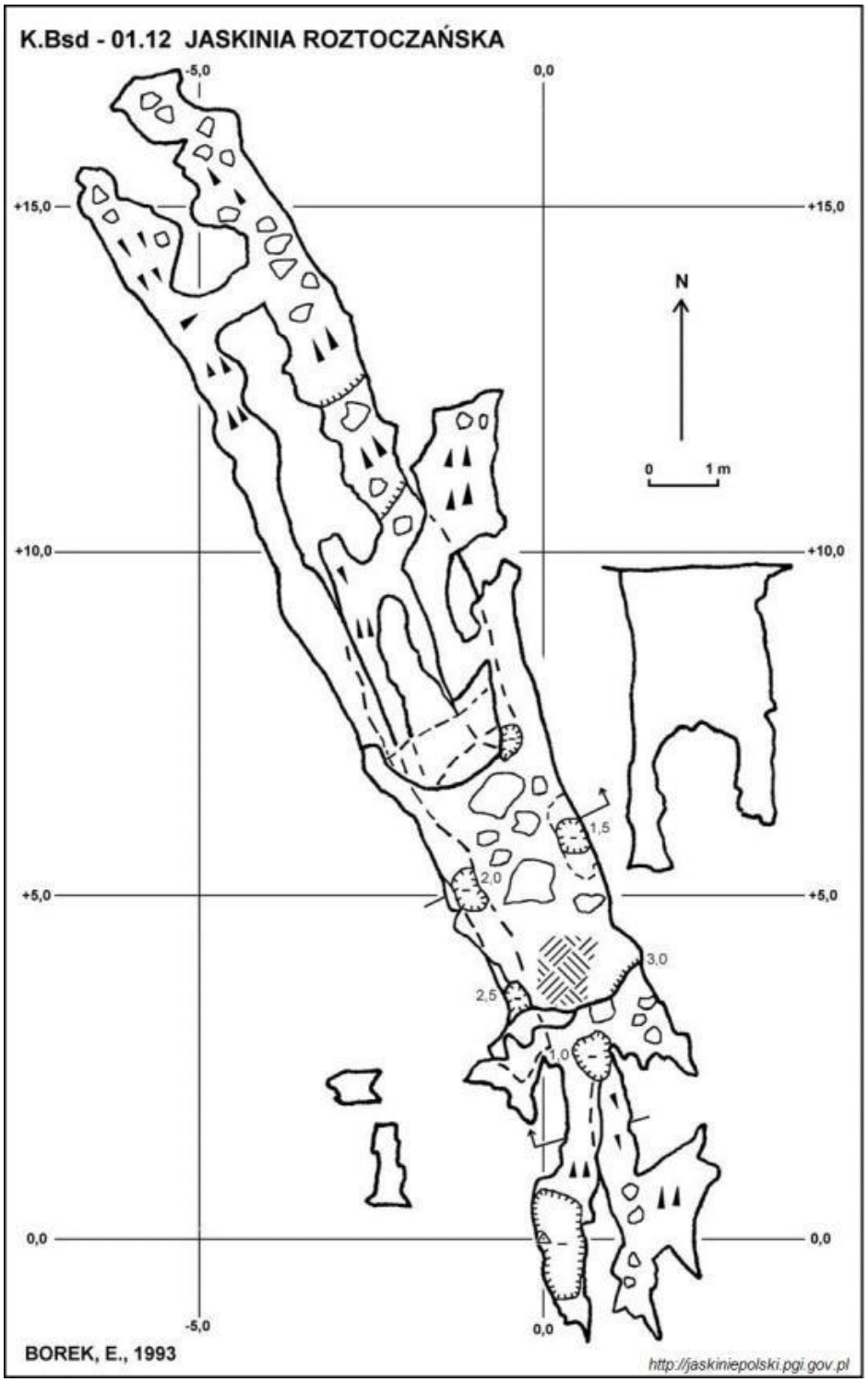


Fig. 10. Plan Jaskini Roztoczańskiej wg Borka (1997)

W jaskini zimują nietoperze, stale przebywają w niej także typowe dla jaskiń Beskidów bezkręgowce. Osuwisko, na którym znajdują się jaskinie i schroniska podskalne, wciąż posiada potencjał eksploracyjny, co pokazuje niedawne okrycie szczelinowej Wietrznej Studni, 15-metrowej jaskini, w której obecna jest polewa naciekowa (Pawełczyk 2020).

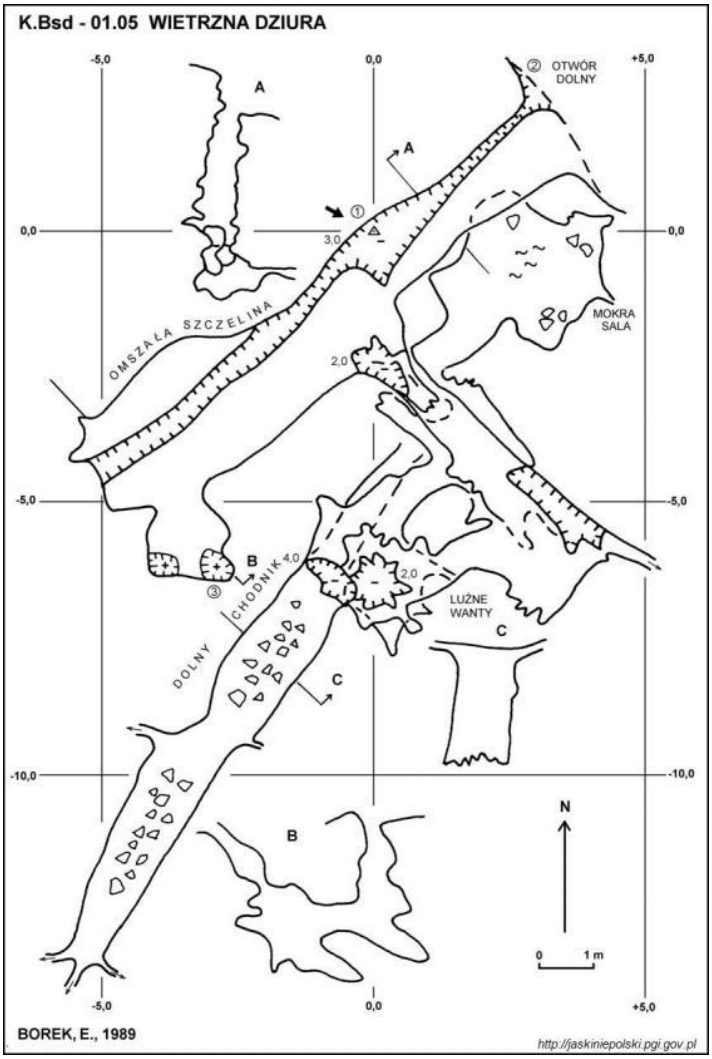


Fig. 11. Plan jaskini Wietrzna Dziura wg Borka (1997)

Literatura

Borek, E., 1997. Jaskinia Roztoczańska. In: Pulina, M. (ed.), *Jaskinie Polskich Karpat Fliszowych. Tom 2. Jaskinie Beskidu Małego, Beskidu Makowskiego, Pogórza Wiśnickiego, Beskidu Wyspowego, Gorców, Beskidu Sądeckiego, Pogórza Rożnowskiego, Pogórza Ciężkowickiego*, PTPNoZ, Warszawa, pp. 106–108.

Borek, E., 1997. Wietrzna Dziura. *In*: Pulina, M. (ed.), *Jaskinie Polskich Karpat Fliszowych. Tom 2. Jaskinie Beskidu Małego, Beskidu Makowskiego, Pogórza Wiśnickiego, Beskidu Wyspowego, Gorców, Beskidu Sądeckiego, Pogórza Rożnowskiego, Pogórza Ciężkowickiego*, PTPNoZ, Warszawa, pp. 108–109.

Klassek, G. & Mleczek, T., 2003. Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat Fliszowych (październik 2002 r. – wrzesień 2003 r.). *Materiały 37. Sympozjum Speleologicznego: Sekcja Speleologiczna P. T. P. im. M. Kopernika*. Dodatkowa wkładka, Wojcieszów.

Pawełczyk, M., 2020. Wietrzna Studnia K. Bsd-01.51. Sprawozdania internetowe Speleoklubu Bielsko-Biała (https://speleobielsko.pl/sprawozdania/item/4601-2020-10-15-maciej-pawelczyk-wietrzna-studnia-k-bsd-01-51)

STRESZCZENIA WYSTĄPIEŃ

Sulfuric Acid Speleogenesis in the Plavecké Predhorie foothills, Malé Karpaty Mountains, Slovakia

Pavel Bella[1, 2], Pavel Bosák[4], Petr Mikysek[4], Juraj Littva[2], Helena Hercman[3], Jacek Pawlak[3], Šimon Kdýr[4], Petr Pruner[2], Michał Gradziński[6], Wojciech Wróblewski[6]

[1] *Department of Geography, Faculty of Education, Catholic University in Ružomberok, Hrabovská cesta 1, 031 04 Ružomberok, Slovakia*
[2] *State Nature Conservancy of the Slovak Republic, Slovak Caves Administration, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia*
[3] *Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, ul. Twarda 51/55, 00 818 Warszawa, Poland*
[4] *Institute of Geology of the Czech Academy of Sciences, Rozvojová 269, 165 00 Praha 6-Lysolaje, Czechia*
[6] *Institute of Geological Sciences, Faculty of Geography and Geology, Jagellonian University, Gronostajova 3A, 30-387 Kraków, Poland*

The caves (Plavecká jaskyňa, Pec, Plavecká priepasť) in the Plavecký hradný vrch Hill (Plavecký Karst, western Slovakia) are the first site in Slovakia with the identified hypogene sulfuric acid speleogenesis. They were formed by waters ascending along faults in fractured Triassic carbonates related to the horst-graben structure at the contact of the Malé Karpaty Mountains and the NE part of the Vienna Basin. The Plavecká jaskyňa and Pec caves contain almost horizontal passages and halls/chambers with flat corrosion bedrock floors, fissure discharge feeders, wall water-table notches and some other speleogens associated with sulfuric acid speleogenesis (Bella et al., 2019a, b). The sulfuric low-temperature acid development phases of the Plavecká jaskyňa and Plavecká priepasť are also indicated by gypsum and jarosite in rare cave deposits. Subaerial calcite popcorn rims were precipitated from condensation water at the edges of feeding fissures that were still active as thermal vents when the water table dropped. Hydrogen sulfide involved in the sulfuric acid speleogenesis was probably derived from anhydrites and/or hydrocarbon reservoirs with sulphate-saline connate waters in fill of the adjacent Vienna Basin. It ascends to the surface along deep-rooted sub-vertical fault zones at the contact of the Vienna Basin with adjacent mountains (Bella et al., 2019b). The development of three cave levels at 295 to 283 m asl in the Pec Cave, and five levels at 225 to 214 m asl in the Plavecká jaskyňa corresponded to phases of stabilized local basis of erosion in the adjacent part of the Vienna Basin, most likely during periods of strongly decelerated and/or interrupted subsidence (cave levels separated by vertical differences of only a few meters probably also due to the Pleistocene climatic cycles). The subhorizontal parts of the Pec Cave are probably of late Early Pleistocene age. Two highest levels of the Plavecká jaskyňa developed during early Middle Pleistocene. Fine-grained sediments in the passage at 225 m asl with the normal magnetic polarity contain jarosite. The middle level of the Plavecká jaskyňa at 220 m asl was formed in mid-Middle Pleistocene, lower and lowermost levels in late Middle Pleistocene (>270 ka). The water table in the lowermost cave level probably dropped after the tectonic reactivation of the Podmalokarpatská zníženina (Bella et al., 2022) Depression just in the front of a marginal horst structure of the Malé Karpaty Mountains.

Although breakdown processes strongly remodified the Plavecká priepasť, several remnants of the original solution morphology allow to discern and reconstruct its origin and development. Rising wall channels and chains of cupola-like cavities leading upwards preserved in the upper part of the shaft indicate a former ascending water movement. When the Pec Cave was formed in the late Early Pleistocene (see Bella et al., 2022), the upper part of the shaft served as the outflow vertical conduit of the larger underground karst drainage at the north-western foot of Plavecký hradný vrch. The NE–SW and NNE–SSW fractures controlling the lower part of the Plavecká priepasť are parallel to the fractures that predisposed the fissure discharge feeders in the Plavecká jaskyňa and Pec caves (Bella et al., 2019a, b). The lower subhorizontal part of the Plavecká priepasť is featured by preserved water table notches, small remnants of flat corrosion bedrock floor, replacement pockets, shallow smooth and rounded (not asymmetrical) hollows delimited by cusps, convection niches, and cupolas. The subhorizontal part of the shaft can be

correlated with the late Middle Pleistocene lowermost level passage of the nearby Plavecká jaskyňa (see Bella et al., 2022). The fine-grained sediments taken for mineralogical analysis from the Kaplnka in the Plavecká priepasť consist mainly of calcite and some minor minerals such as quartz, micas and kaolinite. In addition, accessory minerals (minerals of the alunite group, anhydrite and hydrated Fe sulfates) were identified.

Several solution morphologies (flat corrosion floors, discharge fissure feeders, water table notches, replacement pockets, cupolas) preserved mainly in the Plavecká jaskyňa and Pec (Bella et al., 2019a, b), as well as the presence of alunite and jarosite in the Plavecká jaskyňa (Bella et al., 2019b) and Plavecká priepasť indicate sulfuric acid speleogenesis in the Plavecký hradný vrch as the first investigated locality in Slovakia.

This work was supported by the grants VEGA No. 1/0323/24, institutional financing of the State Nature Conservancy of the Slovak Republic, Slovak Caves Administration and the Czech Academy of Sciences, Institute of Geology (No. RVO67985831).

References

Bella, P., Bosák, P. & Littva, J., 2019a. Hypogénny pôvod jaskyne Pec (Plavecký kras, Malé Karpaty): tektonická predispozícia a morfologické znaky. *Slovenský kras*, 57: 133–146.

Bella, P., Bosák, P., Mikysek, P., Littva, J., Hercman, H. & Pawlak, J., 2019b. Multi-phased hypogene speleogenesis in a marginal horst structure of the Malé Karpaty Mountains, Slovakia. *International Journal of Speleology*, 48: 203–220.

Bella, P., Hercman, H., Kdýr, Š., Mikysek, P., Pruner, P., Littva, J. Minár, J., Gradziński, M., Wróblewski, W., Velšmid, M. & Bosák, P., 2022. Sulfuric acid speleogenesis and surface landform evolution along the Vienna Basin Transfer Fault: Plavecký Karst, Slovakia. *International Journal of Speleology*, 51: 105–122.

Różnorodność fauny skorupiaków (Crustacea) i pierścienic (Annelida) w studniach miejskich Krakowa

Diversity of Crustacea and Annelida in municipal wells in Krakow

Elżbieta Dumnicka[1], Joanna Galas[1], Tadeusz Namiotko[2], Agnieszka Pociecha[1]

[1] Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. Adama Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mail: dumnicka@iop.krakow.pl, galas@iop.krakow.pl, pociecha@iop.krakow.pl,
[2] Pracownia Biosystematyki i Ekologii Bezkręgowców Wodnych, Wydział Biologii, Uniwersytet Gdański, ul. Wita Stwosza 59, 80-308 Gdańsk; e-mail: tadeusz.namiotko@ug.edu.pl

Badania fauny bezkręgowców oraz chemizmu wód w ponad 90. krakowskich studniach przeprowadzono w latach 2019 – 2020, a metodyka i częściowe wyniki tych badań obejmujące parametry fizyko-chemiczne wody i wstępne opracowanie fauny były prezentowane w trakcie poprzednich Sympozjów Speleologicznych PTP im. Kopernika (Dumnicka & Galas, 2019; Dumnicka, 2020, 2021) oraz na XX Konferencji Biospeleologicznej (Dumnicka & Galas, 2022).

Aczkolwiek nie powiodła się próba identyfikacji głównych czynników wpływających na skład i rozmieszczenie poszczególnych taksonów bezkręgowców (Dumnicka, 2021), to zebrany materiał pozwolił na określenie różnorodności fauny wodnej (w tym stygobiontów), w wodach podziemnych Krakowa pozostających pod silną antropopresją.

Skorupiaki i pierścienice reprezentowane były przez 18 taksonów (oznaczonych do poziomu gatunku lub rodzaju), ale nie jest to pełna lista organizmów zasiedlających te wody, na co wskazuje kształt wykresu krzywej akumulacji gatunków, który nie osiągnął asymptoty. Wyniki uzyskane w terminie wiosennym i wczesnojesiennym nie różniły się statystycznie.

Znalezienie aż pięciu stygobiontów: jednego gatunku pierścienicy (*Trichodrilus cernosvitovi*) i czterech gatunków skorupiaków należących do różnych grup taksonomicznych: *Typhocypris* cf. *eremita* (Ostracoda), *Diacyclops languidoides* (Copepoda), *Bathynella natans* (Bathynellacea) i *Niphargus* cf. *tatrensis* (Amphipoda) świadczy o bogactwie form typowych dla wód podziemnych. Każdy z tych taksonów występował w niewielkiej liczbie studni (od jednej do czterech), usytuowanych w różnych punktach miasta. Większość znalezionych stygobiontów jest znana z wielu stanowisk w południowej Polsce (Dumnicka & Galas, 2017) z wyjątkiem *Bathynella natans* – ten gatunek został dotychczas podany tylko przez Sywulę (1989) z Kotliny Kłodzkiej.

Prócz stygobiontów w studniach znaleziono pięć gatunków widłonogów i dwa taksony małżoraczków. Oznaczone bezkręgowce z tych grup taksonomicznych są charakterystyczne dla drobnych zbiorników wodnych, w tym również okresowych. Pierścienice były reprezentowane przez siedem taksonów o różnych wymaganiach siedliskowych – znaleziono formy wodne, ziemno-wodne a nawet jeden takson typowy dla gleb. Mimo zebrania prób z tak wielu studni liczba znalezionych osobników z poszczególnych gatunków była bardzo niska: od jednego do około dziesięciu; jedynie trzy taksony były bardziej liczne: *Acanthocyclops vernalis* – 108 osobników, *Pseudocandona* sp. – 61 osob. i *Bathynella natans* – 38 osob. Tak niska liczebność większości taksonów może świadczyć o niekorzystnych warunkach siedliskowych lub o przypadkowym, prawdopodobnie nietrwałym, zasiedleniu wód podziemnych Krakowa. Jednak obecność stadiów larwalnych widłonogów oraz bardzo młodych, a nawet świeżo wylęgłych skąposzczetów wskazuje na możliwość odtwarzania się przynajmniej niektórych populacji znalezionych w studniach.

Wszystkie badane studnie są dość szczelnie zakryte od zewnątrz, a większość z nich jest położona z dala od wód powierzchniowych, tak więc trudno jest prześledzić w jaki sposób organizmy typowe dla wód powierzchniowych zdołały je zasiedlić.

Literatura

Dumnicka, E., 2020. Pierścienice (Annelida) wód podziemnych Krakowa. In: Urban, J. (ed.), *Materiały 54. Sympozjum Speleologicznego*. *Krzyżanowice Dolne 15–18.10.2020.* Sekcja Speleol. PTP im. Kopernika, Kraków, pp. 51–52.

Dumnicka, E., 2021. Rozmieszczenie bezkręgowców w studniach miejskich Krakowa – rezultaty testowania hipotez roboczych. In: Urban, J. (ed.), *Materiały 55. Sympozjum Speleologicznego. Bartkowa 14–17.10.2021.* Sekcja Speleol. PTP im. Kopernika, Kraków, pp. 45-46.

Dumnicka, E. & Galas, J., 2017. An overview of stygobiontic invertebrates of Poland based on published data. *Subterranean Biology* 23: 1–18.

Dumnicka, E. & Galas, J., 2019. Wstępne wyniki badań fauny krakowskich studni miejskich. In: Wróblewski, W. & Sala, P. (eds), *Materiały 53. Sympozjum Speleologicznego. Szczawnica 10–13.10.2019.* Sekcja Speleol. PTP im. Kopernika, Kraków, pp. 35–36.

Dumnicka, E. & Galas, J., 2022. Invertebrate fauna in municipal wells in Kraków, Poland. *ARPHA Conference Abstracts 5*: e86699.

Sywula, T., 1989. *Bathynella natans* Veydovsky, 1882 i *Proasellus slavus* (Remy, 1948) nowe dla Polski, podziemne skorupiaki. *Przegląd zoologiczny* 33: 77–82.

Współczesne odsączeniowe żłobki krasowe na Wyżynie Krakowskiej: rozmieszczenie i geneza

Contemporary decantation karren on the Krakow Upland: distribution and origin

Anna Gądek

Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: a.gadek@uj.edu.pl

Badane współczesne odsączeniowe żłobki krasowe (*decantation karren*) wykształcone są w postaci wąskich rynienek rozmieszczonych obocznie na powierzchniach skalnych bezpośrednio pod pniami drzew. W najwyższej części żłobków formują się rozszerzenia, a głębokość żłobków zmniejsza się ku dołowi. Celem przeprowadzonych badań było wyjaśnienie genezy odsączeniowych żłobków krasowych na przykładzie form z Wyżyny Krakowskiej, a w szczególności określenie czynników geologicznych, biotycznych i środowiskowych warunkujących powstanie tych form. Przeprowadzone badania objęły: (i) charakterystykę podłoża skalnego, (ii) rozmieszczenie i morfometrię żłobków, (iii) własności hydrochemiczne wód tworzących żłobki, oraz (iv) własności kory wybranych drzew.

Obszar prowadzonych badań znajduje się w południowej części Wyżyny Krakowskiej. Występowanie odsączeniowych żłobków krasowych odnotowano w Dolinie Racławki oraz w Dolinie Eliaszówki na powierzchniach odsłonięć kompleksu węglanowych skał paleozoiku (dewon i karbon dolny) oraz na powierzchniach wapieni jury górnej w Dolinie Będkowskiej i w Lesie Wolskim. Żłobki formują się na powierzchniach wapieni o następujących cechach litologicznych: (i) silna cementacja, (ii) niska porowatość (od 0,57% do 2,15%), (iii) homogeniczność, w rozumieniu jednorodności wielkościowej składników ziarnistych, oraz (iv) brak domieszek niewęglanowych.

Żłobki wykształcone są jako formy o małej krętości na stromych powierzchniach skalnych, natomiast żłobki o dużej krętości formują się na połogich powierzchniach oraz w sytuacji niewielkiej podaży wody zasilającej. Żłobki te wyróżnia unikalny sposób dostawy wody zasilającej w postaci skoncentrowanego spływu z drzew, który równocześnie powoduje zwiększenie agresywności wody względem węglanowego podłoża. Czynniki warunkujące powstawanie tego typu form nie zostały dotychczas szczegółowo scharakteryzowane w literaturze.

Przeprowadzone badania potwierdziły, że zarówno czynniki zewnętrzne jak i wewnętrzne mogą modyfikować skład chemiczny wody zasilającej żłobki. Do zwiększenia agresywności wody zasilającej dochodzi w wyniku (i) usuwania przez spływającą wodę substancji akumulowanych tam w efekcie suchej depozycji; (ii) uwalnianie związków chemicznych będących produktem procesów fizjologicznych drzew. Dominująca jest jednak rola czynników zewnętrznych – zanieczyszczenia powietrza, a zwłaszcza suchej depozycji SO_2. Z genetycznego punktu widzenia, biorąc pod uwagę rolę drzew w powstaniu badanych żłobków można je zaliczyć do form fitokrasowych.

Formowanie współczesnych odsączeniowych żłobków krasowych jest procesem zachodzącym aktualnie. Potwierdzają to zmiany cech fizykochemicznych wody (zwłaszcza wzrost stężenia Ca) w trakcie spływu wody wzdłuż żłobków. Żłobki są formami młodszymi od drzew, pod którymi powstają. Formują się w ciągu kilkudziesięciu lat; można przypuszczać, że ich najintensywniejszy rozwój miał miejsce w okresie silnego zanieczyszczenia powietrza u schyłku XX w.

Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat Fliszowych (wrzesień 2023 – sierpień 2024)

Exploration and investigation of the caves in the Polish Flysch Carpathians (September 2023 – August 2024)

Paweł Gądek

Klub Taternictwa Jaskiniowego "Speleoklub", Bielsko-Biała, ul. 1 Maja 45, 43-300 Bielsko-Biała; e-mail: pawelgadek100@gmail.com

W okresie od sierpnia 2023 do września 2024 eksploracja była prowadzona przez członków Speleoklubu Bielsko Biała (SBB). Zostało odkrytych 7 nowych jaskiń i schronów podskalnych, w 2 odkryto nowe partie oraz ustalono długość kilku wcześniej odkrytych obiektów. W poszczególnych rejonach nowe odkrycia wyglądają następująco:

Malinów

Grupa eksploratorów pod kierownictwem P. Gądka po dwóch latach eksploracji odkryła jaskinię nazwaną Szczelina Wytrwałych. Początkowo długość wyniosła 50 m w tym 20 m stanowiła obszerna sala. W wyniku dalszej eksploracji udało się odkryć dalsze partie i długość wzrosła do około 150 m. Na chwilę obecną pomierzone są 52 m, a głębokość wynosi 17,1 m.

P. Gądek, T. Kochel i M. Kochut wyeksplorowali Jaskinię Rzeźbioną o długości 27 m. Dodatkowo w wyniku eksploracji udało się pokonać wąską szczelinę w niewielkiej Jaskini Mig. Jej długość to około 10 m, jednak za kolejnym przewężeniem widać większą przestrzeń, do której jeszcze nie udało się przedostać. W tym rejonie odkryto również Jaskinię Artefaktów o długości ok. 6 m.

Grabowa

P. Gądek, T. Kochel i G. Więcek odkryli nowe korytarze w Studni Wiatrów i długość po pomiarach wzrosła do 437 m, a głębokość do 18,5 m.

Magura

P. Gądek dokończył pomiary Jaskini Lotnych Piasków i ustalił długość na 730 m i określił rekordowe w Beskidzie Śląskim przewyższenie +5,4 m. M. Korczyk i M. Kochut określili długość Jaskini Rozwidlonej na 11 m. Dalsza eksploracja Magury pozwoliła na odkrycie kolejnej jaskini nazwanej Jaskinią Ceramiczną. Jej szacowana długość to 300 m.

Magurka Radziechowska

J. Ganszer i J. Pukowski odkryli trzy nowe obiekty:
- schronisko z oknem w Magurce Radziechowskiej o długości 2,2 m,
- schronisko Triumwiratu w Magurce Radziechowskiej o długości 4 m,
- okap Dwóch w Magurce Radziechowskiej o długości 1,7 m.

Na dzień 31 sierpnia 2024 w Polskich Karpatach Fliszowych jest znanych 1677 jaskiń i schronisk skalnych o łącznej długości 30797 m. 46 jaskinie osiągają długość powyżej lub równą 100 metrów, a 36 deniwelację powyżej lub równą 15 metrów.

Rekonstrukcja paleośrodowiska na podstawie analizy pyłkowej lodu jaskiniowego – studium na przykładzie Dobszyńskiej Jaskini Lodowej (Słowacja)

Palaeoenvironmental reconstruction based on pollen analysis of cave ice – example of Dobšiná Ice Cave, Slovakia

Magdalena Jelonek

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: magdalena.jelonek@alumni.uj.edu.pl

Dobszyńska Jaskinia Lodowa (Słowacja, Dobšinská ľadová jaskyňa) jest jedną z najokazalszych jaskiń lodowych na świecie. Powstała w wapieniach środkowego triasu na skutek działania podziemnego potoku Hnilec, stanowiąc część systemu Jaskini Strateńskiej. W czwartorzędzie jaskinie te zostały rozdzielone poprzez zawalenie się stropu (zapadlisko Duča), co wpłynęło na zmianę cyrkulacji powietrza i jej zalodzenie.

Zrealizowano całoroczny monitoring pyłkowy w obrębie Dobszyńskiej Jaskini Lodowej, dzięki czemu uzyskano pełne spektrum pyłkowe każdej z czterech pór roku. Celem tych działań była analiza współczesnych ziaren pyłku i czynników odpowiadających za ich dystrybucję, na podstawie materiału deponowanego we wnętrzu jaskini i porównanie ich ze spektrum zewnętrznym w jej pobliżu. Wyniki monitoringu rocznego dotyczące dystrybucji współczesnych ziaren pyłku w jaskini o dobrze poznanej cyrkulacji informują o czynnikach wpływających na rozprzestrzenianie się ziaren pyłku wewnątrz jaskini w zależności od ich nasilenia oraz sezonu. Mogą być one punktem odniesienia dla przyszłych badań palinologicznych w innych jaskiniach. Dane uzyskane z badań współczesnych ziaren pyłku stanowią podstawę do właściwej interpretacji zapisu kopalnego. Drugim celem badań była rekonstrukcja warunków paleośrodowiskowych późnego holocenu na podstawie analizy pyłkowej profilu lodowego, którego odsłonięcie widoczne jest w części jaskini zwanej Korytarzem Ruffíny'ego. Zostały pobrane próbki lodu oraz makroszczątków organicznych z wyraźnie warstwowanego profilu lodowego o miąższości ok. 12 m. Dzięki datowaniu radiowęglowemu próbek makroszczątków organicznych możliwe było zarówno skonstruowanie precyzyjnej skali czasu dla uzyskanego zapisu pyłkowego, jak również oszacowanie tempa przyrostu lodu. Uzyskane dane wykazały, iż tempo przyrostu lodu było wysokie w okresie Ciemnych Wieków, znacznie niższe w okresie Średniowiecznego Optimum Klimatycznego, a najszybsza jego akumulacja wystąpiła w czasie Małej Epoki Lodowej. Z kolei ziarna pyłku zachowane w lodzie jaskiniowym są istotnym wskaźnikiem zmian paleoklimatycznych, gdyż są wyznacznikiem szaty roślinnej danego obszaru (por. Feurdean et al., 2011). Analiza ziaren pyłku zachowanych w lodzie była podstawą rekonstrukcji szaty roślinnej, a dzięki temu, warunków środowiskowych tego obszaru w ciągu ostatnich około 1300 lat. Uzyskane dane dostarczyły przesłanek o chłodnych i wilgotnych stuleciach przed 800 AD, relatywnie stabilnych, ocieplających się warunkach w okresie średniowiecznym (800–1400 AD) oraz ochłodzeniu i znacznym zwiększeniu ingerencji człowieka w środowisko podczas Małej Epoki Lodowej (1400–1850 AD).

Literatura

Feurdean, A., Perşoiu, A., Pazdur, A. & Onac, B. P., 2011. Evaluating the palaeoecological potential of pollen recovered from ice in caves: A case study from Scărişoara Ice Cave, Romania. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 165: 1–10.

Manganowe otoczaki z systemu jaskiniowego Hochschartehöhlesystem (masyw Hoher Göll, Austria) – geneza i pochodzenie

The manganese pebbles from Hochschartehöhlesystem cave (the Hoher Göll massif, Austria) – genesis and provenance

Ditta Kicińska, Jacek Michniewicz

Instytut Geologii UAM, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: kicinska@amu.edu.pl, jacekm@amu.edu.pl

Najwyższe partie jaskiń Północnych Alp Wapiennych wypełnione są klastycznymi osadami pochodzącymi z formacji Augenstein. Są to głównie piaskowce i zlepieńce, które od wczesnego oligocenu do wczesnego miocenu były transportowane z Alp Centralnych w kierunku północnym i północno-wschodnim, gdzie były deponowane na tzw. paleopowierzchni Dachsteinu (Frisch et al., 2001). Charakterystyczne dla tych osadów jest również występowanie czarnych otoczaków, w skład których wchodzą głównie tlenki żelaza (Audra et al., 2002). W osadach klastycznych systemu jaskiniowego Hochschartehöhlen (masyw Hoher Göll) występują czarne, masywne otoczaki przypominające w obrazie makroskopowym osady pochodzące z formacji Augenstein. Wyniki dyfrakcji rentgenowskiej, badań składu chemicznego w mikroobszarze oraz badania petrograficzne wykazały, że głównym składnikiem otoczaków jest krzemian manganu – braunit. Niektóre próbki zawierają wyższe zawartości 1) wapnia, co wskazuje na minerał wzbogacony tym pierwiastkiem – braunit II, oraz 2) tlenki manganu i baru – hollandyt. Ponadto w składzie otoczaków zostały stwierdzone: kryptomelan, piroluzyt, tlenki żelaza oraz minerały ilaste. Ich cechą charakterystyczną jest także obecność struktur przypominających stromatolity (Kicińska et al., 2023).

Obecność braunitu dowodzi na genezę spoza środowiska jaskiń. Jest to bowiem minerał, który powstaje w podwyższonej temperaturze, w wyniku procesów hydrotermalnych, metamorficznych lub diagenetycznych. Nie występuje on również in situ na powierzchni masywu Hoher Göll, co wskazuje, że otoczaki pochodzą najprawdopodobniej z częściowo zerodowanych skał mezozoicznych a umiarkowane ich obtoczenie dowodzi niewielkiej odległości od źródła ich występowania (Kicińska i in., 2023). Poprzez analogię do środowisk współczesnych, genezę otoczaków z systemu jaskiniowego Hochschartehöhlen wiążemy z obszarami rozrostu den oceanicznych i towarzyszących im kominów hydrotermalnych (por. Sabatino, 2011; Jach & Dudek, 2005). Badane braunity mogą mieć również związek z ofiolitami egzotykowymi. Materiał taki został opisany kilka kilometrów na zachód od masywu Hoher Göll (Krische et al., 2014; Gawlick et al., 2015).

Literatura

Audra, P., Quinif, Y. & Rochette, P., 2002. The genesis of the Tennengebirge karst and caves (Salzburg, Austria). *Journal of Cave and Karst Studies*, 64: 153–164.

Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl I. & Székely, B., 2001. The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 90: 500–518.

Gawlick, J. H., Aubrecht, R., Schlagintweit, F., Missoni, S. & Plašienka, D., 2015. Ophiolitic detritus in Kimmeridgian resedimented limestones and its provenance from an eroded obducted ophiolitic nappe stack south of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Geologica Carpathica*, 66: 473–487.

Jach, R. & Dudek, T., 2005. Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Krížna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology*, 224: 136–152.

Kicińska, D., Michniewicz, J. & Kubiak, M., 2023. Manganese pebbles from Hochschartehöhlesystem (the Hoher Göll Massif, Austria): insight into potential genesis and provenance. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 92: 211–223.

Krische, O., Goričan, Š. & Gawlick, J. H., 2014. Erosion of a Jurassic ophiolitic nappe-stack as indicated by exotic components in the Lower Cretaceous Rossfeld Formation of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Geologica Carpathica*, 65: 3–24.

Sabatino, N., Neri, R., Bellanca, A., Jenkyns, H. C., Masetti, D. & Scopelliti, G., 2009. Petrography and high-resolution geochemical records of Lower Jurassic manganese-rich deposits from Monte Mangart, Julian Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299: 97–109.

Różnocieplność u nietoperzy - wpływ konwekcji

Heterothermy in bats - the influence of Convection

Grzegorz Kłys, Elżbieta Koenig

Instytut Biologii, Uniwersytet Opolski, ul. Oleska 22, 45-052 Opole; e-mail: gklys@uni.opole.pl, elakoenig36@gmail.com

U wielu zwierząt, szczególnie małych, koszty związane z termoregulacją mogą przekroczyć ilość dostępnej energii. W celu rozwiązania problemu niedoboru energii, wchodzą one w stan odrętwienia. Strategia ta pozwala uniknąć energochłonnego, szybkiego tempa metabolizmu niezbędnego do utrzymania stałej temperatury ciała. Jest to precyzyjnie regulowany i kontrolowany stan fizjologiczny. Odrętwienie jest więc odpowiedzią na niekorzystne warunki środowiskowe (niedobór jedzenia, wody, zimno, ciepło) i charakteryzuje się drastycznym obniżeniem temperatury ciała i innych funkcji fizjologicznych. Stan ten może trwać od kilku godzin do kilku miesięcy (French, 1988; Kłys, 2013).

Heterotermia więc pozwala przetrwać długi sezonowy okres spadku i wzrostu temperatury zewnętrznej oraz braku pokarmu w stanie hibernacji (snu zimowego), torporu (kontrolowanego obniżenia temperatury ciała) lub estywacji (sezonowego obniżenia intensywności procesów życiowych). W stanach tych przy wartościach temperatury ciała bliskich temperaturze otoczenia' metabolizm u nietoperzy jest zredukowany do wartości minimalnych (Boyles et al., 2008).

Jako organizmy heterotermiczne nietoperze mogą regulować temperaturę ciała w pewnych granicach. Termoregulacja ich jest tak szczególna, że potrafią obniżyć temperaturę ciała w ciągu 20–30 minut niemal do temperatury otoczenia (ryc. 1-2). Lecz w krótkiej chwili (Давыдов, 2000) nietoperze potrafią podnieść temperaturę znacznie powyżej temperatury otoczenia nawet do 40°C przy temperaturze powietrza wynoszącej tylko kilka stopni. Tak więc nietoperze stref umiarkowanych wchodzą w okresie chłodnym w odrętwienie by przeczekać okres w którym brak odpowiedniej bazy pokarmowej. Obniżają w czasie hibernacji temperaturę ciała niemal do temperatury otoczenia (McNab, 1982). Powoduje to znaczne zmniejszenie metabolizmu (Thomas, 1995).

Opis parametrów fizycznych hibernacji opiera się najczęściej na pomiarach temperatury **T** jako głównego parametru mikroklimatów miejsc hibernacji (refugioklimatu) a czasami temperatury i wilgotności **Rh** lub temperatury i prędkości przepływu powietrza **v**. Rzadko poruszana jest jednoczesna korelacja **T, Rh, v** i **q** (Kłys, 2013; Kłys et al., 2024).

Autorzy chcą wskazać istotną, rzadko poruszaną kwestię przepływu powietrza, a także pozostałych parametrów jako elementów istotnych przy wchodzeniu w stan hibernacji.

Zmiany metaboliczne stanu równowagi energetycznej podczas hibernacji zależą zatem od czynników stałych (gatunek, wielkość, waga, płeć i wiek osobnika) i zmiennych (wartości parametrów fizycznych środowiska; Kłys et al., 2024).

Prędkość przepływu powietrza wpływa na intensywność procesu wymiany ciepła w mechanizmach konwekcyjnych. Prędkość przepływu powietrza ma decydujący wpływ na intensywność procesu wymiany ciepła w mechanizmie konwekcyjnym. Określa ona rodzaj przepływu (laminarny, przejściowy lub turbulentny; Kłys et al., 2024).

Wzrost prędkości przepływu powietrza (**v**) zwiększa również odbiór wilgoci z organizmu nietoperza do środowiska lub zwiększa parowanie z powodu transportu cieplejszego lub suchszego powietrza, wypierając wilgotne, chłodne powietrze otaczające nietoperza (Wermundsen & Siivonen, 2010). Jednocześnie, im wyższy stopień nasycenia powietrza parą wodną, tym trudniej jest zbierać ciepło przez parowanie (Thomas, 1995; Thomas & Cloutier, 1992).

Literatura

Boyles, J. G., Storm, J. J. & Brack, V., 2008. Thermol beneńts of clustering durins hibemotion: a ńeld test of campeting hypotheses on Myotis sodalis. *Functional Ecology,* 22: 632–636.

French, A. R., 1988. The patterns of mammalian hibernation. *Am. Scient.*, 76: 569–575.

Kłys G. 2013. Multifactor Analysis of Refugioclimate in Places of Hibernation of Chosen Bat Species. *Studia Chiropterologica: Annals of the Chiropterological Information Center, vol. 8,* Institute of Systematics and Evolution of Animals Polish Academy of Sciencies, Kraków, 165 pp.

Kłys G., Ziembik Z., Makuchowska-Fryc J. 2024. Bat Hibernation: In Groups or Individually? *Applied Sciences-Basel*, 14: 2125.

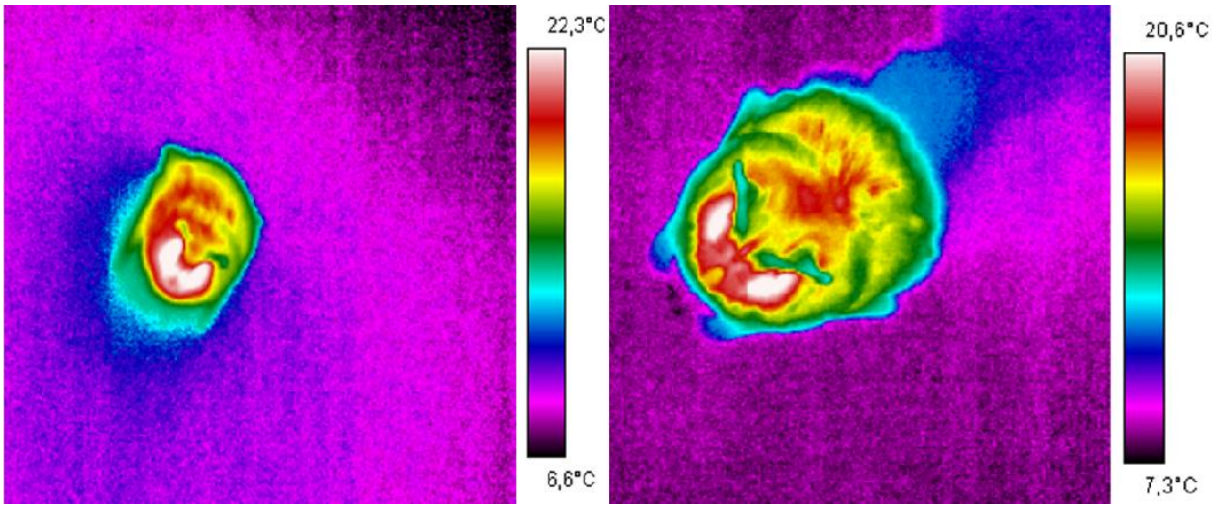
McNab, B. K., 1982. Evolutionary alternatives in the physiological ecology of bats. In: Kunz T. H. (ed.), *Ecology of bats*, Springer, Boston, pp. 151–200.

Thomas, D. W., 1995. Hibernating Bats Are Sensitive to Nontactile Human Disturbance. *Journal of Mammalogy*, 76: 940–946.

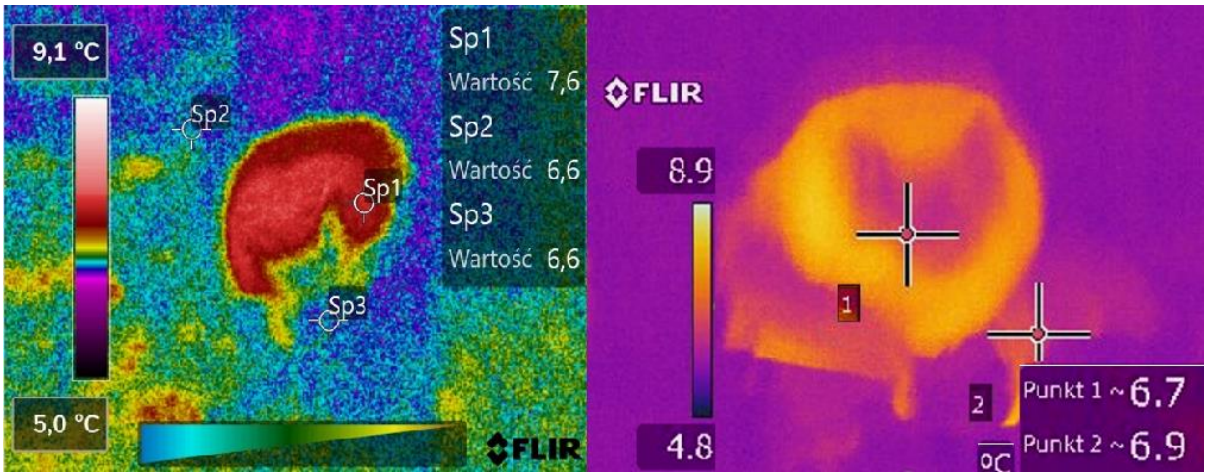
Thomas, D. W. & Cloutier, D., 1992. Evaporative water by hibernating little brown bats, Myotis lucifugus. *Physiol. Zool.*, 65: 443–456.

Wermundsen, T. & Siivonen, Y., 2010. Seasonal variation in use of winter roosts by five bat species in south-east Finland. *Cent. Eur. J. Biol.*, 5: 262–273.

Давыдов, А. Ф., 2004. Энергетика и терморегуляция у рукокрылых. *Журнал эволюционной биохимии и физиологии*, 40: 197–203.



Ryc. 1. Podczas wchodzenia w stan hibernacji. Dobrze widoczne odprowadzanie ciepła za pomocą konwekcji u gatunku *Barbastella barbastellus*. Fotografia w podczerwieni FLIR SYSTEM Ex60.



Ryc. 2. Podczas hibernacji *Barbastella barbastellus*. Fotografia w podczerwieni FLIR SYSTEM Ex60.

Fauna bezkręgowców wybranych jaskiń tatrzańskich – podsumowanie badań terenowych

Invertebrate fauna of some caves in the Tatra Mts. - summary of field study

Joanna Kocot-Zalewska

Muzeum Górnośląskie w Bytomiu. Dział Przyrody. pl. Jana III Sobieskiego 2, 41-902 Bytom

Od czerwca 2022 r. w wybranych jaskiniach tatrzańskich prowadzone są badania nad fauną bezkręgowców. Motywem podjęcia tego tematu była niewielka liczba danych. Jedynie Kowalski (1955) przeprowadził usystematyzowane obserwacje w kilku jaskiniach, jednak dane te pochodzą sprzed prawie 70 lat. Inne przeprowadzone badania dotyczyły pojedynczych obiektów (Skalski, 1967; Weiner, 1990) lub były prowadzone bardzo pobieżnie, przy okazji inwentaryzacji jaskiń (Sobiepanek, 1985). W jaskiniach lodowych w polskiej części Tatr badania fauny bezkręgowców nie zostały dotychczas w ogóle podjęte.

Badania prowadzone są w jaskiniach: Szczelina Chochołowska, Magurska, Lodowa w Ciemniaku, Lodowa Małołącka, Groby, Dziura i Dziura Wyżnia. W każdym badanych obiekcie pozostawiano pułapki typu Barbera o średnicy 5 cm i pojemności 100 mm wypełnione 30 % glikolem propylenowym. W trakcie wizyt, pułapki wymieniano, materiał laboratoryjnie był sortowany i wstępnie oznaczany. Ponadto stosowano metodę odłowu na upatrzonego, zbierając okazy bezpośrednio do fiolek z alkoholem.

Łącznie zebrano 957 okazów. Najliczniejszą grupą byli przedstawiciele skoczogonków Collembola, stanowiąc ok. 80% materiału; następnie muchówek Diptera – 13% zbiorów. Inne grupy, jak pająki, kosarze, roztocza, chrząszcze, wije stanowią niewielki odsetek kolekcji.

Literatura

Kowalski, K., 1955. Fauna jaskiń Tatr Polskich. *Ochrona Przyrody*, 23: 283-333

Skalski, A. W., 1967. Characteristics of the recent fauna from the Szczelina Chochołowska cave in the Tatra Mts. *Prace Muzeum Ziemi,* 11: 288–290

Sobiepanek, E., 1985. Fauna jaskiń tatrzańskich. In: Amirowicz, A., Baryła, J. & Dumnicki, L. (eds), *Materiały XV Sympozjum Speleologicznego*, Gacek, pp. 71-73

Weiner, M., 1990. Onychiuridae of Poland. New species of Ptotaphorura Absolon, 1901 from the Tatra Mts. *Acta Zoologica Cracoviensis,* 33: 453–457

Climatic effect of environmental modifications in entrance area of Dobšinská Ice Cave (Slovak Paradise, Slovakia) – the latest results

Magdalena Korzystka[1], Tymoteusz Sawiński[1], Ján Zelinka[2], Jacek Piasecki[1]

[1] University of Wroclaw, Institute of Geography and Regional Developnent, Dep. of Climatology and Atmosphere Protection, ul. Kosiby 6/8, 51-621 Wrocław, Poland; e-mail: magdalena.korzystka@uni.wroc.pl, tymoteusz.sawinski@uni.wroc.pl, jacek.piasecki@uni.wroc.pl
[2] Ministry of the Environment of the Slovak Republic, Slovak Caves Administration, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikulaš, Slovak Republic; e-mail: zelinka@ssj.sk

Reconstruction and modernization of touristic infrastructure in the Dobšinská Ice Cave, which were conducted in 2010 resulted in significant changes in the near-entrance area of the cave. The most important modifications included: reconstruction of the fence surrounding the Entrance Collapse of the cave, enlargement of the terrace for tourists in front of the cave entrance and cut out of a part of trees which had shaded the entrance area from the west and north. As a result, we observed disappearance of cryophilic plants which used to grow in the upper part of the Collapse, progressive melting of permafrost in its bottom part and formation of new openings which lead from the hollow into the cave. The changes in the ice conditions in the near-entrance part of the cave were also visible. Such changes indicate that deep transformation of climatic conditions inside Entrance Collapse occurred as a result of these modifications. To precisely determine the degree of this transformation in June 2012 started the survey focused on recognition of thermal stratification and spatial distribution of air temperature inside the Collapse. Archival data obtained during analogous research carried out by authors in the years 2003–2005 allowed to perform the comparison of climatic conditions in the Collapse before and after modifications and to determine the extent of observed changes in the Collapse microclimate. The results of conducted research also allowed to identify mechanisms and feedbacks that are responsible for shaping of microclimatic features of Entrance Collapse.

Caves near the Hrboltová discovered during the construction of the highway D1 Hubová – Ivachnová (northern Slovakia)

Juraj Littva[1], Pavel Bella[1,2], Pavel Herich[1,3], Dagmar Haviarová[1], Laura Dušeková[1,6], Andrej Žilka[4], Daniela Reháková[5], Eva Halásová[5]

[1] Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš; juraj.littva@ssj.sk, pavel.herich@ssj.sk, dagmar.haviarova@ssj.sk, laura.dusekova@sopsr.sk
[2] Katedra geografie, Pedagogická fakulta, Katolícka univerzita v Ružomberku, Hrabovská cesta 1, 034 01 Ružomberok; pavel.bella@ku.sk
[3] Katedra fyzickej geografie a geoinformatiky, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Ilkovičova 6, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava 4
[4] EDGE INVESTMENT, s. r. o., Vodárenská 6, 040 01 Košice; zilka@edgeinvestment.sk
[5] Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Ilkovičova 6, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava 4; daniela.rehakova@uniba.sk, evahalasova21@gmail.com
[6] Ústav geodézie, kartografie a geografických informačných systémov, Fakulta BERG, Technická Univerzita v Košiciach, Park Komenského 19, 040 01 Košice

In the years 2022 and 2023, three unexpected caves (with lengths of 31m, 25 m, and 43 m) were discovered during the construction of the D1 highway west of the town of Ružomberok (the northern part of the Veľká Fatra Mountains). The altitude of the caves was about 535 m above sea level, and 57 m above the Váh river bed. They formed in the NE-dipping (50–60°) rocks of Fatric Unit, specifically Lower Cretaceous bedded marly limestones of the Osnica Formation (approximately 47% CaO, approximately 11% SiO_2), containing frequent irregular calcite veins. The age of the rock was constrained to middle Beriasian by the calpionellid and calcareous dinoflagellate species. Observed frequent slickensides are likely related to the Cretaceous translation of the overriding nappes of the Hronic Unit and later Cainozoic stages of deformation with a predominantly strike-slip movement sense. The cave spaces were predisposed mainly on the steep NE–SW to E–W-striking sinistral faults and NW–SE to N–S striking dextral faults. The strike-slip faults are likely related to the significant N–S-trending fault system running through the area named Central Slovak Fault System. The caves resulted from the corrosion caused by waters penetrating along structural discontinuities and bedding planes of partially dissolved marly limestones. The primary cavities probably formed in the phreatic zone, and no allochthonous fluvial sediments were found in these caves. We assume the water penetrated the cave diffusely from the Váh River when a terraced surface was formed above the cave, probably in the later Early or earlier Middle Pleistocene. Water from the small brook flowing through the tributary Kamenná dolina Valley could have contributed to the genesis of the caves. Despite the marly limestone forming the host rock of the cave, a relatively rich secondary calcite decoration was present, mainly dripstones (straws, thin stalactites, conical and pagoda-like stalagmites, helictites), flowstones, and small rimstones. The cave floor was covered by unconsolidated fine-grained sediments, rock blocks, and debris, and the seepage water was continuously drained downwards, only in some locations of Hrboltová 1 and 3 caves, it accumulated in smaller rimstone pools. The analyzed waters in the Hrboltová 1 Cave (February 10, 2022) were alkaline, with low electrolytic conductivity (189 to 237 µS/cm). Two caves (Hrboltová 1 and 2) were destroyed by the ongoing highway construction in January and March 2023, and the majority of the third cave (Hrboltová 3) will probably be destroyed in 2024 or 2025. The explored caves may represent a fragment of a larger cave developed at the mouth of Kamenná dolina to the Váh River valley, where there are more favourable lithological, hydrogeological and hydrographic conditions for the underground karstification of the marly limestones compared to the broader surroundings. The location of the caves near the bridge leading to the western portal of the Čebrať tunnel did not allow any change of the projected route of this highway section, which was significantly limited by the dissected relief (the deep antecedent valley of the Váh River) and complicated geological conditions (landslides). This discovery prompted additional research into other Slovak caves formed in this type of host rock, however, so far, this type of host rock has not been confirmed in any of the visited caves.

Analiza genetyczna form krasowo-antropogenicznych w sarmackich biokalkarenitach marginalnej strefy zapadliska przedkarpackigo (wschodnia część Niecki Nidziańskiej) z wykorzystaniem metod geofizycznych ERT, GPR oraz TLS

Genetical analysis of karst-anthropogenic forms in the Sarmatian biocalcarenites of the marginal zone of the Carpathian Foredeep (eastern Nida Basin) using geophysical methods ERT, GPR and TLS

Bernadetta Pasierb[1], Grzegorz Gajek[2], Jan Urban[3], Wiesław Nawrocki[4]

[1] *Politechnika Krakowska, Wydział Inżynierii Środowiska i Energetyki, Katedra Geoinżynierii i Gospodarki Wodnej, ul. Warszawska 24, 31-155 Kraków, e-mail: bpasierb@pk.edu.pl*
[2] *Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Katedra Geologii, Gleboznawstwa i Geoinformacji, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, e-mail: gajcy@umcs.pl*
[3] *Polska Akademia Nauk, Instytut Ochrony Przyrody, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków, e-mail: urban@iop.krakow.pl*
[4] *KPG Zakład Badań Nieniszczących, Kraków, ul. Pod Strzecha 19, 31-352 Kraków, e-mail: zbn@zbn-krakow.pl*

Jaskinie krasowe i niekrasowe stanowią złożone systemy o dużej heterogeniczności. Ich rozwój, poprzedzony zazwyczaj istnieniem gęstego systemu spękań, może doprowadzić do deformacji ośrodka skalnego i rozwoju zapadlisk na powierzchni terenu. Dlatego istotne znaczenie ma kartowanie miejsc prawdopodobnego występowania podziemnych pustek, określenie ich rozmiarów oraz rozpoznanie rozwijających się wokół nich stref szczelinowatych. Rozpoznanie takiego podłoża oraz poznanie genezy podziemnych pustek wymaga zastosowania zintegrowanych nieinwazyjnych metod badawczych.

Prezentowane badania przeprowadzono w obrębie i otoczeniu Jaskini pod Świecami w Podmaleńcu koło Staszowa, we wschodniej części Niecki Nidziańskiej. Jaskinia ta powstała w serii sarmackich utworów biokalkarenitowych północnej, marginalnej części basenu zapadliska przedkarpackiego (Walczowski, 1968; Buła *et al.*, 2008). Jaskinia ma długość 106 m i jej głównym elementem jest sala o długości około 10 m, szerokości do 6 m i wysokości do 3,5 m, rozwinięta kilka metrów za otworem usytuowanym w dolnej części ściany kamieniołomu. Sala ta przedłuża się w kierunku wschodnim w korytarz o długości 40 m, stopniowo zwężający się ku końcowi i dodatkowo odchodzą z niej jeszcze dwa mniejsze korytarze, w kierunku północnym oraz zachodnim (Gubała et al., 1998). Główna sala oraz pozostałe pustki jaskini noszą wyraźne cechy zawaliskowe: takie jak obecność bloków i głazów na spągu oraz wycięcie ścian wzdłuż powierzchni spękań, chociaż ściany w wielu miejscach mają powierzchnie o mikrorzeźbie krasowo-wietrzeniowej. W głównej sali widoczne są także ślady podziemnej eksploatacji wapieni. Charakterystycznymi elementami krasowymi występującymi w otoczeniu, w tym także w stropie jaskini, są tzw. świece krasowe - pionowe owalne studnie o średnicy kilkudziesięciu centymetrów i głębokości do kilkunastu metrów, powstałe w anaglacjalnym etapie jednego ze zlodowaceń południowopolskich wskutek lokalnej degradacji wieloletniej zmarzliny i wypełnione glinami zwałowymi (Dobrowolski et al., 2007).

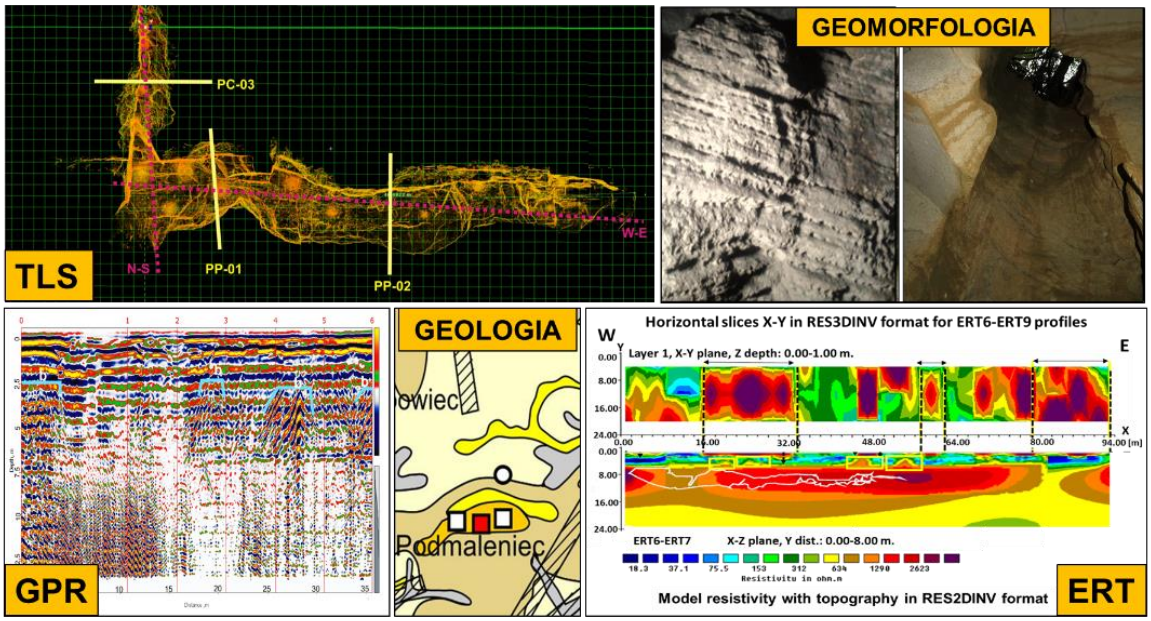
Wewnątrz jaskini wykonano skaning laserowy (TLS), wykorzystując 15 stanowisk pomiarowych. Skaning ten pozwolił na weryfikację jej kształtu i rozmiarów (Kędzierski et al., 2010; Gajek et al., 2016) Wykazał on, że wymiary korytarza głównego, wraz z rozwinięciem bocznej szczeliny są mniejsze niż podane przez Gubałę *et al.* (1998) o około 4.5 m. Boczny, zachodni korytarz, osiąga długość ok. 7.5 m, podczas gdy korytarz północny ma długość 16 m.

Drugą zastosowaną metodą była tomografia elektrooporowa (ERT), którą wykonano nad jaskinią i w jej otoczeniu przy użyciu układu Wennera-Schlumbergera 14 równoległych i prawie prostopadłych do nich profili z rozstawem elektrod wynoszącym 2 metry (Loke, 2022; Pasierb, 2015). Istotnym wynikiem tych badań jest udowodnienie warstwowości ośrodka skalnego. Pod

plejstoceńskim nadkładem głównie glin zwałowych o niskiej oporności i miąższości 4 m, występuje kompleks sarmackich węglanowych utworów detrytycznych, sięgający głębokości około 18 m. Jego podłoże stanowią utwory serii mułowcowo-węglanowej, opisywanej przez Bugajską-Pająk (1975). Zarejestrowane w kompleksie węglanowych utworów detrytycznych bardzo wysokooporowe anomalie (powyżej 2000 Ωm), wskazują na obecność pustych przestrzeni, które tworzą jaskinię. Strefa wysokooporowa zaznacza się znacznie szerzej niż wynikałoby to z konturów jaskini, występuje też poniżej obecnego spągu jaskini. Jej zasięg jest podstawowym argumentem przemawiającym za pierwotnie krasową genezą Jaskini pod Świecami, gdyż istnienie pustek krasowych w szerszej strefie niż obejmuje obecnie dostępna jaskinia oraz w spągowej części wapiennej serii bioklastycznej, nad mułowcowo-węglanową serią, wskazuje na pierwotnie szerszy zasięg procesów krasowych. Ich rozwój spowodował procesy grawitacyjne i powstanie pustek zawaliskowych, które następnie zostały poszerzone przez działalność eksploatacyjną człowieka i są obecnie dostępne. Oznacza to, że kluczowym procesem prowadzącym do powstania jaskini było krasowienie, a jej zawaliskowy charakter jest następstwem tego procesu oraz późniejszych działań człowieka.

Na przekrojach tomografii elektrooporowej (ERT) widoczne są też efekty istnienia świec krasowych jako punktowe lub słupkowe strefy zwiększonych oporności w kilkumetrowym czwartorzędowym nadkładzie wapieni. Wydaje się to szczególnie ciekawym zjawiskiem, wskazuje bowiem na epigenetyczną modyfikację świec lub wypełniających je osadów w okresie późnego plejstocenu a nawet holocenu. Słupowe anomalie opornościowe w nadkładzie czwartorzędowym mogą stanowić skupienia osadów wysuszonych lub zluźnionych bądź też odmiennych litologicznie od otoczenia, np. piasków eolicznych, które wypełniły lejki nad świecami w górnym plejstocenie lub holocenie. Świece krasowe ulegały więc modyfikacjom już po okresie zlodowaceń południowopolskich, poszerzając się albo nagromadzony w nich materiał gliniasty ulegał kompakcji lub grawitacyjnemu transportowi (wymywaniu). Miejscami osady wypełniające „świece" mogły całkiem wpaść do pustek krasowych, co można obserwować w Jaskini pod Świecami. W takich miejscach w momencie rozwoju takiego zawaliska do powierzchni terenu, lej będzie stanowił zagrożenie.

Metodą georadarową (GPR) rozpoznano strefę przypowierzchniową - nadkład czwartorzędowy oraz występujące w nim miejsca zmienności litologicznej i zluźnień osadów nad świecami krasowymi (Daniels, 2005; Nawrocki, 2015). Zarejestrowano również zmiany podłoża w dolnej części czwartorzędowej pokrywy, interpretowane jako szczeliny krasowe w wapieniach podłoża.



Ryc. 1. Wyniki badań uzyskane z skaningu laserowego 3D (TLS), badań geologicznych i geomorfologicznych, oraz georadarowych (GPR) i tomografia elektrooporową (ERT)

Obserwacje geomorfologiczne oraz badania ERT, GPR i TLS potwierdziły złożoną krasowo-antropogeniczną genezę jaskini. Jaskinia pod Świecami powstała w wyniku rozpuszczania wapieni przez wody podziemne. Ich konsekwencją były procesy grawitacyjne, na które nałożyły się przekształcenia antropogeniczne. Badania te udokumentowały również modyfikację geomorfologiczną powstałych na początku środkowego plejstocenu świec krasowych ich wypełnień oraz ich nadkładu, która nastąpiła w późnym plejstocenie i holocenie.

Literatura

Buła, Z, Żaba, J. & Habryn, R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski-Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Przegląd Geologiczny,* 56: 912–920.

Bugajska-Pająk, A., 1975. Badania skał węglanowo-detrytycznych w rejonie Dobra-Sztombergi. *Arch. Oddz. Świętokrz. Państ. Inst. Geol. Kielce*.

Daniels, D. J., 2005. Ground penetrating radar. In: Chang, K. (ed.), *Encyclopedia of RF and Microwave Engineering*, John Wiley & Sons, London.

Dobrowolski, R., Terpiłowski, S., Walsh, P. & Zagórski, P., 2007. The relationship of the Sanian ice sheet to depressions in the subglacial surface at the Smerdyna no 1 quarry, near Staszów (southern margin of Holy Cross Mountains, Poland) new data and new concepts. *Karst and Cryokarst, 25th Speleological School, 8th GLACKIPR Symposium, 19–26.03.2007, Sosnowiec, Poland.*

Gajek, G., Zieliński, A., Franczak, Ł., Komorowski, A., Przedpełski, Ł. & Adamczak, M., 2016. Ocena możliwości naziemnego skaningu laserowego (TLS) w badaniach pustek podziemnych na przykładzie Jaskini pod Świecami. *Materiały 50. Sympozjum Speleologicznego. Kielce – Chęciny 20–23.10.2016,* Wyd. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków, pp. 106–107.

Gubała, J. & Kasza, A., 1998. Jaskinia pod Świecami N-2.81. In: Gubała, J., Kasza, A. & Urban, J. (eds), *Jaskinie Niecki Nidziańskiej.* Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa, pp. 142–144.

Kędzierski, M., Walczykowski, P. & Fryśkowska, A., 2010. Aspekty pozyskiwania danych z naziemnego skaningu laserowego. *Biuletyn WAT,* 59: 211–221.

Loke, M. H., 2022. *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.*

Nawrocki, W. & Gołębiowski, T., 2015. Sprawozdanie z wyników badań różnych typów georadarów w podłożu krasowym. Politechnika Krakowska, Zakład Badań Nieniszczących KPG Sp. z o.o.

Pasierb, B., 2015. Numerical evaluation of 2D electrical resistivity tomography for subsoil investigations. *Technical transactions, Environ Eng Issue*, 2: 101–112.

Walczowski, A., 1968. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Staszów. *Wydawnictwa Geologiczne*, Warszawa, p. 90.

Czy mikromorfologia ziaren kwarcu może pomóc nam lepiej zrozumieć zlodowacenia plejstoceńskie? Wstępne wyniki analizy allochtonicznych osadów klastycznych w jaskiniach tatrzańskich

Can quartz grain micromorphology help us better understand Pleistocene glaciations? Preliminary results of the analysis of allochthonous clastic sediments in Tatra caves

Dawid Siemek[1], Jacek Szczygieł[2], Barbara Woronko[3]

[1] Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Kraków; e-mail: dawid.siemek@doctoral.uj.edu.pl
[2] Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Katedra Geologii Klimatycznej, Warszawa; e-mail: bworonko@uw.edu.pl
[3]Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk Przyrodniczych, Instytut Nauk o Ziemi, Sosnowiec, e-mail: jacek.szczygiel@us.edu.pl

W jaskiniach tatrzańskich allochtoniczne osady klastyczne zostały udokumentowane na różnej wysokości i w różnej formie (Wójcik, 1960). Uważa się, że przynajmniej częściowo są to osady związane ze zlodowaceniami plejstoceńskimi, których powierzchniowe ekwiwalenty, w przypadku zlodowaceń przed wistuliańskich, zostały w większości zdarte z powierzchni (Głazek et al., 1977). Osady te opisywano makroskopowo (np. Wójcik, 1960, 1966) oraz przy pomocy analizy mikrotekstur ziaren kwarcu pod skaningowym mikroskopem elektronowym (ang. Scanning Electrone Microscope, SEM) (Kostrzewski et al., 1991), jednak bez kontekstu wieku pogrzebania tych osadów. Geneza (fluwialna/fluwioglacjalna) tych osadów, jak również wiek i liczba zlodowaceń plejstoceńskich starszych niż ostatnie zlodowacenie są nie potwierdzone. Celem podjętych badań jest próba odpowiedzi na pytanie o wiek i liczbę zlodowaceń tatrzańskich w oparciu o określenie genezy osadów klastycznych w jaskiniach. Głównym założeniem jest analiza ziaren kwarcu metodą SEM z próbek o znanym wieku pogrzebania. Jak do tej pory, przeanalizowano 11 próbek z jaskiń: Kasprowej Niżniej, Goryczkowej, Kalackiej, Miętusiej Wyżniej, Czarnej, Szczeliny Chochołowskiej oraz z dwóch jaskiń na Słowacji – Kamenně Oči i Vernych. Pochodzą one z osadów zdeponowanych w korytarzach freatycznych w okresie od późnego miocenu/pliocenu do środkowego plejstocenu. Uzyskane wyniki nie potwierdzają jednoznacznie założenia, że osady wcześniejszych zlodowaceń, erodowanych na powierzchni, zachowały się w jaskiniach. Jedynie w kilku próbkach, datowanych na środkowy plejstocen, odnaleziono nieliczne ziarna, których powierzchnia najprawdopodobniej podlegała abrazji lodowcowej. Z drugiej strony, ziarna przemodelowane przez abrazję lodowcową znaleziono w osadach jaskini Vernych na Słowacji, co pozwala na stwierdzenie, że jaskinie tatrzańskie mogą zachowywać osady glacjalne. Niestety, nie jest znany wiek ich pogrzebania, a tym samym, określenie kontekstu wiekowego, nie jest możliwe. Zdecydowana większość przeanalizowanych ziaren ma silnie zwietrzałą chemicznie powierzchnie, a na części z nich zaobserwowano wyraźne ślady wietrzenia mrozowego w postaci świeżych przełamów muszlowych i mikrotekstur typu blokowego. Duża liczba ziaren była transportowana w energetycznym środowisku prądowym co wiążemy z abrazją ziaren w strefie falowania. Przemawiają za tym dobre obtoczenie ziaren oraz V-kształtne nacięcia tworzące się w trakcie kolizji ziaren w wodzie. Cechy teksturalne osadów wskazują, że były one deponowane w zmieniających się warunkach przepływów, a źródłem dostawy były nie tylko skały trzonu krystalicznego Tatr, ale również silikoklastyczne skały osadowe. Wstępne wyniki naszych badań wskazują na wieloetapową historię procesów, którym podlegały ziarna przed depozycją w jaskiniach. Potwierdzają również, że przynajmniej niektóre lodowce tatrzańskie miały dużą zdolność erozyjną, przez co mogły modyfikować mikromorfologię ziaren kwarcu. Zależność pomiędzy wiekiem pogrzebania osadów, a okresami zlodowaceń, nie została jak do tej pory udowodniona i wymaga dalszych badań.

Literatura

Głazek, J., Rudnicki, J. & Szynkiewicz, A., 1977. Proglacial Caves. A special genetic type of cave in glaciated areas. In: Tratman *et al*. (eds), *Proceedings of 7th International Congress Speleology*, Sheffeld, pp. 215–217.

Kostrzewski, A., Noel, M., Thistlewood, L. & Zwoliński, Z., 1991. Osady jaskiniowe Doliny Chochołowskiej w Tatrach. In: *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych.* Geografia, 50, pp. 289–308.

Wójcik, Z., 1960. Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich. *Acta Geologica Polonica,* 10: 401–454.

Wójcik, Z., 1966. Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. *Prace muzeum Ziemi*, 9.

Wstępne wyniki badań izotopowych w późnoholoceńskim nacieku z jaskini Gigant w górach Prokletije, Czarnogóra

Preliminary results of isotope studies in the Late Holocene speleothem from Gigant cave in the Prokletije mountains, Montenegro

Jacek Stienss[1], Ditta Kicińska[2], Jacek Pawlak[1], Michał Gąsiorowski[1]

[1] *Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Warszawa, e-mail: jacek.stienss@twarda.pan.pl*
[2] *Instytut Geologii UAM, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań,*

Góry Prokletije to najwyższa część Alp Dynarskich, gdzie od 2006 roku prowadzona jest intensywna i systematyczna eksploracja speleologiczna. Jednak badania naukowe w tym regionie zostały przeprowadzone dopiero niedawno. Prezentowane wyniki pochodzą z rejonu masywu Kolaty, gdzie znajdują się prawdopodobnie najstarsze systemy jaskiniowe na tym obszarze.

Badany naciek został pobrany z jaskini Gigant, która jest jedną z najwyżej położonych jaskiń na tym obszarze (wysokość otworu 2116 m n.p.m.). Jaskinia Gigant (głębokość 296 m, długość 1635 m) jest jedną z najgłębszych jaskiń w masywie Kolaty, chociaż tylko górny poziom jaskini jest bogaty w stalagmity i polewy (Kicińska et al., 2023). Od wejścia wąski korytarz prowadzi do trzech komór, z których w dwóch większych występuje stosunkowo bogata szata naciekowa.

Pobrany materiał został wydatowany na okres od 11.3 ka do 2.9 ka. Dokładniejszy model wiek-głębokość obliczony dla badanego nacieku wykazał obecność w tym zapisie znaczącego hiatusu, obejmującego najprawdopodobniej część wczesnego i cały okres środkowego holocenu. Obliczony początek krystalizacji młodszego odcinka nacieku, tj. ~4,5 ka, pokrywa się z prawdopodobnym wzrostem wpływów na klimat atlantyckich mas powietrza, interpretowanym wcześniej na podstawie zapisów z innych masywów górskich Europy Środkowej (Perşoiu et al., 2017; Hercman et al., 2020).

W niniejszej prezentacji wyników skupiliśmy się na okresie późnego holocenu, reprezentowanym w badanym nacieku przez stosunkowo ciągły zapis. Wstępne wyniki oznaczeń stosunków izotopów stabilnych węgla i tlenu wykazały wysokie wartości $\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$ około 4,2 ka. Może to być interpretowane jako ochłodzenie i osuszenie klimatu wiązane tzw. epizodem „4,2 ka" i obserwowanym również w innych zapisach paleoklimatycznych z obszaru północnych Włoch (Zanchetta et al., 2016) i Bałkanów (Zanchetta et al., 2012). Po tym zdarzeniu nastąpił stopniowy wzrost temperatury i wielkości opadów, wyrażony spadkiem wartości $\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$, aż do około 3,5 ka. Następnie obserwować można powtórny, stopniowy spadek temperatury i wilgotności kontynuujący się aż do końca analizowanego zapisu.

Literatura

Hercman, H., Gąsiorowski, M., Pawlak, J., Błaszczyk, M., Gradziński, M., Matoušková, Š., Zawidzki, P. & Bella, P., 2020. Atmospheric circulation and the differentiation of precipitation sources during the Holocene inferred from five stalagmite records from Demänová Cave System (Central Europe). *Holocene*, 30: 834–846.

Kicińska, D., Pawlak, J. & Stienss, J., 2023. An attempt to identify source areas of clastic deposits from selected caves of the Prokletije Mountains (Montenegro): a mineralogical and U-series geochemistry approach. *International Journal of Speleology*, 52, 109–122.

Perşoiu, A., Onac, B. P., Wynn J. G., Blaauw, M., Ionita, M. & Hansson, M., 2017. Holocene winter climate variability in Central and Eastern Europe. *Scientific Reports*, 7: 1196.

Zanchetta, G., van Welden, A., Baneschi, I., Drysdale, R. N., Sadori, L., Roberts, N., Giardini, M., Beck, C. & Pascucci, V. 2012. Multiproxy record for the last 4500 years from Lake Shkodra (Albania/Montenegro). *Journal of Quaternary Science*, 27: 780–789.

Zanchetta, G., Regattieri, E., Isola, I., Drysdale, R. N, Bini, M., Baneschi, I. & Hellstrom, J. C., 2016. The so-called "4.2 event" in the central Mediterranean and its climatic teleconnections. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 29: 5–17.

Pozostałości łowców mamutów w jaskiniach środkowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Remains of mammoth hunters in the caves of the central part of the Kraków-Częstochowa Upland

Magdalena Sudoł-Procyk[1], Magdalena Krajcarz[1], Maciej T. Krajcarz[2]

[1] *Instytut Archeologii, Wydział Nauk Historycznych, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, ul. Szosa Bydgoska 44/48, 87-100 Toruń; e-mail: sudol@umk.pl, magkrajcarz@umk.pl*
[2] *Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, mkrajcarz@twarda.pan.pl*

Region Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej niesie ze sobą wyjątkowo bogaty zapis prehistorycznej działalności łowców-zbieraczy. Wyżyna oferowała wiele naturalnych miejsc zamieszkania w postaci jaskiń i schronisk skalnych, będących jednoczenie naturalnymi repozytoriami osadów, zbierającymi ślady prehistorycznych gości. Te i inne elementy środowiska (wychodnie skał krzemionkowych, źródła krasowe, układ dolin i otaczających je wzniesień), zapewniały korzyści, które przyciągały łowców-zbieraczy od środkowego paleolitu do mezolitu i później. Pomimo tego bogatego zapisu, ślady aktywności górnopaleolitycznych łowców mamutów identyfikowanych z kulturą grawecką nie są regularnie rejestrowane na stanowiskach paleolitycznych środkowej części Wyżyny. Do tej pory odnotowano tylko nieliczne relikty aktywności łowców kultury graweckiej i epigraweckiej w jaskiniach i schroniskach mikroregionów Doliny Wodącej, Doliny Udorki, Skał Podlesickich i Skał Kroczyckich. Są to głównie wyroby krzemienne i kościane, których grawecką chronologię potwierdzają wyniki datowań radiowęglowych i termoluminescencyjnych.

Z okolic Doliny Wodącej znamy skąpy materiał archeologiczny z Jaskini Jasnej w Strzegowej, z pojedynczymi artefaktami krzemiennymi, takimi jak ostrza graweckie (Sawicki, 1953; Rybicka & Cyrek, 1997). W warstwie lessowej znaleziono liczne szczątki zwierząt, ale jak dotąd nie ma dowodów na obróbkę przez człowieka (Cyrek et al., 2016). Datowanie radiowęglowe uzyskane dla kości renifera, na której znajdują się ślady nacięć, wskazujące na aktywność graweckich łowców w regionie, odnaleziono natomiast w Schronisku nad Jaskinią Zegar (Krajcarz et al., 2012). Podobną datę uzyskano dla fragmentu narzędzia przypominającego ostrze, wykonanego z ciosu mamuta, pozyskanego z redeponowanych osadów Jaskini Perspektywicznej w Dolinie Udorki (Krajcarz et al., 2022). Prawdopodobnie z grawetienem można łączyć także pojedyncze wyroby krzemienne i kościane pochodzące z Jaskini Biśnik, takie jak wydatowany niedawno tłuczek z poroża jelenia szlachetnego (Orłowska et al., 2023). Na inwentarze identyfikowane z kulturą epigraweckią natrafiono w Skałach Kroczyckich - w Jaskini Deszczowej (Cyrek et al., 2000), oraz Skałach Podlesickich - w Jaskini Dziadowa Skała (Chmielewski, 1958) oraz Schronisku Ruska Skała (Cyrek, 2009). Spośród nich wyróżnia się inwentarz z Jaskini Deszczowej, m.in. poprzez bogaty inwentarz wyrobów krzemiennych i kościanych (Cyrek et al., 2000).

Dane uzyskane z wykopalisk na stanowiskach jaskiniowych wskazują, że łowcy graweccy penetrowali centralną część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, przynajmniej epizodycznie. Uzyskane informacje uzupełniają naszą wiedzę na temat kultury graweckiej i działalności człowieka w strefie na północ od Krakowa.

Badania terenowe prezentowanych stanowisk prowadzone były ze środków grantów Narodowego Centrum Nauki numer: 2011/01/N/HS3/01299, 2014/15/D/HS3/01302 i 2018/30/E/HS3/00567.

Literatura

Chmielewski, W., 1958. Stanowisko paleolityczne w Dziadowej Skale koło Skarżyc w pow. Zawierciańskim, *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi*, *Seria Archeologiczna*, 3: 5–48.

Cyrek, K., 2009. Archaeological studies in caves of the Częstochowa Upland. In: Stefaniak, K., Tyc, A. & Socha, P. (eds), *Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes*. Palaeoenvironments and protection, Studies of the Faculty of Earth Sciences University of Silesia, Zoological Institute University of Wrocław, Sosnowiec – Wrocław, pp. 145–160.

Cyrek, K., Krajcarz, M. T., Krajcarz, M. & Sudoł, M., 2016. Gravettian layer of Jasna Strzegowska Cave. In: Wojtal, P. & Wilczyński J. (eds), *2nd Conference World of Gravettian Hunters, Kraków, Poland, 16–20.05.2016*, pp. 20–21.

Cyrek, K., Nadachowski, A., Madeyska, T., Bocheński, Z., Tomek, T., Wojtal, P., Miękina, B., Lipecki, G., Garapich, A., Rzebik-Kowalska, B., Stworzewicz, E., Wolsan, M., Godawa, J., Kościów, R., Fostowicz-Frelik, L. & Szyndlar, Z., 2000. Excavation in the Deszczowa Cave (Kroczyckie Rocks, Częstochowa Upland, Central Poland). *Folia Quaternaria*, 71: 5–84.

Krajcarz, M. T., Sudoł, M., Krajcarz, M. & Cyrek, K., 2012. Stanowisko późnoczwartorzędowych osadów jaskiniowych – Schronisko nad Jaskinią Zegar w Skałach Zegarowych (Wyżyna Częstochowska). *Przegląd Geologiczny*, 60: pp. 546–553.

Krajcarz, M. T., Krajcarz, M. & Sudoł-Procyk, M., 2022. Stanowisko B.2. Jaskinia Perspektywiczna. In: Tyc, A., Krajcarz, M. T., Sudoł-Procyk, M. & Krajcarz M. (eds) *Materiały 57. Sympozjum Speleologicznego, Podlesice 13–16.10.2022*, Kraków, pp. 22–27.

Orłowska, J., Cyrek, K., Kaczmarczyk, G., Migal, W. & Osipowicz, G., 2023. Rediscovery of the Palaeolithic antler hammer from Biśnik Cave, Poland: New insights into its chronology, raw material, technology of production and function, *Quaternary International,* 665–666: 48–64.

Rybicka, M. & Cyrek, K., 1997. Wyniki weryfikacyjnych badań wykopaliskowych w Jaskini Jasnej w Strzegowa, woj. katowickie, w 1991 roku. *Łódzkie Sprawozdania Archeologiczne*, 3: 5–16.

Sawicki, L., 1953. Stan badań nad wiekiem człowieka kopalnego. *Acta Geologica Polonica*, 3: 171–189.

Jaskinia w kopule trawertynowej w Laskach po 50 latach ponownie staje się jaskinią wodną

The cave in the travertine mound in Laski becomes a water cave again after 50 years

Andrzej Tyc

Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, e-mail: andrzej.tyc@us.edu.pl

Kopuła trawertynowa w Laskach, nazywana przez miejscowych „Skałką", oraz jaskinia znajdująca się w jej wnętrzu to interesujące obiekty przyrodnicze. Od połowy lat 90. XX wieku przyciągają uwagę badaczy (m.in. Tyc, 1996; Gradziński et al., 1999, 2001a, b; Alexandrowicz, 2004). Kopuła trawertynowa w Laskach została zarejestrowana w Centralnym Rejestrze Geostanowisk Polski pod numerem 000122 (https://geostanowiska.pgi.gov.pl), a Jaskinia w Laskach (znana też jako Schronisko w Laskach) znajduje się w inwentarzu Jaskiń Polski, prowadzonym przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, pod numerem J.Śl-02.14 (https://jaskiniepolski.pgi.gov.pl). Pomimo starań włodarzy gminy Bolesław, do której należy sołectwo Laski, obiekt ten nie został dotychczas objęty ochroną prawną.

Kopuła zlokalizowana jest na lokalnym zrębie tektonicznym, gdzie plejstoceńskie piaski wodnolodowcowe miejscami leżą bezpośrednio na skałach węglanowych (dolomitach kruszconośnych i diploporowych, wapieniach gogolińskich) triasu środkowego. Na otaczającym obszarze ilaste osady triasu górnego (kajpru) rozdzielają te utwory, jednak na terenie Lasek są one zerodowane i występuje tu lokalne okno erozyjne (Motyka, 1988; Gradziński et al., 1999, 2001a).

Kopuła trawertynowa powstała w strefie rozładowywania ciśnień artezyjskich, które utrzymywały się w obszarze niecki błędowskiej, obejmującej północną część olkuskiego rejonu rudnego, aż do czasu intensywnego drenażu górniczego po uruchomieniu kopalni „Pomorzany" (Motyka, 1988). Przed rozpoczęciem sztucznego drenażu na kopule funkcjonowało niewielkie źródło, a zwierciadło wód podziemnych stabilizowało się na poziomie kilku do kilkunastu metrów powyżej powierzchni terenu (zob. Fig. 6 w Gradziński et al., 2001a).

Drenaż górniczy w niecce artezyjskiej spowodował wyschnięcie źródła w Laskach i zanik przepływu wody w rzece Biała, wzdłuż której znajdowała się skalna ostroga kopuły trawertynowej. Zakończenie eksploatacji rud cynku i ołowiu oraz wyłączenie systemu odwadniania w kopalni „Olkusz-Pomorzany" w grudniu 2021 r. zapoczątkowało proces odbudowy zwierciadła wód podziemnych w artezyjskiej niecce błędowskiej. Obecnie obserwuje się powrót do warunków hydrogeologicznych sprzed uruchomienia drenażu. W drugiej połowie kwietnia 2024 r., po niemal pięćdziesięciu latach od zaniku wody w tej części regionu, w pobliżu kopuły trawertynowej w Laskach pojawiło się duże zalewisko, a w maju tego roku uruchomił się przepływ w korycie rzeki Biała, na odcinku od kompleksu stawów w Laskach do ujścia do Białej Przemszy. Odcinek źródłowy powyżej kompleksu stawów w Laskach wciąż pozostaje suchy.

W maju 2024 r. woda pojawiła się również w jaskini wewnątrz kopuły. Funkcjonują w niej aktualnie ascenzyjne wypływy ze szczelin w scementowanych piaskach w spągu jaskini. Są one zlokalizowane przy SW ścianie głównego korytarza jaskini. Towarzyszy temu zjawisku silne bąbelkowanie, spowodowane naporem podnoszącego się zwierciadła wód i uwalnianiem powietrza z przestrzeni szczelinowej masywu.

Ze względu na zmiany, jakie zaszły w jaskini w kopule trawertynowej w Laskach, należy zaktualizować jej opis w inwentarzu Jaskiń Polski (https://jaskiniepolski.pgi.gov.pl). Obecne informacje są nie tylko nieaktualne, ale zawierają liczne błędy. Do niniejszego streszczenia dołączam listę publikacji dotyczących Schroniska w Laskach (Jaskini w Laskach), z których żadna nie została przywołana w inwentarzu, mimo że informacje i dane z tych publikacji są w nim uwzględnione. Proponuję również powrót do pierwotnej nazwy obiektu – Jaskinia w Laskach.

Badania są finansowane z projektu Narodowego Centrum Nauki nr 2020/39/I/ST10/02357 oraz Słoweńskiej Agencji Badań Naukowych ARRS nr N1-0226.

Literatura

Alexandrowicz W.P., 2004. Molluscan assemblages of Late Glacial and Holocene calcareous tufa in Southern Poland. *Folia Quaternaria*, 75: 3–309.

Gradziński M., Motyka J., Szulc J. & Tyc A., 1999. Stanowisko martwicy wapiennej i jaskinia w Laskach. In: A. Tyc (red.), *Materiały 33. Sympozjum Speleologicznego*, Jeziorowice 22-24.10.1999, Jeziorowice, pp. 26-31.

Gradziński M., Szulc J., Motyka J., Stworzewicz E., Tyc A., 2001a. Travertine mound and cave in a village of Laski, Silesian-Cracow Upland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 115-123.

Gradziński M., Szulc J., Motyka J., Stworzewicz E., Tyc A., 2001b. Stop A1 – Laski koło Olkusza – Rozwój holoceńskiej kopuły trawertynowej. In: *Przewodnik LXXII Zjazdu PTG*, Kraków, ss. 13-17.

Motyka J., 1988. Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym, jako środowisko wód podziemnych. *Zeszyty Naukowe AGH,* 1157*, Geologia*, 36, 109 ss.

Polonius A., 2008. Zjawiska krasowe i jaskinie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *Przyroda Górnego Śląska*, 53: 5-8.

Polonius A., Tyc A., 1998. Schronisko skalne w ostańcu martwicy wapiennej w Laskach we wschodniej części Wyżyny Śląskiej – informacja wstępna. In: A. Szynkiewicz (red.) *Materiały XXXII Sympozjum Speleologicznego*, Kamień Śląski 23-25.10.1998, ss. 41-43.

Tyc A., 1994. *Wartości przyrodnicze i kulturowe Zespołu Parków Krajobrazowych województwa katowickiego. Przyroda nieożywiona*. Wyd. ZZJPK, Dąbrowa Górnicza, 87 ss.

Tyc A., 1996. Zjawiska krasowe w triasie śląskim – aktualny stan wiedzy. In: J. Urban (red.) *Materiały XXX Sympozjum Sekcji Speleologicznej Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika*, 18-22.10.1996, Kielce-Bocheniec, s. 39.

Tyc A., Polonius A., 1998. Schronisko w ostańcu martwicy wapiennej w Laskach. *Jaskinie*, 6: 6-7.

Tyc A., Gradziński M. 2004. Laski - kopuła trawertynowa i jaskinia. In: J. Partyka, A. Tyc (red.), *Od Złotego Potoku do Ojcowa. Szlakiem wyprawy naturalistów z 1854 r.* Ojcowski Park Narodowy, Ojców, ss. 105-106.

https://geostanowiska.pgi.gov.pl/gsapp_v2/ObjectDetails.aspx?id=122

https://jaskiniepolski.pgi.gov.pl/Details/Information/1887

Jaskinie polskie jako siedlisko przyrodnicze 8310, chronione i monitorowane w skali europejskiej

Polish Caves as a habitat no. 8310, protected and monitored in the European scale

Jan Urban[1], Krzysztof Piksa[2]

[1] *Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków; e-mail: janurban@tlen.pl*
[2] *Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie; e-mail: piksak@gmail.com*

Kraje europejskie w tzw. Dyrektywie Siedliskowej (Dyrektywa Rady 92/43/EWG), przyjętej przez kraje członkowskie UE w dniu 21.05.1992 r., określiły zasady i sposoby ochrony przyrody, które potocznie nazywamy systemem Natura 2000. Dyrektywa ta zdefiniowała siedliska, które powinny podlegać ochronie (załącznik I), jak również gatunki roślin i zwierząt wymagające takiej ochrony (załączniki II, IV, V). Dyrektywa ta również, w art. 11. wprowadziła wymóg monitoringu siedlisk oraz gatunków, który powinien być dokonywany w określonych przedziałach czasu. Na terenie Polski przepisy w tym zakresie wprowadziła Ustawa o ochronie przyrody z 16.04.2004 r. Obowiązek monitoringu siedlisk i gatunków wymienionych w załącznikach Dyrektywy Siedliskowej na terenie kraju wprowadza art. 112 tej Ustawy, natomiast art. 28 i 29 tej Ustawy wprowadzają taki obowiązek w przypadku przygotowywania planów zadań ochronnych oraz planów ochrony obszarów Natura 2000. Nadzór nad wykonaniem monitoringu w skali krajowej sprawuje Główny Inspektorat Ochrony Środowiska (GIOŚ), natomiast w obszarach Natura 2000 – Regionalni Dyrektorzy Ochrony Środowiska (RDOS). W zależności od wyników takiego monitoringu podejmuje się decyzje o działaniach ochronnych dotyczących siedliska (Wstęp, 2015).

Wśród siedlisk wymienionych w załączniku I Dyrektywy Siedliskowej pod numerem 8310 (numer nie oznacza tu kolejności tylko przyporządkowanie do grupy) wymieniono „Jaskinie nie udostępnione do zwiedzania". W przypadku tego siedliska nietoperze są grupą będącą przedmiotem szczególnej obserwacji. Niektóre gatunki z tej grupy ssaków znalazły się także na liście gatunków chronionych, wymienionych w załączniku II Dyrektywy.

Zgodnie z przyjętą w skali ogólnopolskiej metodyką (Urban & Piksa, 2015), monitoring siedliska 8310 polega na przeprowadzeniu dwukrotnej wizytacji w monitorowanych jaskiniach (mogą to być nieudostępnione do zwiedzania fragmenty jaskiń w części udostępnionych, np. Jaskinia Niedźwiedzia, jak również sztuczne obiekty podziemne wykorzystywane przez nietoperze). Pierwszy etap wizytacji prowadzi się w czasie hibernacji nietoperzy w styczniu lub lutym, drugi – w sierpniu. Oprócz zimowego liczenia nietoperzy obserwacja obejmuje obecność organizmów bezkręgowych, zjawiska wodne, mikroklimat, stopień antropopresji oraz dostępność jaskini, a także ogólne cechy jaskini, przede wszystkich jej rozmiary. W wybranych, stałych punktach – oprócz pomiaru temperatury i wilgotności – obserwuje się i dokumentuje fotograficznie kształt stropu, ścian oraz spągu (namuliska), obecność nacieków i warunki wodne, zwracając uwagę na zmiany tych cech. Na podstawie tych cech określa się stan jaskini: właściwy (FV), niezadawalający (U1) lub zły (U2), znaczenie oddziaływań zewnętrznych, zagrożenia jaskini oraz perspektywy jej ochrony.

Pierwszy cykl monitoringu ogólnokrajowego siedliska 8310 w Polsce wykonano w latach 2013–2014 i objął on 63 obiekty ze wszystkich regionów jaskiniowych Polski, łącznie z Niżem Środkowoeuropejskim. Jako wykonawcy prac terenowych uczestniczyli w nim J. Furmankiewicz, W. J. Gubała, A. Kasza, J. Nowak, T. Mleczek, R. Paternoga, K. Piksa, T. Postawa i Cz. Szura, prace koordynowali K. Piksa i J. Urban. W roku bieżącym przeprowadzony został drugi cykl ogólnopolskiego monitoringu obejmującego 63 obiekty, w którym uczestniczył zespół: T. Brzuskowski, J. Furmankiewicz, W. J. Gubała, A. Kasza, T. Mleczek, R. Paternoga, K. Piksa, J. Pysz i T. Postawa, koordynowany przez te same, co poprzednio osoby. Oprócz jednak działań ogólnopolskich podobne monitoringi wykonywano w okresie od 2013 r. do lat ostatnich (niekiedy nawet dwukrotnie) – na zlecenie RDOŚ w Katowicach, Kielcach, Krakowie, Rzeszowie i Wrocławiu

– w bogatych w jaskinie obszarach Natura 2000, takich jak: Góry Bialskie i Grupa Śnieżnika (PLH020016), Góry i Pogórze Kaczawskie (PLH020037), Jaroszowiec (PLH120006), Małe Pieniny (PLH12025), Uroczysko Łopień (PLH120078), Ostoja Czarnorzecka (PLH180027). Osuwisko w Lipowicy (PLH180044), Beskid Śląski (PLH240005), Beskid Żywiecki (PLH240006), Beskid Mały (PLH240023) i

Jedną z możliwości stwarzanych przez monitoringi siedlisk i gatunków prowadzone w ramach działań UE, jest ocena stanu i zagrożeń tych elementów przyrody w formie tzw. czerwonych list lub czerwonych ksiąg. I takie inicjatywy podejmuje Międzynarodowa Unia Ochrony Przyrody (International Union for Conservation of Nature – IUCN), w Polsce we współpracy z GIOŚ, która w roku bieżącym zbierała materiały do „European Red List of Habitats". Jako autorzy opisu siedliska 8310 do tej Listy musieliśmy w tym opracowaniu opisać siedlisko, ocenić stan i status jego ochronny, określić stopień i charakter zagrożeń.

By ocenić stan siedliska i jego ochrony podjęliśmy próbę określenia ilości, długości oraz ochrony prawnej jaskiń w Polsce (Tab. 1). Z oceny tej wynika, że mamy prawie 6 tys. jaskiń zinwentaryzowanych o długości ponad 233 km, najwięcej na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, w Karpatach Zewnętrznych (Beskidach) i Tatrach. Ewidentnie niedoszacowana jest liczba jaskiń w Sudetach, co wynika z braku postępów prac eksploracyjnych.

Tab. 1. Liczba jaskiń oraz ich ochrona w wybranych kategoriach ochronnych (na podstawie: Jaskinie Polski – internetowa baza danych PIG-PIB; Nowak – internetowa baza danych; Mleczek, 2009; Ponikiewski, 2009; Gądek, 2023 oraz materiały autorskie).

Region biogeograficzny	Region geograficzny	Ilość	Długość [m]	Jaskinie chronione w wybranych kategoriach ochrony [%]					
				parki narodowe		rezerwaty przyrody		pomn. przyr., st. dokumentacyjne	
				ilość	długość	ilość	długość	ilość	długość
region kontynentalny	Niż Polski	21	218	0	0	5	11	24	44
	Wyż. Małopolska	159	8 174	4	0*	42	76	17	3
	Niecka Nidziańska	107	2 927	0	0	31	34	8	10
	Wyż. Lubelska	16	99	25	13	0	0	6	3
	Wyż. Śl.-Krakowska	2 697	44 425	28	16	10	15	0*	4
	Sudety	96	9 323	2	0*	12	46	5	1
	łącznie w regionie	3 096	65 166	24	11	12	28	2	4
region alpejski	Karpaty Zewnętrzne	1 670	30 200	5	3	9	5	2	28
	Pieniny	126	1 575	38	53	38	24	1	0*
	Tatry	913	137 000	100	100	0	0	0	0
	Łącznie w regionie	2 709	168 775	39	82	8	1	1	5
Polska *łącznie*		**5 805**	**233 941**	**31**	**62**	**10**	**8**	**2**	**5**

* Mniej niż 0,5%.

Stan zachowania siedliska należy ocenić jako dobry. Liczba i rozmiary jaskiń są znaczne i stosunkowo duża ilość jaskiń jest objęta różnymi formami ochrony prawnej. Stan ochrony prawnej jaskiń jest najwyższy w przypadku Tatr znajdujących się w obrębie Tatrzańskiego PN, niewystarczający w Karpatach Zewnętrznych i na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (Tab. 1). Monitoring wykonany w wybranych jaskiniach Polski oraz na obszarach Natura 2000 wykazuje, że struktura i funkcja siedliska jest właściwa w przypadku średnio 55% (25-70%) jaskiń, zaś perspektywy ochrony są oceniane jako odpowiednie w przypadku średnio 77% jaskiń (Tab. 2).

Tab. 2. Stan zachowania wybranych jaskiń z terenu Polski oraz obszarów Natura 2000 w poszczególnych regionach: Wyżynie Śląsko-Krakowskiej (W.Ś.), Wyżynie Małopolskiej (W.M.), Sudetach (Sud.), Pieninach (Pie,) oraz Karpatach Zewnętrznych (Karp .Z.) w latach 2013–2023, mierzony wskaźnikami siedlisk: FV – właściwy, U1 – niezadawalający, U2 – zły (na podstawie danych ogólnopolskiego monitoringu siedliska 8310 z lat 2013–2014 oraz monitoringów w obszarach Natura 2000 z lat 2013–2023 wymienionych w tekście).

Region		Liczba badań	Powierzchnia siedliska			Wskaźniki kardynalne oceny stanu						Specjalna struk-tura i funkcja			Perspektywy ochrony		
						mikroklimat			dostępność								
			FV	U1	U2	FV	U1	U2	FV	U1	U2	FV	U1	U2	FV	U1	U2
kon-ty-nen-talny	Polska	35	35	0	0	35	0	0	19	14	2	19	14	2	25	10	0
	W.Ś.	3	2	0	1	3	0	0	2	1	0	2	1	0	2	1	0
	W.M.	25	21	0	4	21	0	4	8	10	7	5	9	11	16	2	7
	Sud.	20	19	1	0	20	0	0	14	6	0	15	5	0	16	4	0
alpej-ski	Polska	28	27	1	0	28	0	0	18	10	0	18	10	0	22	6	0
	Pie.	11	11	0	0	11	0	0	6	5	0	6	5	0	8	3	0
	Karp.Z.	65-67	59	3	3	63	1	1	45	18	1	41	20	5	57	7	3
łącznie		189	174	5	8	181	1	5	112	64	10	106	64	18	146	33	10

Jako główną przyczynę niewłaściwego stanu ochrony jaskiń na terenach chronionych prawnie wskazuje się ich dostępność (Tab. 2). Skutkiem nieograniczonej dostępności jaskiń są zagrożenia spowodowane turystyką jaskiniową, eksploracją speleologiczną oraz innymi zniszczeniami antropogenicznymi (m.in. wandalizmem) (Tab. 3). Poza terenami prawnie chronionymi, na obszarach, na których prowadzona jest eksploatacja kopalin skalnych lub prace budowlane, istotnym zagrożeniem jest niszczenie lub zasypanie jaskiń spowodowane tymi działaniami, jak również zanieczyszczenie jaskiń stałymi lub ciekłymi materiałami odpadowymi. Stałym, lecz niezbyt często występującym, naturalnym zagrożeniem, są obrywy stropów jaskiń, które mogą powodować zniszczenie siedliska, gdy powodują zamknięcie otworu jaskini (Tab. 3). Jako zagrożenie (nie pokazane w tabeli) uznaje się coraz częściej zmiany klimatyczne.

Tab. 3. Zagrożenia wybranych jaskiń z terenu Polski oraz obszarów Natura 2000 (skróty nazw regionów oraz obszary Natura 2000 – patrz tab. 2) z lat 2013–2023.

Region		Liczba badań	Zagrożenia istniejące								
			eksploracja speleologiczna	turystyka jaskiniowa	wanda-lizm	zapadliska, obrywy	składowanie odpadów	złe zamknięcie otworu	drapieżnictwo	eksploatacja	zanieczyszcz wód
kontynen-talny	Polska	35	30	11	0	5	1	0	0	5	0
	Sud.	25	1	0	0	1	1	2	1	0	0
	W.M.	20	1	4	1	2	8	0	0	0	2
alpej-ski	Polska	28	24	6	0	4	0	0	0	0	0
	Karp. Z	63	0	12	7	2	0	0	0	0	0
łącznie		171	56	33	8	14	10	2	1	5	2

Podsumowując, należy stwierdzić, że jaskinie, rozumiane jako siedlisko 8310 – „jaskinie nie udostępnione do zwiedzania", występują licznie na terenach gór i wyżyn Polski. Ich liczba i stan są stosunkowo stabilne. Zagrożeniem dla tego siedliska jest nieograniczona dostępność jaskiń poza terenami ściśle chronionymi prawnie, która może prowadzić do ich degradacji. Przeciwdziałaniem temu zagrożeniu jest podnoszenie świadomości społecznej oraz – w konkretnych przypadkach – właściwe zamykanie otworów jaskiń. Innymi zagrożeniami są antropogeniczne niszczenie lub zanieczyszczanie

jaskiń, którym przeciwdziałać może również wzrost świadomości społecznej, kontrola stanu środowiska oraz inspekcja geologiczna prac eksploatacyjnych i budowlanych.

Literatura

Gądek, P., 2023. Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat Fliszowych (wrzesień 2022 – sierpień 2023). In: Sobczyk, A. & Ratajczak-Skrzatek, U. (eds), *Materiały 43. Sympozjum Speleologicznego, Lewin Kłodzki, 12–15.10.2023.* Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika, Kraków, pp. 8–9.

Jaskinie Polski, Państwowy Instytut Geologiczny-PIB, https://jaskiniepolski.pgi.gov.pl/

Mleczek T. 2009. Jaskinie Roztocza południowego – stan rozpoznania. In: Szelerewicz, M., Urban, J. & Dobrowolski, R, (eds), *Materiały 43. Sympozjum Speleologicznego, Zamość, 16–18.10.2009.* Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika, Kraków, pp. 24–25.

Nowak, J. Jaskinie Tatr, https://kktj.pl/Artyku%C5%82y/jaskinie-tatr-10

Ponikiewski, A., 2009. Jaskiniowe Roztocze. *Jaskinie*, 2:28–30.

Urban, J., Jancewicz, K., Duszyński, F. & Margielewski, W., 2022. Pseudokarst caves in Poland. *Pseudokarst Commission Newsletter*, 30: 44–57.

Urban, J. & Piksa, K., 2015. 8310. Jaskinie nie udostępnione do zwiedzania. In: Mróz, W. (ed.) Monitoring siedlisk przyrodniczych. *Przewodnik metodyczny. Część 4*. Główny Inspektorat Ochrony Środowiska. Warszawa, pp. 211–230.

Wstęp, 2015. In: Mróz, W. (ed.) Monitoring siedlisk przyrodniczych. *Przewodnik metodyczny. Część 4*. Główny Inspektorat Ochrony Środowiska. Warszawa, pp. 9–44.

„Czyszczenie ciemności" – inicjatywy na rzecz ochrony jaskiń w Europie i świecie

"Clean up the dark" – initiatives for cave protection in Europe and global

Jan Urban

Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków; e-mail: janurban@tlen.pl

Międzynarodowy Rok Jaskiń i Krasu (International Year of Caves and Karst – IYCK) obchodzony z inicjatywy Międzynarodowej Unii Speleologicznej (IUS), pod patronatem UNESCO, w latach 2021-2022 (trwający dwa lata dzięki pandemii) odbywał się pod hasłem: „Odkrywać, rozumieć i chronić". W ciągu tego okresu podjęto prawie 1100 inicjatyw dotyczących promowania jaskiń, ich badań i ochrony. Były to konferencje popularnonaukowe, szkolenia, wykłady, wycieczki i inne imprezy terenowe na obszarach krasowych lub w jaskiniach, wystawy i konkursy, publikacje książek i folderów oraz inne działania medialne (Veni, 2023). Jedną z inicjatyw rozpoczętych podczas tego Roku i trwającą nadal, są comiesięczne webinaria speleologiczne organizowane przez Sekcję Speleologiczną PTP im. Kopernika. Ważnym osiągnieciem tego Roku jest też publikacja podręcznika ochrony i właściwego wykorzystania jaskiń, którego skrócona wersja ukazała się właśnie w internecie w języku polskim (Gillieson et al., 2024). Inną istotną inicjatywą, pozostałą po IYCK i obecnie finalizowaną, jest ustanowienie (z inspiracji IUS) przez UNESCO Dnia Jaskiń i Krasu (UNESCO Caves and Karst Day), który będzie obchodzony 13 września każdego roku, w rocznicę spotkania przedstawicieli UNESCO i IUS w 2021 r. w Paryżu poświęconego IYCK (Proposal of UNESCO Caves and Karst Day proclamation, 2023).

Praktyczna i prawna ochrona jaskiń ma długie i odmienne tradycje w różnych krajach. W najbliższym otoczeniu Polski jaskinie objęte są bardzo wszechstronną i restrykcyjną ochroną na Słowacji. Jaskinie jako dobro narodowe są wymienione w konstytucji tego państwa i podlegają ochronie z definicji od momentu odkrycia. W Polsce prawna ochrona jaskiń jest znacznie mniej zaawansowana, bowiem stają się one obiektami chronionymi dopiero w momencie objęcia ich jedną z form ochrony ustanowionych w Ustawie o ochronie przyrody z 2004 r. W związku jednak z ochroną miejsc hibernacji, rozrodu i swarmingu nietoperzy jako gatunków prawnie chronionych, ogranicza się wstęp do jaskiń m.in. poprzez zamykanie ich otworów. Następuje ono z inicjatywy Regionalnych Dyrekcji Ochrony Środowiska lub organów Lasów Państwowych (nadleśnictw), na terenie których znajdują się te obiekty. I na tym polega głównie praktyczna ich ochrona zapewniana przez organy państwowe. Uświadamiane jest także znaczenie namulisk dla badań naukowych i konieczność ich odpowiedniej dokumentacji w przypadku ich usuwania związanego z eksploracją (Urban et al., 2017).

Jednak w Europie, pojawiają się też inne społeczne inicjatywy czynnej ochrony i opieki nad jaskiniami. Od kilku lat działania takie wspiera lub inicjuje Europejska Komisja Ochrony Jaskiń (European Cave Protection Commission – ECPC: https://www.eurospeleo.eu/ECPC/). Komisja ta jest agendą Europejskiej Federacji Speleologicznej (European Speleological Federation – FSE), ale wpisuje się też w aktywność Międzynarodowej Unii Speleologicznej (International Union of Speleology – UIS), m.in. poprzez swych członków, którzy działają w obu tych organizacjach.

Jedną z ważnych inicjatyw ECPC w zakresie ochrony jaskiń jest akcja „Clean Up the Dark", czyli w literalnym tłumaczeniu „Czyszczenie Ciemności", polegająca na wspieraniu działań różnych organizacji, ale też nieformalnych grup, które propagują wiedzę o jaskiniach i konieczności ich zachowania w naturalnym stanie (organizujących szkolenia, konferencje), gromadzą informacje na temat stanu jaskiń i ich środowiska, zdobywają fundusze na ochronę i czyszczenie jaskiń, jak również bezpośrednio chronią i oczyszczają jaskinie (usuwają śmieci, zmywają napisy itd.). We wrześniu tego roku sprawozdania obejmujące kilka ostatnich lat takich działań napłynęły z 8 europejskich krajów.

Podobną nieco inicjatywą jest Znak Europejskiej Ochrony Jaskini (EuroSpeleo Protection Label – ESPL). Podobnie jak poprzednia inicjatywa, ta również zakłada czynne działanie w jaskiniach: ich czyszczenie, usuwanie znaków i napisów na ścianach itp. Te prace winny być jednak skonsultowane z przyrodnikami zajmującymi się ochroną przyrody, tak, by nie powodowały dalszych, nieuświadomionych przez wykonawców. zniszczeń. Grupy prowadzące takie prace, po ich zakończeniu zwracają się do Komisji (ECPC) o przyznanie tytułu ESPL oraz związanej z nim nagrody finansowej, którą w trybie konkursowym przyznaje corocznie komitet ECPC.

Z inicjatywy Komisji organizowane są corocznie, każdorazowo w innym kraju, Europejskie Speleologiczne Sympozja Ochroniarskie (Eurospeleo Protection Symposium). Niestety, 7. Eurospeleo Symposium, które miało odbyć się we wrześniu tego roku na Słowacji pod hasłem „Woda w Jaskiniach i Krasie" („Water in Caves and Karst"), zostało odwołane najprawdopodobniej z powodu „wykruszenia się" uczestników.

Od 2010 r. Komisja propaguje też obchodzenie Europejskiego Dnia Jaskiń (European Cave Day), które polega na organizowaniu w okresie od 15 września do 15 października imprez poświęconych jaskiniom i ich ochronie.

Wymienione powyżej działania ECPC nie są może spektakularne i nie mają powszechnego, masowego charakteru. Tym niemniej przyczyniają się do wzrostu świadomości społecznej o znaczeniu jaskiń i ich stanu dla całości przyrody, środowiska życia człowieka i gospodarki. Jak bowiem doskonale – jako speleolodzy – wiemy, kropla drąży skałę. Dobrze byłoby, by polskie środowisko jaskiniowe dodało kilka swoich kropli do tego działania.

Literatura

Jaskinie Polski, Państwowy Instytut Geologiczny-PIB, https://jaskiniepolski.pgi.gov.pl

Gillieson, D., Gunn, J., Auler, A. & Bolger, T., 2024. Pełna lista wytycznych dotyczących ochrony jaskiń i krasu. Strona internetowa Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika.

Proposal of UNESCO Caves and Karst Day proclamation. UIS Bulletin 65, 1&2: 6.

Veni, G., 2023. The UIS International Year of Caves and Karst 2021/2022. An early summary. *UIS Bulletin,* 65: 7.

Urban, J., Tyc, A., Kasza, A. & Ślusarczyk, M., 2017. Scientific documentation required during cave exploration and technical works in show caves: examples from central Poland. *Geotourism,* 1-2: 47–60.

Litologia czy tektonika? Hydrogeologiczne uwarunkowania krasowego odwodnienia masywu Kanin w Alpach Julijskich

Lithology or tectonics? Hydrogeological constraints on karst drainage of the Kanin massif in the Julian Alps

Franciszek G. Wrona, Julia Dziewońska, Artur Galicki, Bianka-Paula Iedenac, Alicja Mleczko, Dawid Pietrzak, Mateusz Pikłowski, Dawid Szypuła, Dominika Świąder, Weronika Zagórska, Przemysław Sala

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: franciszek.wrona@student.uj.edu.pl, p.sala@uj.edu.pl

Położony w północno-zachodniej Słowenii masyw Kanin zbudowany jest z triasowych (noryk-retyk) skał węglanowych. Są one reprezentowane przez dolomit główny, którego miąższość wynosi około 1000 m, oraz zalegające na nim zgodnie wapienie typu Dachstein o miąższości sięgającej 1200 m (Turk *et al.*, 2014). Wapienie te są silnie skrasowiałe i przepuszczalne, co kontrastuje z poniżej zalegającymi dolomitami stanowiącymi hydrologiczną barierę. Ponadto masyw Kanin jest pocięty licznymi uskokami, których geneza jest związana z nasuwaniem się płaszczowiny julijskiej ku południu (Komac, 2001).

Zróżnicowanie litologiczne obszaru oraz jego tektoniczne zaangażowanie odpowiadają za nietypowe odwodnienie masywu Kanin. Słoweńska część masywu jest drenowana głównie przez źródło zawieszone około 300 m powyżej poziomu dna doliny Soczy i dające początek spektakularnemu wodospadowi Boka. Z drugiej strony istniejące poniżej jaskinie (np. Mala Boka) są pozbawione stałych przepływów i zasilają jedynie okresowe wywierzyska.

Wstępne badania laboratoryjne próbek skalnych pobranych podczas prac terenowych pokazały obecność dolomitu powyżej, a nie jak pierwotnie zakładano poniżej źródła. We wszystkie próbkach pobranych poniżej wodospadu Boka stwierdzono natomiast jedynie nieznaczne domieszki dolomitu. Sugeruje to zatem, że odwodnienie masywu Kanin poprzez wodospad Boka nie zachodzi na granicy litologicznej, a jest raczej kontrolowane przez uwarunkowania tektoniczne obszaru.

Projekt jest finansowany ze środków przyznanych na działanie Zespołowa Aktywność Naukowa Studentów ID.UJ oraz dotacji przyznanej przez Fundację "Bratniak".

Literatura

Komac, B., 2001. The karst springs of the Kanin massif (Kraški izviri pod Kaninskim pogorjem). *Geografski Zbornik* 16: 7–43.

Turk, J., Malard, A., Jeannin, P. Y., Petrič, M., Gabrovšek, F., Ravbar, N., Vouillamoz, J., Slabe, T. & Sordet, V., 2015. Hydrogeological characterization of groundwater storage and drainage in an alpine karst aquifer (the Kanin massif, Julian Alps). *Hydrological Processes* 29: 1986–1998.

Syndepozycyjna hipogenna speleogeneza w trawertynach – nowe spojrzenie na tworzenie się budowli trawertynowych

Syndepositional hypogenesis in travertines – a new insight into the formation of travertine buildups

Wojciech Wróblewski[1], Pavel Bella[2,3], Michał Gradziński[1], Przemysław Sala[1]

[1] *Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: wojciech.wroblewski@uj.edu.pl*
[2] *Department of Geography, Faculty of Education, Catholic University in Ružomberok, Hrabovská cesta 1, 031 04 Ružomberok, Slovakia*
[3] *State Nature Conservancy of the Slovak Republic, Slovak Caves Administration, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia*

Badania trawertynów w północnej Słowacji wykazały, że specyficzne formy korozji podpowierzchniowej obserwowane w trawertynach mogą być wynikiem rozpuszczania hipogenicznego. Ten hipotetyczny proces doprowadził do powstania pionowych i subpionowych pustek. Ich rozwój jest związany z siecią spękań w trawertynie, które z kolei są nawiązują do uskoków w podłożu przedczwartorzędowym. Pustki są pionowe i subpionowe i przybierają formę rur krasowych. Osiągają długość przekraczającą 15 m, a ich średnica wacha się od kilku decymetrów do 2 metrów. Wewnętrzne powierzchnie rur krasowych charakteryzują się postrzępioną powierzchnią, która nawiązuje do litotypów trawertynu, w obrębie którego się wykształciły. W większości rur (zwykle w największych) obserwuje się wtórne węglanowe speleothemy. Analiza sedymentologiczna wykazała, że powstały one głównie w warunkach freatycznych.

Skład izotopowy speleothemów (^{13}C i ^{18}O) wskazuje na krystalizację tych osadów z wód głębokiego krążenia. To z kolei oznacza, że proces formowania się badanych pustych przestrzeni nie może być wynikiem epigenicznej speleogenezy. Formowanie się rur krasowych i speleothemów wydaje się związane z chłodzeniem roztworów zasilających trawertyny podczas ich wzrostu. Proces ten jest analogiczny do obserwowanego w podłożu skalnym zbudowanym z morskich węglanów w kilku regionach krasowych świata, udokumentowanych przez Roded et al. (2023).

Badania wykonano przy wsparciu finansowym Priorytetowego Obszaru Badawczego Antrhopocene w ramach Programu Strategicznego Inicjatywa Doskonałości w Uniwersytecie Jagiellońskim.

Literatura

Roded, R., Aharonov, E., Frumkin, A., Weber, N., Lazar, B. & Szymczak, P., 2023. Cooling of hydrothermal fluids rich in carbon dioxide can create large karst cave systems in carbonate rocks. *Communications & Earth Environment,* 4: 465.

Udział Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika w obchodach Międzynarodowego Roku Jaskiń i Krasu 2021-2022

Participation of the Speleological Section of the Polish Copernicus Society of Naturalists in the organisation of the International Year of Caves and Karst

Wojciech Wróblewski[1,2], Jan Urban[1]

[1] Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków: janurban@tlen.pl
[2] Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; e-mail: wojciech.wroblewski@uj.edu.pl

Międzynarodowy Rok Jaskiń i Krasu (International Year of Caves and Karst – IYCK, strona internetowa: http:/iyck2021.org, ryc. 1) był inicjatywą Międzynarodowej Unii Speleologicznej (IUS), realizowaną pod patronatem UNESCO. Pandemia spowodowała, że Rok trwał prawie dwa lata: rozpoczął się na początku 2021 r. a zakończyć miał się podczas 18. Międzynarodowego Kongresu Speleologicznego we Francji, w lipcu 2022 r., ale konferencje zainicjowane podczas IYCK odbywały się jeszcze w grudniu 2022 r. Jego głównym celem było propagowanie wiedzy o jaskiniach i krasie w kontekście znaczenia przyrodniczego, naukowego i ekonomicznego zjawisk oraz form krasowych. Dlatego też odbywał się on pod hasłem: „Odkrywać, rozumieć i chronić". W ciągu jego trwania podjęto prawie 1100 inicjatyw dotyczących promowania jaskiń, ich badań i ochrony. Były to konferencje popularnonaukowe, szkolenia, wykłady, wycieczki i inne imprezy terenowe na obszarach krasowych lub w jaskiniach, a także wystawy i konkursy, publikacje książek i folderów oraz inne działania medialne (Veni 2023). Informacje o tych inicjatywach można nadal znaleźć na stronie Międzynarodowej Unii Speleologicznej: https://web.archive.org/web/20240126155854/http://iyck2021.org/ pod hasłem „events".

Ryc. 1. Logo Międzynarodowego Roku Jaskiń i Krasu.

Realizacja inicjatyw Międzynarodowego Roku Jaskiń i Krasu miała charakter wielopoziomowy. Oznacza to, iż zarząd UIS bezpośrednio organizował (współorganizował) tylko nieliczne z nich, na przykład spotkanie przedstawicieli UNESCO z reprezentantami UIS oraz innych ruchów speleologicznych w Paryżu 13 września 2021 r., czy też Pierwszy Szczyt Wód Podziemnych Narodów Zjednoczonych (United Nations First Groundwater Summit) w grudniu 2022 r. Natomiast zdecydowana większość inicjatyw była realizowana we współpracy z partnerami regionalnymi (krajowymi), którzy z kolei inicjowali i koordynowali działania realizowane na poziomie lokalnym przez kluby speleologiczne, grupy organizujące się do realizacji konkretnych celów a nawet poszczególne osoby. Taki sposób realizacji celów Roku został zaproponowany przez ówczesnego przewodniczącego UIS, George'a Veni (2021). Na poziomie krajowym w Polsce partnerami UIS w realizacji zadań Międzynarodowego Roku Jaskiń i Krasu byli: Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika oraz Uniwersytet Wrocławski.

Sekcja Speleologiczna włączyła się do realizacji celów IYCK w styczniu 2021 r., tłumacząc na język polski dokumenty (projekty) dotyczące obchodów tego Roku (m.in. Veni 2021) i propagując jego cele w środowisku speleologicznym, a także wśród potencjalnie zainteresowanych

stowarzyszeń naukowych oraz organizacji i instytucji (np. służb ochrony przyrody). Wiele z tych stowarzyszeń, organizacji oraz instytucji prowadziło potem promocję IYCK w swoich mediach (stronach internetowych). Propozycja Sekcji Speleologicznej organizacji „Speleo-trip Day", czyli Dnia Wycieczek Speleologicznych, skierowana do tych jednostek, zaowocowała jednak organizacją tylko kilku wycieczek oraz wykładów szkolnych.

Ważnym osiągnieciem Międzynarodowego Roku Jaskiń i Krasu jest również publikacja w języku polskim skróconej wersji podręcznika ochrony i właściwego wykorzystania jaskiń, która ukazała się właśnie w internecie (Gillieson *et al.,* 2024).

Najbardziej brzemiennym w skutki wydarzeniem organizowanym przez Sekcję Speleologiczną w ramach Międzynarodowego Roku Jaskiń i Krasu, i trwającym nadal, są comiesięczne webinaria speleologiczne (z przerwą wakacyjną). Ten pomysł członka zarządu Sekcji, Jacka Szczygła, osobiście realizowany głównie przez niego, okazał się bardzo owocnym wkładem w promocję problematyki jaskiniowej i krasowej, widzianej z różnej perspektywy, w środowiskach choć trochę zainteresowanych tą tematyką. Wykłady webinarium, prowadzone na kanale YouTube Sekcji Speleologicznej (https://www.youtube.com/channel/UCcxsJ6ab5YT5vSghPIm8FrQ), dostępne są cały czas na stronie internetowej Sekcji (http://www.speleo.ptpk.org/iyck.html). Kanał ten subskrybuje obecnie 683 osoby i ma ponad 30 tysięcy wyświetleń. W 2021 r. wygłoszono 9 wykładów w ramach webinarium, w roku następnym – także 9 wykładów, zaś już po zakończeniu IYCK, w 2023 r. – 7 wykładów, natomiast w roku bieżącym do wakacji – 3 wykłady.

Pierwszy wykład webinarium, który odbył się 27 stycznia 2021 r., był wprowadzeniem w problematykę (M. Gradziński: „Jaskinie i kras – czym są i dlaczego są interesujące") i zgromadził ponad 350 osób, zaś został jeszcze później wyświetlony ponad 3500 razy! Wykłady webinarium jaskiniowego pokazują jaskinie i kras w trzech aspektach: 1) jako obiekty badań naukowych, 2) jako stanowiska geomorfologiczne specyficzne dla poszczególnych regionów oraz 3) jako obiekty eksploracji sportowej. W tym pierwszym zakresie przystępnie pokazywane są wyniki badań naukowych prowadzonych w jaskiniach i na obszarach krasowych, dotyczące zagadnień geologicznych, hydrologicznych i geomorfologicznych, paleontologii, archeologii oraz organizmów żywych przebywających w jaskiniach (14 wykładów). W drugiej grupie tematycznej, reprezentowanej przez prezentacje jaskiń poszczególnych regionów omówiono wszystkie istotne regiony jaskiniowe Polski, jak również jaskinie w gipsach Zachodniej Ukrainy oraz duże jaskinie Alp austriackich (8 wykładów). Natomiast trzeci, eksploracyjny temat reprezentowany jest przez 5 relacji o odkryciach jaskiniowych w masywach alpejskich i jedną – z eksploracji jaskiń na ternie Hiszpanii.

Nieznaczne zmniejszanie się rocznej liczby wykładów nie oznacza braku motywacji i tematów dla kontynuowania cyklu, lecz co najwyżej dostosowanie liczby wykładów do rzeczywistych potrzeb. Wiele bowiem ważnych tematów, w tym na przykład zagrożenia i ochrona jaskiń jako form rzeźby i siedlisk, nie zostało dotąd omówione. Ponadto postępy badań naukowych oraz osiągnięcia eksploracyjne wymuszać będą powtórzenia tematyki, lecz nie treści wykładów. W ten sposób webinaria – podobnie jak coroczne sympozja speleologiczne – mogą wpisać się na stałe w aktywność Sekcji Speleologicznej. Jednak – jako medium potencjalnie trafiające do znacznie szerszego grona odbiorców niż sympozja – odegrać mogą znacznie większą rolę w promocji wartości przyrodniczych i naukowych oraz ochrony jaskiń i obszarów krasowych.

Literatura

Gillieson D., Gunn J., Auler A., Bolger T., red., 2024. Pełna lista wytycznych dotyczących ochrony jaskiń i krasu. Strona internetowa Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika.

Veni G. 2021. Międzynarodowy Rok Jaskiń i Krasu 2021: „Odkrywać, rozumieć i chronić". Przewodnik. International Union of Speleology https://web.archive.org/web/20221230002134/http://iyck2021.org/wp-content/uploads/2021/01/IYCK-Planning-Guide-Polish.pdf

Veni G. 2023. The UIS International Year of Caves and Karst 2021/2022. An early summary. UIS Bulletin 65, 1&2: 7.