

**Sekcja Speleologiczna
Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika**

**Materiały 46.
Symposium
Speleologicznego**

Góra Świętej Anny, 19–21.10.2012 r.

Organizatorzy:

Sekcja Speleologiczna
Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków
Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, Kraków
Instytut Botaniki PAN, Kraków
Państwowy Instytut Geologiczny, Sosnowiec
Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa
Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków
Park Krajobrazowy Góra Św. Anny, Góra Św. Anny



Komitet organizacyjny:

Joachim Szulc – przewodniczący
Wojciech Wróblewski – sekretarz
Elżbieta Worobiec
Jacek Koszara
Robert Dreszer
Elżbieta Dumnicka
Paulina Minor-Wróblewska
Paweł Woźniak
Marek Zarankiewicz

Sponsorzy:



ISBN 978-83-933874-4-1

Opracowanie redakcyjne:

Joachim Szulc i Wojciech Wróblewski
Wydala Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika

Skład i łamanie:

Pracownia Kreatywna Bezliku
tel. 660 46 88 87, paulina.szele@gmail.com

Kraków, 2012

Spis treści

Wprowadzenie	7
<i>Joachim Szulc</i>	
Kras kopalny obszaru śląsko-krakowskiego – stan wiedzy	9

Przewodnik sesji terenowych

Sesja terenowa A

<i>prowadzą: Elżbieta Worobiec i Joachim Szulc</i>	
Góra Świętej Anny – kamieniołom w Górażdżach	
– kamieniołom w Tarnowie Opolskim – kamieniołom w Kamieniu Śląskim	13

Sesja terenowa B

<i>prowadzą: Joachim Szulc, Paweł Woźniak & Marek Zarankiewicz</i>	
Góra św. Anny – próżnie ciosowe w lawach bazaltowych pod klasztorem – zjawiska krasowe w rezerwacie geologicznym na G. św. Anny – odsłonięcie martwicy wapiennej w Leśnicy – wywierzysko „Siedem Źródeł” w Leśnicy – Jaskinia Chelmska (okolice Ligoty Górnej) – Jaskinia w Szczepanku	23

Sesja terenowa C

<i>prowadzą: Joachim Szulc i Elżbieta Worobiec</i>	
Góra św. Anny – Siewierz	27

Streszczenia referatów

<i>Wiaczesław Andrejczuk, Jacek Rózkowski, Romeo Eftimi</i>	
Hydrogeologiczne osobliwości krasu Albanii	35
<i>Elżbieta Dumnicka, Joanna Karlikowska, Dominika Olszewska, Norbert Sznober, Marta Biskup, Katarzyna Gajek, Damian Zielonka</i>	
Życie w okresowo zatapianej jaskini	37
<i>Paweł Franczak, Karolina Listwan</i>	
Historia eksploracji jaskiń polskich Karpat fliszowych w latach 1995–2012	39
<i>Grzegorz Klassek, Tomasz Mleczek</i>	
Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat Fliszowych (sierpień 2011 r. – sierpień 2012 r.)	42
<i>Michał Gradziński, Marek Duliński, Helena Hercman, Andrzej Górny, Stanisław Przybyszowski</i>	
Kalcytowe speleotemy z kamieniołomu w Klęczanach (Karpaty fliszowe): geneza, wiek i znaczenie	46
<i>Dorota Podgórska</i>	
Sedymentacja współczesnych martwic wapiennych w rejonie Bielska-Białej	47
<i>Maciej Sobczyk</i>	
Jaskinie a architektura grobowa; kontekst kulturowy w czasach przedhiszpańskich na obszarze południowych Andów Peruwiańskich	48
<i>Krzysztof Stefaniak, Teresa Piskorska</i>	
Zmienność morfometryczna szczątków kostnych renifera (<i>Rangifer tarandus Linnaeus, 1758</i>), z wybranych stanowisk jaskiniowych z Polski	50
<i>Krzyszto Stefaniak</i>	
Dr Jerzy Bieroński	52
<i>Jacek Szczygieł</i>	
Uwagi o rozwoju „największych” form krasowych w jaskiniach tatrzańskich	54

<i>Joachim Szulc</i>	
Dawna prasa śląska jako źródło informacji o zjawiskach krasowych	55
<i>Jan Urban, Marzena Schejbal-Chwastek, Włodzimierz Margielewski, Karel Žák</i>	
Skład mineralny oraz izotopowy (izotopy C oraz O) wybranych nacieków w niekrasowych jaskiniach beskidzkich	56
<i>Wojciech Wróblewski</i>	
Czynniki warunkujące wzrost współczesnych martwic wapiennych na podstawie badań podziemnych i powierzchniowych odcinków wybranych potoków południowej Słowacji – wstępne wyniki badań	58
<i>Elżbieta Worobiec</i>	
Zastosowanie analizy pyłkowej w badaniach neogeńskich lejów krasowych – przykłady z okolic Opola i Siewierza	59

Wprowadzenie

Region śląsko-krakowski odgrywa szczególną rolę w studiach nad zjawiskami paleokrasowymi ponieważ to tu, na relatywnie małym obszarze, grupują się formy i osady krasowe, reprezentujące szerokie spektrum krasowiejących formacji skalnych – od górnopaleozoicznych po kenozoiczne. Sprzyjają temu czynniki naturalne, w pierwszym rzędzie powszechne występowanie płytkomorskich osadów węglanowych; dewońskich, dolnokarbońskich, triasowych i jurajskich, oraz istnienie ich dużych odsłonień (gł. w kamieniołomach), co stwarza dogodne warunki do prowadzenia wszechstronnych badań, w tym sedimentologicznych, paleontologicznych i geochemicznych.

Tegoroczne sympozjum speleologiczne gości w zachodniej części regionu śląsko-krakowskiego, głównie na terenie Śląska Opolskiego. Nie jest to przypadek, gdyż właśnie w tym regionie dokonano w ostatnich latach wielu ważnych odkryć dotyczących zjawisk paleokrasowych Polski. Problematykę paleokrasu tego obszaru zrekapitulował wpierw, w 1989 roku, ś.p. prof. Jerzy Głazek. Później, dane te zostały uzupełnione wynikami nowszych badań, zebranymi m.in. w publikacji 33. Sympozjum Speleologicznego, które odbyło się w 1998 roku, w nieodległym od Góry Świętej Anny – Kamieniu Śląskim. W tym roku, po 14 latach przerwy, ziemia opolska gości po raz drugi uczestników kolejnego, tym razem 46 Sympozjum Speleologicznego. W trakcie tej konferencji pragniemy przedstawić najnowsze wyniki badań nad krasem kopalnym obszaru śląsko-krakowskiego oraz zaprezentować niektóre nowe dane na temat przejawów czwartorzędowej aktywności krasowej na terenie Garbu Chełma.

Warto też podkreślić, że wielce atrakcyjny, ze względów naukowych i edukacyjnych, format zjawisk krasowych obszaru Garbu Chełma, miał niebagatelne znaczenie dla procedury przyznania ziemi annogórskiej, przez Ministra Środowiska, statusu Geoparku, co się dokonało w 2010 roku.

Na koniec, organizatorzy sympozjum pragną serdecznie podziękować władzom i pracownikom firm *Lhoist Opolwap* w Tarnowie Opolskim oraz *Górażdże Heidelberg Cement Group* w Górażdżach, za wieloletnią życzliwość dla prowadzonych, na terenie ich kopalń badań oraz za wsparcie logistyczne i materialne przy organizacji tegorocznego Sympozjum Speleologicznego.

KRAS KOPALNY OBSZARU ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEGO – stan wiedzy

Joachim Szulc

Dewon środkowy

Kras dewoński nie był dotąd znany z terytorium Polski. Okazuje się jednak, że formy syngenetycznego, dewońskiego krasu są bardzo powszechne, szczególnie w dolomitach i wapieniach żywetu, odsłaniających się w okolicach Siewierza, w Starych Glinach k. Jaroszwca oraz w rejonie Krzeszowic. Formy te powstały w czasie faz wynurzenia rozległej platformy węglanowej i w zależności od długości czasu emersji, reprezentowane są przez pokrywy regolitowe i płytkie rozmycia, sięgające kilkunastu centymetrów głębokości, poprzez powierzchnie łapieżu z pokrywą pstrych osadów rezydualnych typu *terra rosa*, aż po regionalne powierzchnie wynurzeniowe, o zróżnicowanym reliefie (do kilkunastu metrów deniwelacji) definiującymi horyzonty niezgodności stratygraficznej a podkreślone, miększymi, pstrymi osadami kontynentalnymi, o grubości kilkunastu metrów. W trakcie ostatnich badań stwierdzono istnienie co najmniej 3 horyzontów wynurzeniowych o regionalnym zasięgu oraz kilkanaście poziomów związanych z krótkookresowymi epizodami emersji. Wydaje się, że pierwsze z wymienionych mogą reprezentować fazy eustatycznego spadku poziomu morza zaś krótkookresowe wynurzenia mogą być wynikiem ruchów blokowych, wynikłych z syndepozycyjnej aktywności tektonicznej, walnej strefy uskokowej Kraków-Lubliniec, wzdłuż której usytuowane są omawiane wychodnie.

Dolny karbon

Płytkomorska platforma węglanowa obszaru śląsko-krakowskiego przetrwała do wczesnego karbonu. Także w tym okresie rozwijały się na niej formy związane z wietrzeniem krasowym w czasie okresowych wynurzeń skał i osadów wapiennych tej platformy. Formy te, znakomicie widoczne m.in. w kamieniołomie w Czatkowicach, obejmują liczne obniżenia i lejki krasowe sięgające 2 m głębokości, powierzchnie łapieżu i pstre osady ilaste wypełniające obniżenia krasowe (Paszkowski, 1988).

Perm – dolny trias

Po ostatecznym wynurzeniu obszaru śląsko-krakowskiego, w wyniku orogenezy hercyńskiej, nastąpił długi okres lądowy obejmujący cały perm i wczesny trias tj. ok. 60 mln lat. Ze względu na słaby stopień odsłonięcia skał tego interwału istnieją tylko nieliczne acz spektakularne dowody na intensywny rozwój procesów krasowych w owym czasie. Najważniejszym z nich jest system paleokrasowy z kamieniołomu w Czatkowicach, datowany dolnopermskimi tufitami, wypełniającymi zachowaną tu jaskinię (Paszkowski & Wieczorek, 1982). Wczesnopermska, postorogeniczna aktywność magmowa, zaznaczająca się ekshalacją gorących wód, skutkowałą rozwojem szczególnych form krasu hydrotermalnego, częstych w rejonie Krzeszowic (Gradziński et al. 2011). Z procesami krasowienia na tym obszarze związane są też znane, dolnopermskie utwory martwicy karniowickiej.

Ubóstwo udokumentowanych przejawów krasowienia z czasu wczesnego triasu wynika głównie z niewielkiej liczby odkrywek tej formacji skalnej na omawianym obszarze. Na podstawie niewielkich odsłonień w dolinie Czernki (Aleksandrowicz, 1957) można jednak przyjąć, że krasowienie podłoża węglanowego we wczesnym triasie było równie intensywne jak w Górach Świętokrzyskich (Urban, 2008).

Trias środkowy – dolna jura

Przejawy procesów krasowych w środkowym triasie są dość dobrze poznane (Szulc, 1998) a dzięki liczным, dużym odsłonięciom w czynnych kamieniołomach wapienia muszlowego, ilość nowych danych szybko rośnie. Do najważniejszych zjawisk paleokrasowych triasu środkowego należą formy związane z syngenetycznym rozpuszczaniem ewaporatów (głównie gipsu i anhydrytu) i neomorficznym zastąpieniem ich przez węglanowe utwory, po części o charakterze nacieków kalcytowych i dolomitycznych. Takie formy paleokrasu postewaporatowego cechują niższe interwały triasu środkowego (ret, dolne warstwy gogolińskie) oraz środkowy wapień muszlowy (warstwy tarnowickie).

Innym, spektakularnym zespołem zjawisk krasowych triasu środkowego jest kras litoralny pięknie rozwinięty w strefie brzegowej wysp paleoarchipelagu Siewierza-Starych Glin, zbudowanego z tektonicznie

wyniesionych bloków dolomitów dewońskich. Urozmaicone topograficznie, klifowe brzegi archipelagu, cechowały duże deniwelacje (do 60-70 metrów), intensywna korozja skał podłoża w strefie mieszania wód morskich i słodkich, oraz formowanie jaskiń wypełnionych triasowymi osadami, zawierającymi niekiedy bogate brekcje kostne – jak np. na wyspie Starych Glin (Tarło, 1959).

Zjawiska krasowej destrukcji skał podłoża, kontynuowały się także później – szczególnie w fazach wyraźnego zwilgocenia klimatu – w późnym lądynie (kajper iłowęgłowy), karniku (piaskowiec trzcinowy) a szczególnie w retyku i wczesnej jurze, jednak ich efekty są gorzej poznane ze względu na brak odsłonięć tych formacji.

Kreda

Następna faza dynamicznego rozwoju procesów krasowych związana była z okresem wynurzenia w czasie wczesnej kredy. Z tego okresu pochodzą leje krasowe z Rogowa Opolskiego, rozwinięte w wapieniach warstw górażdzańskich a wypełnione pstrymi iłami rezydualnymi, przykrytymi, z kolei, piaskamiorskimi górnej kredy (Głazek, 1998).

W kamieniołomie nefelinitu na Górze Św. Anny występuje opisany przez Głazka (1998) kilkumetrowy lej krasowy rozwinięty w warstwach karchowickich a wypełniony piaskowcami górnokredowymi, zawierającymi otoczaki wapieni triasowych, podrażonych przez małże – skałotocza, żyjące w morzu kredowym.

Trzeciorzęd

Kras trzeciorzędowy obszaru śląsko-krakowskiego jest znany od dawna (Michael, 1914; Assmann, 1944; Gilewska, 1964; Gradziński & Wójcik, 1966; Panek & Szuwarzyński, 1976) choć jego wiek nie był nigdy do końca precyzyjnie zdefiniowany (Rogała & Sadowska, 2003). Jak wykazują ostatnie badania (Worobiec & Szulc, 2010 oraz niniejszy tom) wypełnienia różnych form krasowych, głównie lejów obejmują osady różnego wieku – od oligoceńskich po plioceńskie, ze zdecydowaną dominacją osadów miocenijskich.

Na terenie Śląska większe trzeciorzędowe formy krasowe rozwinęły się głównie w 2 kompleksach stratygraficznych wapienia muszlowego tj. w warstwach górażdzańskich oraz w warstwach karchowickich i diploporowych. Takie rozmieszczenie ma podstawy strukturalno-litologiczne. Obydwa wymienione kompleksy wapienne są podścielone gorzej rozpuszczalnymi i mniej przepuszczalnymi utworami warstw gogolińskich (w przypadku warstw górażdzańskich) oraz warstw terebratulowych (w przypadku kompleksu warstw karchowickich-diploporowych).

Pod względem morfologicznym można wydzielić 2 podstawowe typy lejów trzeciorzędowych – leje proste czyli takie o kształcie odwróconego stożka oraz leje o kształcie klepsydry. Pierwszy typ lejów reprezentuje otwarte obniżenia rozwijające się na drodze postępującej w dół korozji podłoża. Leje o kształcie klepsydry powstały przez kolaps i połączenie lejów otwartych z podległym systemem jaskiniowym.

Leje różnią się także litologią osadów je wypełniających. Dotyczy to lejów sąsiadujących ze sobą (por. pkt. w Tarnowie Opolskim). Zmienność ta wskazuje na polifazową naturę omawianego krasu kopalnego co potwierdzają datowania palinologiczne.

Trzeciorzędowe leje obszaru siewierskiego rozwinięte są zarówno w dolomitach dewońskich jak i wapieniach i dolomitach triasu środkowego.

PRZEWODNIK SESJI TERENOWYCH

SESJA TERENOWA A



Fig. 1. Mapa lokalizacyjna sesji terenowej pierwszego dnia Sympozjum (A)

TRASA: GÓRA ŚWIĘTEJ ANNY – KAMIENIOŁOM W GÓRĄDZACH – – KAMIENIOŁOM W TARNOWIE OPOLSKIM – – KAMIENIOŁOM W KAMIENIU ŚLĄSKIM

Prowadzący – Elżbieta Worobiec i Joachim Szulc

Kamieniołom w Górądzach

Stop A1. Zespół lejów krasowych w N części kopalni („Jamniska”)

W odslonięciu widoczny jest kompleks krasowy, złożony z 3 dużych lejów krasowych rozwiniętych w obrębie wapieni warstw górądzkich (Fig. 2A). Największy z lejów, o kształcie klepsydry, ma średnicę ok. 17 metrów. Jego głębokość jest nieznana, ze względu na przykrycie spągu mięszszą pryzmą zwietrzliny i hałdy, ale z pewnością przekracza 10 metrów.

Leje te są rozdzielone grzbietami i grzędami zwietrzałych wapieni triasowych. Bliższa obserwacja pozwala stwierdzić, że wewnątrz dużych lejów występują resztki podrzędnych grzbietów, dzielących je na mniejsze obniżenia. Wypełnienie lejów wykazuje charakterystyczną zonację. Strop skały macierzystej jest zwietrzały i zbudowany z pylastej substancji kalcytowej, przykrytej z kolei, zwężłą skorupą ilasto-żelazistą, barwy czerwono-brunatnej (Fig. 2B). Tę część pełniska można uznać za integralną, choć zmienioną partię skały macierzystej („impregnat”). Na niej leży kilkumetrowy pakiet pstrych osadów ilastych i mułowcowych z cienkimi interkalacjami piasków oraz gniazdami konkrecji wodorotlenków żelaza. Pakiet pstry przykryty jest osadami ilasto-lignitowymi a sekwencję wypełnienia kończą kilkumetrowej grubości mieszane jasne iły i piaski typu piasków formierskich (Fig. 2C). Leje i ich wypełnienia przykryte są zestawem szarych iłów i piasków fluwioglacjalnych (Fig. 2E, 2F), zawierających próchnicze horyzonty paleoglebowe.

W obrębie osadów lignitowych występują często duże (do 40 cm średnicy) pasiaste konkrecje krzemionkowe, wylugowane ze skał triasowych. Ich ciemne przebarwienie (*blackening*) dowodzi iż poddane były one impregnacji przez roztwory o wysokiej koncentracji materii organicznej.

Konkrecje limonitowe, które powszechnie występują w lejach (Fig. 2D), były w średniowieczu eksploatowane jako podstawowy surowiec do wytopu żelaza głównie w okolicy Kamienia Śląskiego.

Najbardziej intrygującym problemem wypełnienia lejów jest brak poziomej stratyfikacji osadów pełniska. Pierwotne struktury (laminacja) są zwykle zaburzone oraz plastycznie zdeformowane i wykazują najwyższe upady przy kontakcie ze skałą macierzystą (Fig. 2C). W miarę oddalania się od ścian leja ku jego centrum, upady maleją a deformacje stają się mniej intensywne. Taka sukcesja i geometria osadów wypełniających leje wskazuje na stopniowe osiadanie osadów w lejach, z centrum subsydencji (i kompaktacji)

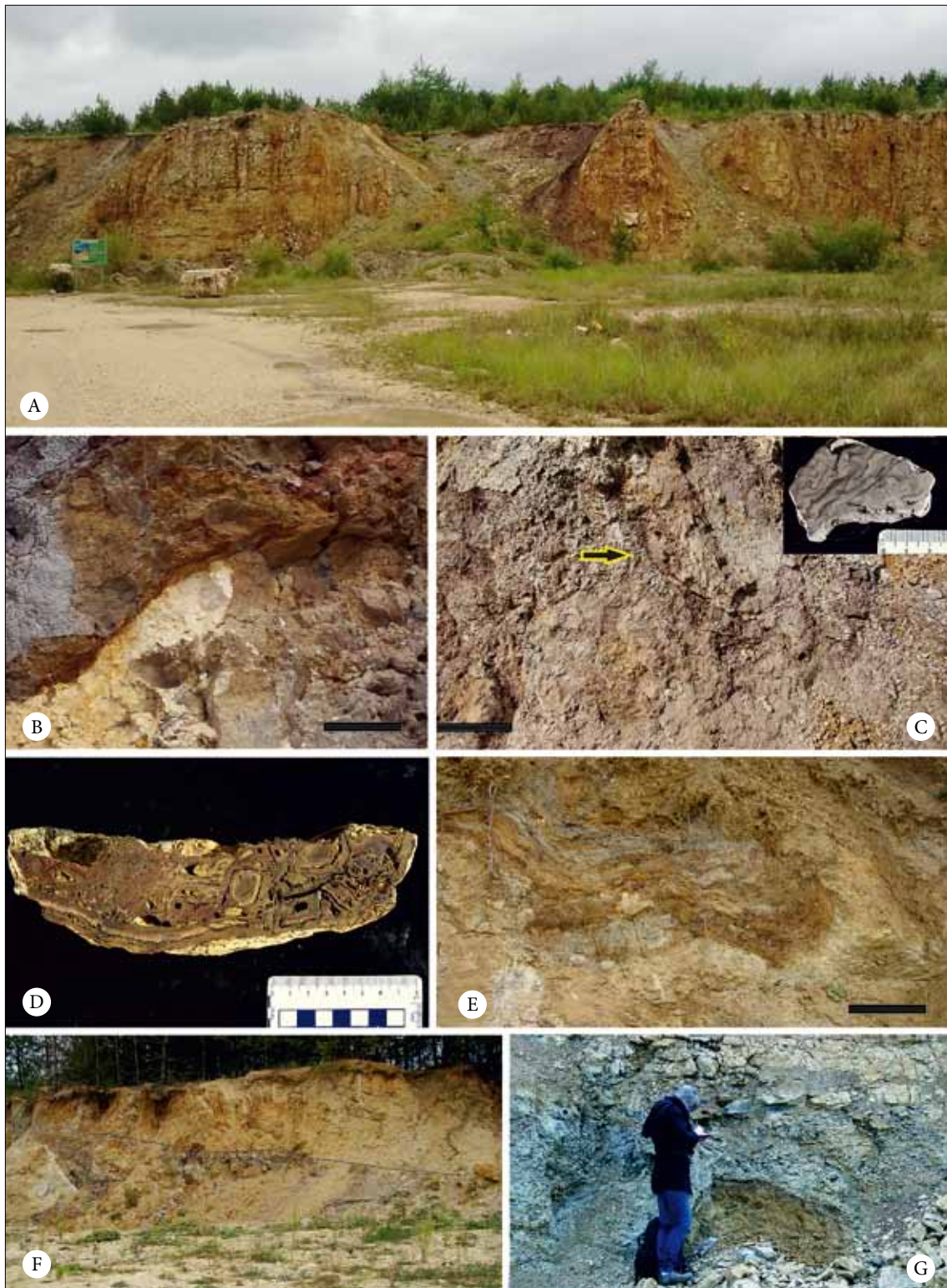


Fig. 2. Leje krasowe w kopalni Górażdże.

A. Widok ogólny. W środku widoczny lej o kształcie klepsydry. **B.** Strefa graniczna zmienionych skał podłoża (impregnat ilasto-żelazisty) i wypełnienia leja; **C.** Deformacje w obrębie osadów pełniska. Widoczne prawie pionowe ułożenie warstw osadów wewnętrznych i ich zuskokowanie (strzałka) oraz deformacje plastyczne (fotografia szczegółowa); **D.** Konkrecja limonitowa z leja; **E.** Zastoiskowe iły i piaski plejstoceny wypełniające stropowe obniżenia podłoża triasowo-miocenickiego. Skala – 0.5 m. **F.** Piaski fluwioglacjalne leżące erozyjnie (granica zaznaczona linią) na starszych osadach (w tym plejstoceny zastoiskowych) **G.** Subglacjalny kanał krasowy wypełniony piaskami i żwirami

położonym w centralnej części leja. Proces ten mógł mieć przebieg stopniowy, bądź gwałtowny, w przypadku kolapsu systemu jaskiniowego, podścielającego leje powierzchniowe (tzw. *drop-out sinkhole*). Za pulsacyjnym osiadaniami pełniska mogą świadczyć niewielkie uskoki i skośne ześlizgi, powszechne w ilastych pakietach osadów lejów. Nie można także wykluczyć, że na deformację wypełnienia wpływ miało jej obciążenie masą lądolodu, rozwiniętego na terenie Śląska w czasie plejstocenu (złodowacenia Sanu II i/lub Odry), jak też zaburzenia krioturbacyjne, dobrze widoczne w osadach piaszczystych (por. Stop A3b)

Wyniki analizy palinologicznej

Z osadów wypełniających lej krasowy w Górażdżach w maju 2009 roku pobrano 15 próbek. Probki o numerach 1, 2a, 2b, 3a–3d, 4a–4c, zostały pobrane z ciemnych osadów widocznych blisko ściany leja, poza tym pobrano kilka próbek z żółtych osadów ze środkowej części leja. Te ostatnie okazały się płone.

W sześciu próbkach (2a, 2b, 3a–3c i 4c) pobranych z ciemnych osadów ze ścian leja krasowego frekwencja i stan zachowania sporomorf (ziaren pyłku i zarodników) były na tyle dobre aby przeprowadzić szczegółową analizę palinologiczną. W badanych próbkach oznaczono 20 gatunków ziaren pyłku roślin nagozalążkowych, 66 gatunków ziaren pyłku roślin okrytozalążkowych oraz 13 gatunków zarodników mszaków, paprotników i widłaków. Znaleziono również różnorodne glony słodkowodne, które stanowiły od 12% do 32% spektrum (Fig. 3). We wszystkich próbkach zarodniki grzybów i fragmenty tkanek roślinnych były bardzo nieliczne. Znaleziono jeden okaz mikroskopijnego grzyba nalistnego należącego do *Microthyriales*. Natomiast w żadnej z badanych próbek nie znaleziono fitoplanktonu morskiego ani sporomorf, które wskazywałyby na redepozycję starszego materiału.

Wyniki analizy pyłkowej wskazują na występowanie w czasie sedymentacji badanych osadów lasów mezofilnych oraz na dużą rolę lasów lęgowych i roślinności zielnej (Fig.3). Liczne glony słodkowodne i ziarna pyłku roślin wodnych przemawiają za tym, że w leju krasowym istniał mały zbiornik wodny (oczko wodne). Wody tego zbiornika zasiedlone były przez zielenice (*Chlorophyta*). Wśród nich były glony nitkowate z rodziny *Zygnemataceae* (*Spirogyra*, *Mougeotia* i *Zygnema*), które produkują formy przetrwalnikowe, pozwalające im na przetrwanie warunków niekorzystnych, takich jak wysychanie małych zbiorników wodnych latem. W toni wodnej pływały glony z rodzajów *Pediastrum* i *Tetradron*. Poza tym licznie występował *Botryococcus* oraz prawdopodobnie glon produkujący formy przetrwalnikowe opisywane jako *Sigmopolis*. Większość znalezionych kopalnych glonów jest charakterystyczna dla mezo- do eutroficznych płytkich zbiorników ze stojącą lub wolno płynącą wodą (Kadłubowska 1972; van Geel and Grenfell 1996; Worobiec & Worobiec 2008; Worobiec, 2010, 2011). W zbiorniku wodnym rosły m. in. grążele (*Nuphar*), grzybień (*Nymphaea*), rdestnice (*Potamogeton*) i rzęsa wodna (*Lemna*), a w jego przybrzeżnej części rów-

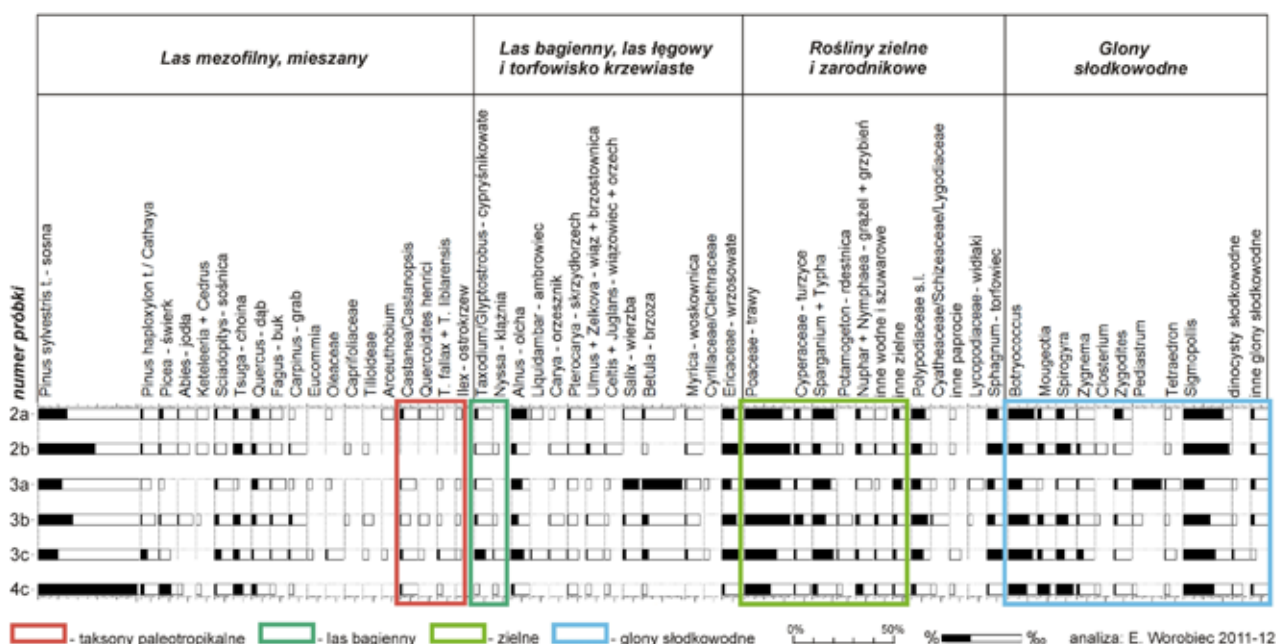


Fig. 3. Diagram przedstawiający procentowy udział wybranych ziaren pyłku, zarodników i glonów w próbkach pobranych z osadów wypełniających lej krasowy w Górażdżach

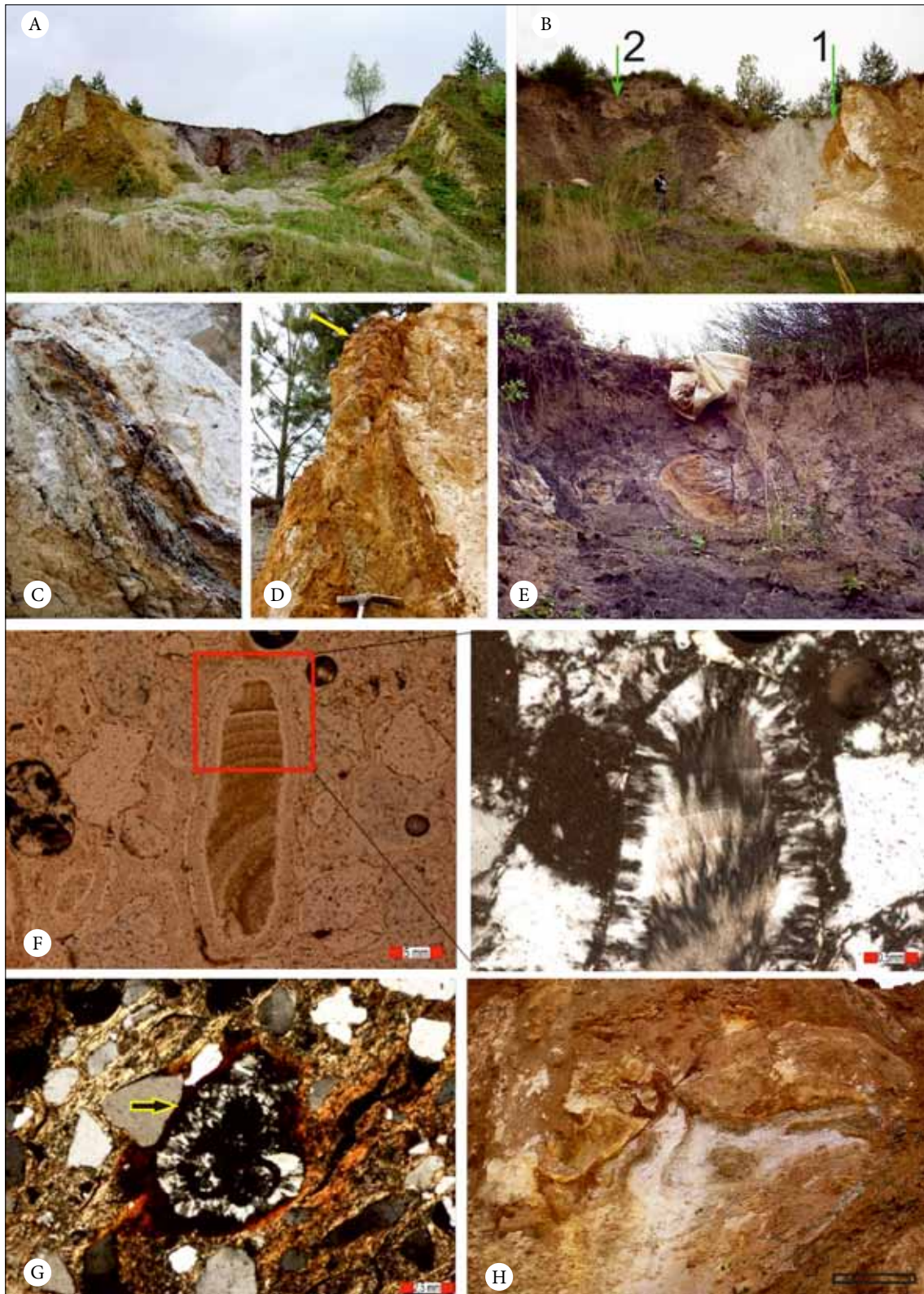


Fig. 4. Leje krasowe w kopalni Tarnów Opolski

A. Lej A3a, wypełniony węglem brunatnym – widok ogólny B. Lej A3b, o przekroju klepsydry. Strzałka 1 wskazuje granicę skała macierzysta-wypełnienie, strzałka 2 skazuje pozycje zaburzeń kriogenicznych. C i D. fotografie szczegółowe ze strefy granicznej w leju A3b; widoczna wyściółka SiO_2 (strzałka) oraz impregnat ilasto-żelazisty, D. Krioturbacyjne zaburzenia osadów stropowej części leja A3b; E i F. Zdjęcia mikroskopowe wyściółki krzemionkowej (chalcedon) ze ściany leja. G. Spoiwo chalcedonowe piasków formierskich H. Jaskinia wypełniona piaskami formierskimi – kłm. Tarnów Op. Skala na zdjęciach – 0,5 m.

niez pałki wodne (*Typha*) i jeżogłówki (*Sparganium*). Obfitość form przetrwalnikowych (m. in. zygospor Zygnemataceae) wskazuje na to, że zbiornik wodny mógł czasowo wysychać, natomiast obecność pyłku roślin wodnych i glonów z rodzajów *Pediastrum* i *Tetraedron* wskazuje na dłuższe okresy wypełnienia wodą. Wokół stawu rosły rośliny zielne, m. in. turzyce i trawy. Na terenach podmokłych otaczających zbiornik wodny rosły lasy łęgowe, w skład których wchodziły m. in. olchy (*Alnus*), wierzby (*Salix*), wiązy (*Ulmus*), skrzydłorzechy (*Pterocarya*), orzeszniki (*Carya*) i brzozy (*Betula*). Na suchszych, wyniesionych terenach rosły lasy mezofilne w skład których wchodziły m. in. sosny (*Pinus*), choiny (*Tsuga*), świerki (*Picea*), dęby (*Quercus*), graby (*Carpinus*), kasztany (*Castanea*), buki (*Fagus*) i brzozy (*Betula*). W lasach tych rosły nie-liczne rośliny o wysokich wymaganiach termicznych. Wrzosowate (*Ericaceae*) mogły tworzyć odrębne zbiorowiska lub rosnąć w lasach mezofilnych. Nieliczne ziarna pyłku kłężni (*Nyssa*) i drzew iglastych należących do cyprysnikowatych (*Taxodium/Glyptostrobus*) wskazują na niewielką rolę lasów bagiennych w czasie sedymentacji badanych osadów. W materiale dominują ziarna pyłku i zarodniki roślin występujących obecnie w klimacie umiarkowanym. Taksonów o wyższych wymaganiach termicznych jest niewiele, lecz są one obecne we wszystkich próbkach. Wskazuje to na sedymentację w warunkach klimatu umiarkowanego, nieco cieplejszego niż obecny klimat Polski.

Skład taksonomiczny i proporcje poszczególnych sporomorf w badanym materiale pochodzącym z leja krasowego wskazują na późnomiocenijski wiek jego wypełnienia. Uzyskany zespół sporomorf jest najbardziej zbliżony do zony sporowo-pyłkowej *Betulaepollenites-Cyperaceapollis* odpowiadającej XI fazie klimatycznej, datowanej na późny pannon i wczesny pont (podział według Piwocki & Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997, Ziemińska-Tworzydło 1996). W czasie sedymentacji tych osadów na terenie Niżu Polskiego nie było już warunków do rozwoju roślinności, która mogła by być przekształcona w miąższe pokłady węgla. Z tego czasu pochodzą jedynie niewielkie soczewki węgla brunatnego w osadach formacji poznańskiej, nazywane 0 (zerową) Orłowską grupą pokładów. Rozległe tereny Niżu pokryte były lasami łęgowymi z olchą i lasami mezofilnymi z dużym udziałem drzew szpilkowych, szczególnie sosny (Ważyńska 1998, Ziemińska-Tworzydło 1998).

Warto podkreślić, że większość opracowań palinologicznych osadów neogenu w Polsce pochodzi ze złóż węgla brunatnego (porównaj Grabowska & Słodkowska 1993, Kohlman-Adamska 1998) i osady górnego miocenu są słabiej poznane od osadów miocenu środkowego. Palynoflora z Góraždzy, stanowiska znajdującego się na granicy występowania osadów górnego miocenu (porównaj Piwocki 1998), ma więc istotne znaczenie w rekonstrukcji paleośrodowiska.

Stop A2. Kras subglacjalny

Kilkadziesiąt metrów na E od kompleksu lejów A1, na granicy warstw góraždzańskich i terebratulowych, a około 4 metrów pod powierzchnią terenu, widoczna jest zamknięta forma jaskiniowa kompletnie wypełniona sypkim, żółtym piaskiem i żwirem, wykazującym warstwowanie przekątne (Fig. 2G).

Analiza składu petrologicznego tych osadów dowodzi ich plejstocenijskiego wieku (Kazik & Mierzwiński, 2010) zaś warstwowanie przekątne wskazuje na dużą energię przepływu. To wszystko z kolei może wskazywać na zatłaczanie pod ciśnieniem wód pochodzących z topniejącego lodowca w podległy maszyn wapienny. Te agresywne i turbulentne wody miały duży potencjał korozyjny z jednej strony oraz dużą kompetencję mechaniczną, umożliwiającą erozję miękkich skał warstw terebratulowych i tłoczenie dużej ilości materiału klastycznego do utworzonego w ten sposób systemu jaskiniowego, z drugiej strony.

Kamieniołom w Tarnowie Opolskim

Stop A3. Ostaniec krasowy

W SE części kopalni uwagę zwraca charakterystyczny „ostaniec” poeksploatacyjny, o średnicy około 150 metrów, zbudowany z mocno zwietrzałych wapieni organogenicznych (głównie gąbkowych) warstw karchowickich. Ostaniec zawiera kilka sąsiadujących ze sobą lejów, które wykazują diametralne różnice co do ich formy jak i wypełnień.

Stop A3a

Pierwszy ze zwiedzanych lejów, (położony w zachodniej części ostańca) jest lejem prostym i ma dużą średnicę (ok. 30 m.) przy relatywnie małej głębokości (ok. 8 -12 m.) (Fig. 4A). Wypełniony jest osadami ilasto-piaszczystymi, na których spoczywa co najmniej 6-metrowej grubości złoża lignitu. Nie obserwuje się zaburzeń w strukturze osadów wypełniających lej. Pod względem jest to, jak dotąd, jedyne tak zachowane wypełnienie lejów, na badanym terenie. Kształt leja i brak zaburzeń wypełnienia sugerują, że lej

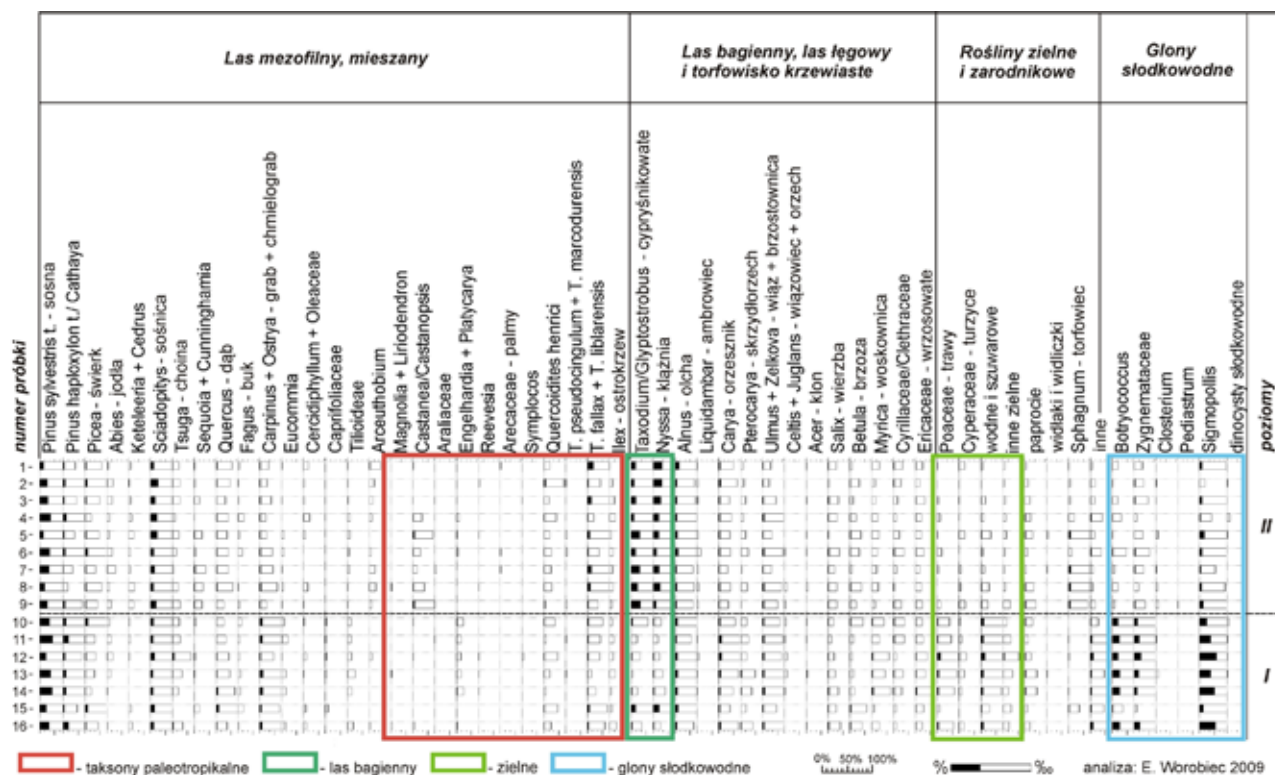


Fig. 5. Diagram przedstawiający procentowy udział wybranych ziaren pyłku, zarodników i glonów w próbkach po-
branych z osadów wypełniających lej krasowy A3a w Tarnowie Opolskim (wg Worobiec & Szulc 2010a, b; Worobiec
2011; zmienione)

rozwijał się jako otwarte obniżenie, bez komunikacji z ewentualnym, podległym systemem jaskiniowym. Bardziej szczegółowe dane dot. warunków jego rozwoju przyniosły badania palinologiczne, oparte o nie-
zwyczajnie bogaty i dobrze zachowany zespół sporomorf.

Wyniki analizy palinologicznej

W 2009 roku pobrano 16 próbek z osadów węglistych. Probki zostały pobrane z głębokości 100–625 cm, w odstępach 35-centymetrowych.

Analiza palinologiczna wykazała występowanie bogatego taksonomicznie zespołu doskonale zacho-
wanych sporomorf (ziaren pyłku i zarodników) oraz mikroskamieniałości będących pozostałościami glonów
słodkowodnych (głównie zielenic). W badanych próbkach oznaczono 28 gatunków ziaren pyłku roślin
nagozależkowych, 85 gatunków ziaren pyłku roślin okrytozależkowych i 14 gatunków zarodników roślin
niższych. Nie znaleziono fitoplanktonu morskiego, a skład taksonomiczny badanych spektrów pyłkowych
zdecydowanie przemawia za ich występowaniem *in situ*. Umożliwiło to rekonstrukcję zbiorowisk roślinnych,
występujących w trakcie powstawania osadów wypełniających badany lej oraz prześledzenie zmian facjal-
nych, od zbiorowisk wodnych (z dużym udziałem glonów) do bagiennych (m. in. lasów bagiennych) (Fig.
5).

Podobnie jak w próbkach z leja krasowego z Górażdzy, większość znalezionych w leju z Tarnowa
Opolskiego kopalnych glonów jest charakterystyczna dla mezo- do eutroficznych płytkich zbiorników ze
stojącą lub wolno płynącą wodą. W zbiorniku wodnym istniejącym w leju krasowym występowały m. in.
nitkowate glony z rodziny Zygnemataceae (m. in. z rodzajów *Mougeotia*, *Spirogyra* i *Zygnema*) oraz *Botry-
ococcus* i desmidie. Rosły w nim m. in. grążele (*Nuphar*), pałki wodne (*Typha*), rdestnice (*Potamogeton*),
jeżogłówki (*Sparganium*), żabieńce (*Alisma*) i strzałki wodne (*Sagittaria*). Ciekawostką jest występowanie
ziaren pyłku roślin owadożernych z rodzaju pływacz (*Utricularia*) i prawdopodobnie aldrowanda (*Aldro-
vanda*). Wokół zbiornika wodnego rosły rośliny zielne, m. in. trawy i turzycy. Na podmokłych terenach
otaczających zbiornik wodny rosły lasy łąkowe, w skład których wchodziły m. in. skrzydłorzechy (*Ptero-
carya*), orzeszniki (*Carya*), ambrowce (*Liquidambar*), wiąz (Ulmus) i orzechy (*Juglans*). Tereny stale po-

kryte płytką warstwą wody porośnięte były lasami bagiennymi, w skład których wchodziły drzewa iglaste należące do cypryśnikowatych (*Taxodium/Glyptostrobus*) oraz kłężnie (*Nyssa*) i olchy (*Alnus*).

Na suchszych wyniesionych terenach otaczających badany lej krasowy rosły lasy mezofilne z domieszką roślin ciepłolubnych. W lasach tych rosły m. in. sosny (*Pinus*), sośnice (*Sciadopitys*), świerki (*Picea*), choiny (*Tsuga*), graby (*Carpinus*), dęby (*Quercus*), jodły (*Abies*), drzewa z rodzaju *Keteleeria* i wielu innych. Domieszkę stanowiły rośliny ciepłolubne, m. in. z rodzajów kasztan (*Castanea*), *Engelhardia*, *Platycarya*, *Reevesia*

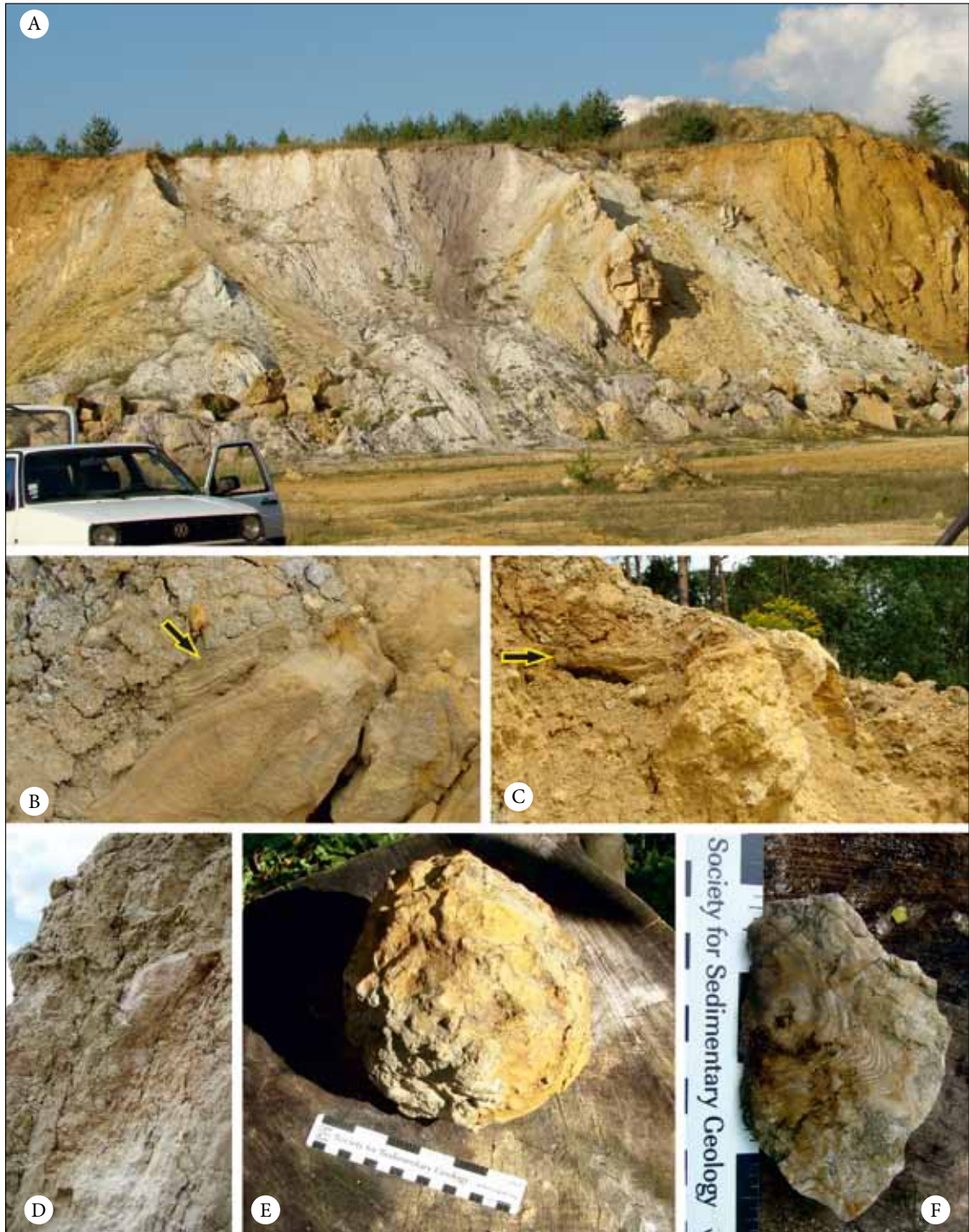


Fig. 6. Tarnów Opolski - leje wypełnione piaskami formierskimi

A. Widok ogólny; B i C. Formy naciekowe uformowane na granicy skał podłoża i pełniska; D. Piaski formierskie, miejscami scementowane; E. Konkrecje krzemionkowe wylugowane z warstw karchowickich; F. Krzemienie pasiaste wylugowane z warstw karchowickich

i *Symplocos*. Sosny i sośnice mogły również rosnąć oddzielnie na torfowisku, jak ma to obecnie miejsce w południowo-wschodnich stanach USA. Na drzewach iglastych występowały rośliny pasożytnicze z rodzaju *Arceuthobium* blisko spokrewnionego z jemiołą, która obecnie porasta drzewa liściaste w okolicach Opola. Należy podkreślić, że chociaż znaczna część oznaczonych ziaren pyłku reprezentuje współcześnie występujące w Polsce rodzaje, to należały one do innych gatunków, jedynie spokrewnionych z dzisiejszymi.

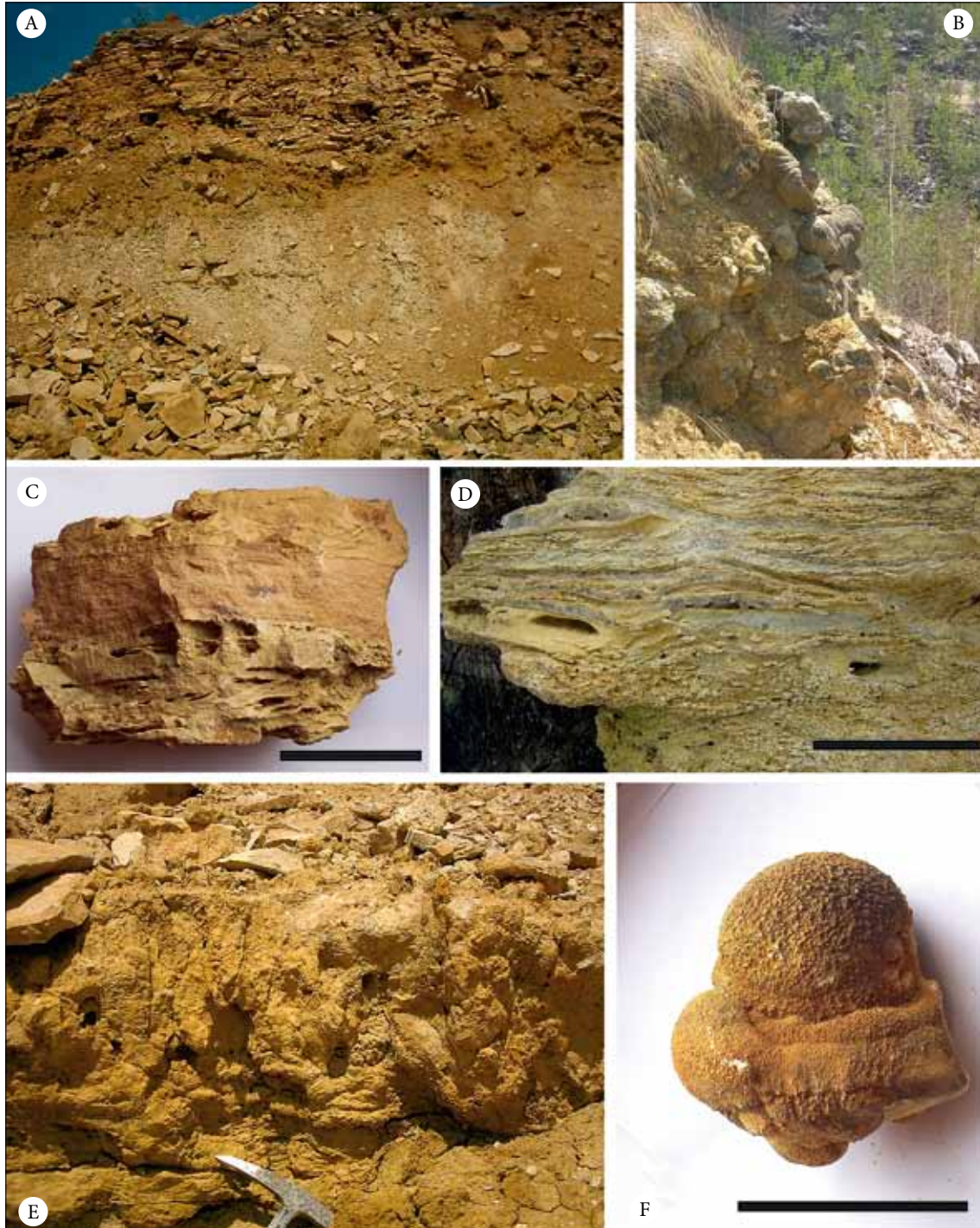


Fig. 7. Paleokras w kopalni Kamień Śląski

A. Cienkoławicowe wapienie warstw tarnowickich przykrywające postewaporatową brekcję kolapsyjną; **B.** Nacieki dolomityczne wypełniające próżnie poewaporatowe w warstwach tarnowickich (fot. M. Matysik); **C.** Porowaty dolomit komórkowy - efekt rozpuszczania ewaporatów; **D.** Dolomit komórkowy - część próżni poewaporatowych wypełniona kalcylem; **E.** Dolomityczne pseudomorfozy po dużych, zbliżniaczonych kryształach gipsu (selenicie); **F.** Makropizoid z krasu poewaporatowego (fot. M. Matysik). Skala na zdjęciach – 5 cm.

Chociaż osady wypełniające lej krasowy w Tarnowie Opolskim są słabo zróżnicowane litologicznie (nieznacznie zmienia się jedynie ich barwa – ku stropowi są one nieco ciemniejsze), na podstawie składu sporomorf możliwe jest wydzielenie dwóch faz sedymentacji w badanym leju. W próbkach z części spągowej (poziom I, numery próbek 10–16) więcej jest mikroszczątków glonów słodkowodnych (do ponad 43%) oraz ziaren pyłku roślin zielnych, wodnych i przybrzeżnych. W próbkach 1–9 (poziom II) dominują taksony charakterystyczne dla lasów bagiennych, a mikroszczątki glonów stanowią kilka do kilkunastu procent. Skład uzyskanych spektrów pyłkowych wskazuje na facjalny charakter zmian w zespołach roślinnych występujących w czasie wypełniania się badanego leja krasowego. Początkowo lej wypełniony był wodą, a w miarę gromadzenia się materiału organiczno-klastycznego i spływania zwiększała się rola zbiorowisk bagiennych. Prawdopodobnie wypełnienie leja następowało w stosunkowo krótkim czasie.

Wyniki analizy pyłkowej wskazują na powstawanie osadów wypełniających badany lej krasowy w warunkach umiarkowanego ciepłego i stosunkowo wilgotnego klimatu. Występujące sporomorfy oraz proporcje taksonów arktyczno-trzeciorzędowych i paleotropikalnych w spektrach pyłkowych wskazują na środkowomiocenijski wiek badanych osadów. Badany zespół sporomorf jest zbliżony, szczególnie w części stropowej, do występujących w osadach I środkowopolskiej grupy pokładów węgla brunatnego (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997; Słodkowska 1998). W czasie tworzenia się I grupy pokładów rozległe tereny Niżu Polskiego porośnięte były lasami bagiennymi, a osady związane z tą grupą pokładów są szeroko rozprzestrzenione na większości terenu Polski, poza Karpatami (Piwocki 1998). Osady wypełniające lej krasowy w Tarnowie Opolskim są więc starsze od tych z leja krasowego w Górażdżach.

Różnice między kopalnym zespołem ziaren pyłku i zarodników z lejów krasowych Tarnowa Opolskiego i Górażdży mają przede wszystkim charakter ilościowy. Zbiorowiska roślin wodnych i bezpośrednio otaczających oba zbiorniki wodne były podobne. Największe różnice są widoczne w składzie zbiorowisk leśnych. W trakcie sedymentacji osadów wypełniających lej w Tarnowie Opolskim dużą rolę pełniły lasy bagienne, natomiast w czasie gdy powstawały osady wypełniające lej w Górażdżach miejsce tych lasów zajęły lasy łęgowe i mezofilne oraz zbiorowiska otwarte – bezleśne. W materiale z Tarnowa Opolskiego więcej jest pyłku taksonów paleotropikalnych i reprezentujących element arktyczno-trzeciorzędowy ciepły, czyli tzw. taksonów „trzeciorzędowych”.

Obraz roślinności zrekonstruowanej na podstawie wyników analizy pyłkowej próbek z leja krasowego z Tarnowa Opolskiego zdecydowanie mniej przypomina współczesną roślinność Polski niż ten zrekonstruowany na podstawie wyników badań osadów z leja w Górażdżach. Współczesnych odpowiedników kopalnej roślinności z Tarnowa Opolskiego należy szukać w południowo-wschodniej części Ameryki Północnej: na Florydzie, w delcie Mississipi, Georgii, Północnej Karolinie i na wybrzeżach Zatoki Meksykańskiej (Mai 1981, Barnes 1991). Występują tam m.in. lasy bagienne, w których rosną cyprysniki i kłaznie. Co ciekawe, w małych naturalnych zbiornikach wodnych w lejach krasowych na Florydzie występuje podobny zespół glonów jak ten zrekonstruowany na podstawie kopalnych mikroszczątków z Tarnowa Opolskiego. Dużą rolę odgrywają w nich glony nitkowate. W małych zbiornikach na Florydzie występują również okrzemki, których nie udało się znaleźć w badanych w tym kierunku próbkach z osadów wypełniających kopalny lej krasowy. Prawdopodobnie okrzemki występowały również w zbiornikach wodnych w neogeńskich lejach krasowych w okolicach Opola, ale uległy one rozpuszczeniu, a ich pozostałością jest krzemionka, występująca m.in. w warstwie wyścielającej leje.

Stop A3b

W zachodniej ścianie ostańca, w odległości kilkunastu metrów od leja A3a, odsłania się lej, wyraźnie różniący się od tego ostatniego zarówno kształtem jak i składem wypełnienia. Lej ten ma kształt klepsydry (Fig. 4B) a skład osadów wypełniających, przypomina w znacznym stopniu główny lej z Górażdży. Strop wapieni triasowych tworzy pylasta substancja kalcytowa, przykryta „impregnatem” ilasto-żelazistym (Fig. 4C). Dodatkowo w tej warstwie pojawia się prawie ciągła skorupa krzemionkowa, której przebieg nawiązuje do kształtu ściany leja (Fig. 4D), co dowodzi, że jest to produkt diagenety, granicznej warstwy wietrzejących wapieni. Krzemionka jest też powszechnie obecna jako cement spajający różne osady wypełniające lej – tak klastyczne jak i organiczne (Fig. 4F-G). Wewnętrzna część leja wypełnia masa pstrych osadów ilastych oraz utwory węgliste, złożone z ilastych węgli brunatnych. W odróżnieniu jednak od poprzedniego leja te osady są mocno zdeformowane, szczególnie w jego stropowej części, gdzie występują, typowe konwolucje krioturbacyjne (Fig. 4E).

Stop A4

Około 300 m. na N od ostańca w północnej ścianie kopalni występuje rozległy system lejów krasowych, wypełnionych głównie jasnymi, miejscami wręcz białymi, ilastymi piaskami formierskimi (Fig. 4H, Fig. 6A). Struktury depozycji w piaskach są słabo zachowane, chociaż trafiają się fragmenty laminowanych, scementowanych piaskowców (Fig. 6D) oraz liczne wyługowane triasowe czerty (Fig. 6E-F). Kontakt pełniska z macierzystą skałą wapienną jest podobny jak w leju A3b, a na dodatek także podkreślony wyściółką krzemionkową. Liczne są konkracje limonitowe a w górnych partiach leja występują warstwowane osady węglanowe o naciekowym charakterze (Fig. 6B-C).

Piaski formierskie są przypuszczalnie, podobnie jak w rejonie Częstochowy, rezydualnym produktem wietrzenia i redepozycji górnokredowych osadów klastycznych i marglistych (Gradziński, 1977), formujących przed trzeciorzędem pokrywę osadową na omawianym terenie. Występowanie okruców skał kredowych w piaskach formierskich oraz relikty słabo zachowanej fauny otwornicowej (Rogała, 2006) potwierdzałyby takie pochodzenie piasków formierskich w lejach Tarnowa Opolskiego i Góraždzy. Z drugiej strony nieindeksowa fauna otwornicowa, może równie dobrze dowodzić obecności pokrywy morskich osadów trzeciorzędowych, stwierdzonych przez Frecha (za Assmannem, 1944) w stropie kamieniołomu nefelinitu na G. Św. Anny.

Kamieniołom w Kamieniu Śląskim

Stop A5

Na najwyższym poziomie eksploatacyjnym kopalni odsłaniają się płytkowate wapienie i dolomity warstw tarnowickich (Fig. 7A), reprezentujących regresywne osady środkowego wapienia muszlowego. Węglany te tworzyły się w wysychających okresowo lagunach a prócz dolomitów i wapieni, osadzały się w nich także ewaporaty- głównie halit, anhydryt i gips. W sytuacji całkowitego wynurzenia tych osadów dochodziło do rozpuszczania wytrąconych wcześniej ewaporatów, co spowodowało powstanie charakterystycznych ostrokrawędzistych pustek, od kształtu których struktury te nazywa się „komórkowymi” (Fig. 7C-D). W przypadku gdy powstały większe próżnie (wielkości 1-2 metrów), to mogły one ulec kolapsowi albo były wypełniane naciekami węglanowymi – stalaktytami, stalagmitami i wielkimi pizoidami (Fig. 7B, F), osiagającymi niekiedy średnicę 20 cm. Czasami dochodziło do płynnego podstawiania siarczanów przez węglany, i w tym przypadku uformowały się węglanowe podstawienia (pseudomorfozy) gipsu bądź anhydrytu (Fig. 7E). Wszystkie wymienione wyżej formy syngenetycznego tj. środkowotriasowego krasowienia warstw tarnowickich, można znaleźć w prezentowanym odsłonięciu.

Skala na wszystkich zdjęciach – 5 cm.

wielka jaskinia (Fig. 9B). Ma około 5 metrów długości i 0,5 m wysokości – główny ciąg rozwinięty jest na linii NE-SW. Kończy się niezbadaną, wąską szczeliną, idącą ku górze. Jest to przykład jaskini szczelinowej. Pierwotnie była zapewne dłuższa, ale uległa zniszczeniu w wyniku prowadzonych tu kiedyś prac górniczych. Dokładny wiek jej powstania nie jest znany.

Stop B3. Odślonięcie martwicy w Leśnicy

Martwica tworzy tu typowy próg wapienny, który powstawał od około 8 do 2 tys. lat temu. Samo odślonięcie ma wyraźny, soczewkowaty kształt – wysokości 3,5 m i długości około 5,0 m (Fig. 9C). Zbudowane jest z masywnych, ale kruchych, jasnoszarych (prawie białych) wapieni organogenicznych o strukturze zrostkowej. W martwicy zachowały się liczne, dobrze widoczne odciski pni, liści i gałęzi drzew liściastych – grabu, leszczyny i wierzby (Fig. 9C). Są też charakterystyczne, gąbczaste „wiechy” glonowe. W dolnej części odkrywki znajdują się (częściowo wypełniona zwietrzeliną) pustka po pniu drzewa o średnicy około 60 cm z odcisniętą korą na jej bocznych powierzchniach.

W obrazie mikroskopowym skały wydzielić można kilka odmian mikrofacjalnych. Wśród inkrustacji glonowych wyróżniają się skalcyfikowane plechy zielenic *Cladophora*, tworzących duże, poduszkowate kolonie, których ułożenie wskazuje kierunek przepływu wody w czasie ich kalcyfikacji. Zbudowane są z upakowanych i częściowo splątanych cienkich rurek utworzonych z kryształów kalcytu. Drugą odmianę tworzą inkrustacje sinicowe – na ogół bardziej gęste od zielenicowych i wykazujące wyraźną laminację. Laminacja jest efektem sezonowych zmian zespołu mikroorganizmów tworzących martwicę. Na ogół warstewki gęste reprezentują przyrosty wiosenne, zaś warstwy porowate powstały w okresie letnio-jesiennym.

Martwica wapienna powstała z wód płynących, poprzez wytrącanie węglanu wapnia w strefie wzmożonej turbulencji np przy źródłach lub wodospadach, pod wpływem gwałtownych zmian ciśnienia lub temperatury. Mogło to być też miejsce, w którym uformowała się naturalna przegroda, powodująca spiętrzenie potoku – przykładowo zaklinowana sarta pni tamująca nurt, cementowana i wzmacniana dodatkowo przez wapienne inkrustacje mat glonowych, porastających zanurzone w wodzie kłody drzew.

Oprócz niewątpliwych walorów przyrodniczych, martwice były też ważnym surowcem skalnym, wydobywanym w nieodległej przeszłości. Materiał użyty do budowni niewielkiej groty przy kościele Św. Wawrzyńca w Strzelcach Opolskich, pochodzi najprawdopodobniej z okolic Leśnicy i Poręby.

Stop B4. Wywierzysko „Siedem Źródeł”

Miejsce o nazwie „Siedem Źródeł” – to największe źródła krasowe znajdujące się na obszarze Parku Krajobrazowego „Góra Św. Anny”, a zarazem ulubiony punkt wypoczynkowy licznych turystów i pielgrzymów (GPS – N 50 26 31.8; E 18 11 07.5) (Fig. 9D). Krystalicznie czysta woda o stałej temperaturze 9,4°C i wydajności od 20 do 30 l/s, wypływa licznymi kanałami krasowymi u podnóża ściany skalnej, zbudowanej z wapieni zaliczanych do retu. Wywierzysko daje początek potokowi Anka (funkcjonują również nazwy Padół i Cedron), który zasiliał 7 młynów wodnych funkcjonujących w Leśnicy do II Wojny Światowej. Źródła nigdy jeszcze nie wyschły, ani nie zamrzły.

Jar krasowy, z wywierzyskiem „Siedem Źródeł”, jest elementem geomorfologicznym południowego stoku Garbu Chełma. W stromo wznoszącym się (na wysokość 170 m) okrytym lasem terenie, znajdują się głównie płytkie niecki oraz zadarnione wąwozy i parowy. Następuje stąd szybki odpływ wód opadowych i roztopowych poprzez dobrze przepuszczalne podłoże wapienne. Woda przedostaje się w głąb górotworu przez szczeliny, kawerny i pory wtórne. Porowate struktury wapienia komórkowego powstały po rozpuszczeniu i częściowym zastąpieniu kryształów ewaporatów (halitu i gipsu) kalcytem. Tylko nielicznymi głębokimi dolinami woda odpływa w sieci cieków powierzchniowych – przykładem jest omawiane miejsce.

Opisany teren jest ważnym ogniwem w kształtowaniu się warunków występowania wód podziemnych w utworach węglanowych triasu dolnego. Morfologicznie wyniesiony obszar wododziałowy kształtuje ciśnienia wody w zbiorniku. Natomiast wychodnie skał węglanowych pozwalają na jego zasilanie poprzez bezpośrednią infiltrację wód opadowych systemem szczelinowo-krasowo-porowym, a obecność źródeł i cieków powierzchniowych świadczy o wodonośności zbiornika w lokalnej strefie drenażu. Wywierzysko „Siedem Źródeł” należy do najzasobniejszych na terenie Parku.

Formowane czynniki przepływu wód podziemnych w strefie Garbu Chełma wpływają na zasobność regionalnego zbiornika wód podziemnych w utworach triasu, który zgodnie z podziałem na jednostki hydrogeologiczne Polski, należy do regionu śląsko-krakowskiego (XII) i mieści się w granicach subregionu triasu śląskiego (XII₁). Szczególnego znaczenia w tym miejscu nabiera ochrona wód podziemnych. Cały teren Parku Krajobrazowego, w tym również opisywanego miejsca, jest strefą zasilania Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) nr 333 i 335, które pełnią priorytetową rolę w zaopatrzeniu mieszkań-

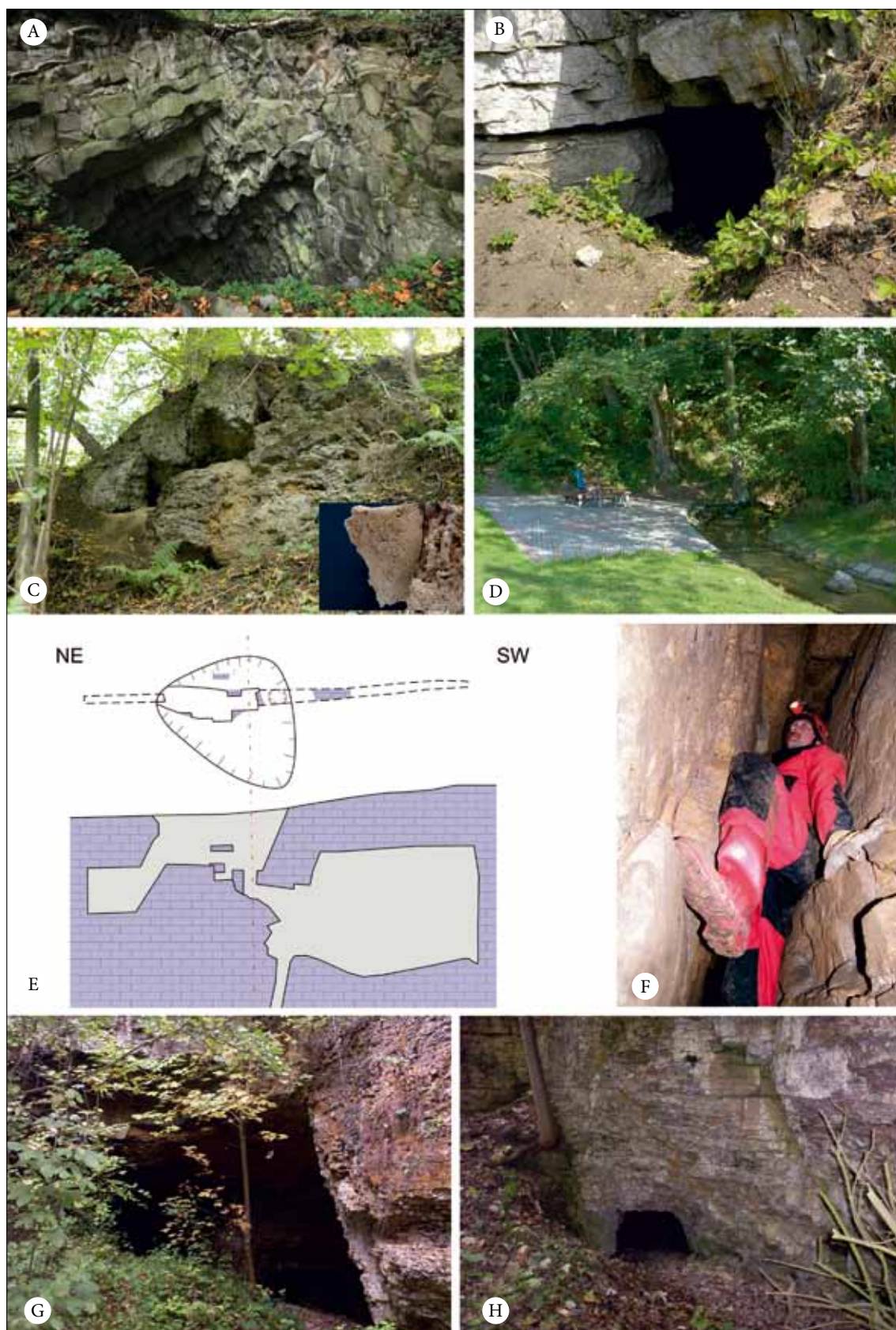


Fig. 9. **A.** Grota w lawie bazaltowej, pod wzgórzem Bazyliki. Góra św. Anny. **B.** Wejście do jaskini w rezerwacie geologicznym. Góra św. Anny. **C.** Próg martwicowy w Leśnicy (ze zdjęciem odcisku liścia); **D.** Wywierzysko „Siedem Zródeł” w Leśnicy; **E.** Plan i przekrój Jaskini Chełmskiej w Ligocie Grn. **F.** Korytarz w Jaskini Chełmskiej **G i H.** Otwory systemu jaskiniowego w Szczepanku

ców województwa opolskiego w wodę komunalną. Rejon ten posiada naturalną, wysoką podatność na zanieczyszczenia z powierzchni terenu, w związku z czym należy do obszarów wysokiego zagrożenia antropopresją. Istniejący park krajobrazowy „Góry Św. Anny” jest obszarem prawnie chronionym, w którym stosowane działania zabezpieczają również wody podziemne przed zanieczyszczeniem.

Stop B5. Jaskinia Chełmska

Jaskinia Chełmska, spotykana także w literaturze pod nazwą Jaskinia Ligocka, zlokalizowana jest na północno-zachodnim zboczu zalesionego wzniesienia, w odległości około 500 m na południe od ostatnich zabudowań miejscowości Ligota Górna. To największa jaskinia w rejonie Góry Św. Anny.

Dojście i odszukanie jaskini jest trudne, choć w pobliżu przebiega niebieski szlak turystyczny. Najlepiej wejść na szlak od strony Ligoty Górnej (przedłużenie ul. Wiejskiej) i po około 500 m skręcić w lewo – słabo widoczna ścieżka leśna, która prowadzi początkowo w dół, by następnie skierować się dość ostro w górę. Główny otwór widzimy po prawej stronie wydłużonego leja zapadliskowego rozwiniętego w szczytowej partii wzniesienia – około 200 m w linii prostej od niebieskiego szlaku (GPS - N 50 28 38.9; E 18 08 55.4). Jest owalny i ciasny – średnica 80 – 90 cm, wysokość 50 cm. Po przeciwległej stronie, znajduje się drugi otwór – większy i szerszy, przypominający swoim kształtem wydłużony trójkąt równoramienny. Prowadzi on do niewielkiej studni (głębokość około 3,5 m) wypełnionej glinami deluwialnymi.

Jaskinia Chełmska ma charakter typowej jaskini szczelinowej powstałej przez krasowe rozmycie uskoku o południkowym przebiegu – charakterystycznym dla sieci uskokowej tej części Wyżyny Śląskiej (Fig. 9E-F). Składa się ona z dwóch komór. Górna jest dość mocno zniszczona, a jej strop zamykają gliny z fragmentami zwietrzliny i dużego gruzu wapiennego. W dolnej komorze rozwinęła się wąska studnia (głębokość 4 m) wypełniona w najniższym punkcie namuliskiem i gruzem skalnym. Długość dostępnych korytarzy wynosi około 12 m (wraz z partiami niedostępnymi dla człowieka długość może zwiększyć się do około 23 m). Ciąg główny przebiega na linii NE-SW. Szerokość korytarzy jest zmienna i waha się w granicach od 0,2 do 1,2 m. Wysokość około 4 m. Deniwelacja – co najmniej 7 m. Brak typowej szaty naciekowej.

Wstęp do Jaskini Chełmskiej jest ograniczony, gdyż stanowi ona miejsce dla zimowej hibernacji nietoperzy.

Stop B6. Zespół jaskiń i schronisk w Szczepanku

System jaskiniowy w Szczepanku rozwinięty jest w wapieniach warstw karchowickich, tworzących niewielką elewację w lesie, ok. 100 m. na NE od zabudowań ulicy Leśnej. Jego obecny stan jest efektem zmian dokonanych w trakcie eksploatacji górniczej na przełomie XIX i XX wieku. Aktualny plan zespołu jaskiń i schronisk zestawili Pawełczyk i Rogala w 2010 roku, którzy zinwentaryzowali 10 obiektów krasowych w tym odsłonięciu. Jak pisze Foerster (1908) system jaskiniowy składał się z trzech, połączonych jaskiń, z których największą była środkowa (Fig. 9G.). Z niej wiódł na SE kilkumetrowy korytarz łączący ją z najmniejszą z jaskiń (Fig. 9H). Otwór wejściowy miał szerokość ok. 10 m. a po odstrzale, w lipcu 1907 roku, uległ rozszerzeniu. Jak można sądzić z opisu Foerstera cały ciąg miał ponad 30 m. długości, szerokość sięgała 15 metrów a wysokość 3 metrów. Byłaby to więc największa jaskinia obszaru Śląska. Jaskinia była pozbawiona szaty naciekowej ale namulisko może mieć grubość kilku metrów. Sądząc ze starych map topograficznych, jaskinia była odwadniania przez źródło wypływające ok. 50 m. na NW od niej. Obecnie źródło to jest zabudowane sztucznym ujęciem.

SESJA TERENOWA C

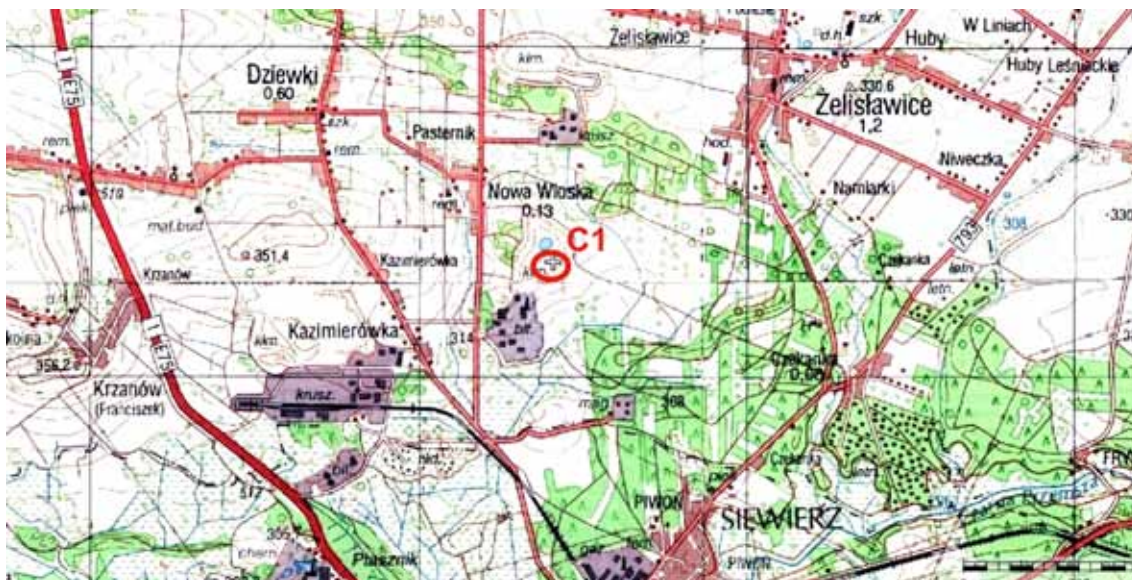


Fig. 10. Mapa lokalizacyjna sesji terenowej trzeciego dnia Sympozjum (C)

TRASA: GÓRA ŚW. ANNY – SIEWIERZ

Prowadzący: Joachim Szulc i Elżbieta Worobiec

Kamieniołom „Tribag” w Siewierzu

Stop C1. Polifazowy kras kopalny bloku Siewierza

W środkowej części kamieniołomu eksploatującego dolomity środkowego dewonu i wapienia muszlowego, uwagę zwraca kilkunastometrowy kompleks pstrych osadów, rozdzielających ciemnoszare dolomity amfiporowe żywetu (Fig. 11A). Kompleks ten, reprezentujący wyraźny okres dłuższego wynurzenia, złożony jest z mułowcowych i ilastych osadów lagunowych i lądowych, zawierających pseudomorfozy po ewaporatach. Zarówno jego spąg jak i strop są nierówne co wskazuje, że osady te wypełniły zastaną urozmaiconą rzeźbę terenu i uległy erozji w czasie następnej transgresji morskiej. Oprócz kompleksu pstrych osadów w omawianym interwale profilu żywetu występują drugorzędne powierzchnie związane z emersją, wykształcone głównie jako horyzonty lapiezu przykryte ilastymi osadami rezydualnymi o charakterze *terra rosa*. (Fig. 11B).

Nad omawianym kompleksem krasu dewońskiego, w kamieniołomie Tribag, dobrze wykształcone są szczeliny krasowe oraz jaskinie litoralne rozwinięte w dolomitach dewonu a wypełnione dolomitycznymi marglami triasowymi (Fig. 11C–F), zawierającymi napławiony detrytus roślinny oraz rozproszone kości kręgowców. Osady formowane w płytkiej strefie przybrzeżnej, czego dowodzą występujące w nich szczeliny z wysychania, deponowane były w wąskich zatokach i przesmykach, rozcinających krasowe wybrzeże wysp archipelagu Siewierza.

W najwyższej części wyrobiska, widoczne są leje krasowe (do 6 m głębokości) (Fig. 11G), wypełnione jasnymi piaskami formierskimi oraz ilami z otoczkami kwarcowymi, zbliżonymi składem do dolnojurajskich warstw połomskich. Najmłodsze wypełnienia lejów tworzą pstre (głównie czerwone) iły wypełniające dość płytkie (do 2 m) kieszenie rozwinięte we wszystkich starszych formacjach skalnych odsłoniętych w kopalni.

Z tejże generacji wypełnień lejów, w sąsiednim kamieniołomie (firmy „Promag”), została wykonana analiza pyłkowa. Frekwencja sporomorf (ziaren pyłku i zarodników roślin) w osadzie była bardzo niska, ale ich stan zachowania był dobry. Z całego pobranego materiału udało się sporządzić 5 preparatów mikroskopowych, na których znaleziono nieco ponad 300 ziaren pyłku i 20 zarodników roślin. W badanej

próbce oznaczono 9 gatunków ziaren pyłku roślin nagozalążkowych, 36 gatunków ziaren pyłku roślin okrytozalążkowych oraz 5 gatunków zarodników mszaków, paprotników i widłaków. Poza ziarnami pyłku i zarodnikami roślin niższych stwierdzono obecność mikroszczątków glonów słodkowodnych, zarodników grzybów i mikroszczątków owadów. Znaleziono również fragment mikroskopijnego grzyba nalistnego należącego do Microthyriales. Wśród sporomorf zróżnicowaną grupę stanowią ziarna pyłku roślin ciepłolubnych, reprezentujących element paleotropikalny (występują m.in. *Cornoidites major*, *C. satzveyensis*, *Edmundipollis* sp., *Ilexpollenites margaritatus*, *Quercoidites henrici*, *Tricolporopollentes exactus*, *T. pseudocingulum* i Sapotaceae), co jest istotne dla określenia paleoklimatu i wieku osadów wypełniających lej.



Fig. 11. Paleokras w kopalni „Tribag” w Siewierzu

A. Pstre osady lądowe żyweu; B. Powierzchnia dewońskiego lapiezu; C. Lej krasowy wypełniony dolomitami triasu środkowego; D. Detal z Fig. 6C. E. Szczelina krasowa wypełniona warstwowanymi osadami wapienia muszlowego. Kopalnia „Promag” w Nowej Wiosce. F. Trzeciorzędowe leje krasowe wypełnione piaskami formierskimi i czerwonymi iłami (kopalnia „Tribag”)

W trakcie sedymentacji osadów wypełniających lej krasowy rosły lasy bagienne z cypryśnikiem (*Taxodium*) i kłężnią (*Nyssa*), lasy łęgowe, m.in. z olchą (*Alnus*), orzesznikiem (*Carya*) i skrzydłorzechem (*Pterocarya*), oraz lasy mezofilne, bogate w taksony ciepłolubne. W lasach mezofilnych rosły m.in. choina (*Tsuga*), *Cathaya*, świerk (*Picea*), sośnica (*Sciadopitys*), buk (*Fagus*), dąb (*Quercus*; prawdopodobnie zimozielony) oraz drzewa i krzewy z rodzin Cornaceae (w tym Mastixioideae), Araliaceae, Sapotaceae, Caprifoliaceae i inne. Rosły w nich również paprocie. Obecne w materiale szczątki glonów słodkowodnych wskazują na sedymentację w warunkach wodnych. W pobliżu leja rosły m.in. jeżogłówka (*Sparganium*), trawy, turzyce i rośliny z rodziny złożonych (Asteraceae).

Skład taksonomiczny uzyskanego spektrum pyłkowego wskazuje na ciepły klimat w trakcie sedymentacji osadów wypełniających lej w Siewierzu. Występujące sporomorfy wskazują na późnooligoceni – środkowomioceni wiek badanego osadu, jednakże w materiale brak taksonów typowo oligoceni. Uzyskane spektrum jest najbardziej zbliżone do spektrów z miocenu dolnego i środkowego, starszych od I grupy pokładów (por. Piwocki & Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). Wypełnienie leja krasowego z Siewierza jest więc nieco starsze od osadów z lejów w Tarnowie Opolskim i Górażdżach.

Literatura

- Alexandrowicz, S. 1957. Niższy pstry piaskowiec w Czernej koło Krzeszowic. Biul. IG., 115; 5-25
- Assmann, P. 1944. Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. Erläuterungen zu den Blättern Gross Strehlitz und Himmelwitz. Berlin. ss.46
- Barnes, B. V., 1991. Deciduous forests of North America. In: Röhrig, E., Ulrich, B., (eds) Ecosystems of the world. 7. Temperate deciduous forests. Elsevier. Amsterdam–London–New York–Tokyo, pp. 219–344.
- Foerster, H. 1908. Die Höhlen von Stephanshain. Oberschlesien (1907-1908): 455-457
- Gilewska, S. 1964. Fossil karst in Poland. Erdkunde, 18: 124-135
- Głazek, J. 1989. Paleokarst in Poland. W: Bosak, P. (ed.) –Paleokarst a systematic and regional review. Elsevier - Academia, Prague, Amsterdam., 77-105
- Gradzinski, R. 1977. Sedymencja piasków formierskich na skrasowiałym podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Kras i Speleologia, 1;59-70
- Gradziński, R. & Wójcik, Z. 1966. Kras kopalny w Polsce. Prace Muz. Ziemi. Prace Geol., 9: 151-222
- Gradziński, M., Lewandowska, A., Paszkowski, M., Duliński, M., Nawrocki, J. & Żywiecki, M. 2011. Peculiar carbonates of Permian hydrothermal karst in Kraków region, Southern Poland. In: 14th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, University of Bristol, p. 26.
- Grabowska, I. & Słodkowska, B., 1993. Katalog profili osadów trzeciorzędowych opracowanych palinologicznie. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 80 pp.
- Kadłubowska, J., 1972. Chlorophyta V. Conjugales: Zygnemaceae. Zrostonowate. In: Starmach, K. & Sie-mińska, J., (eds), Flora słodkowodna Polski. Volume 12A. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Polska Akademia Nauk, Kraków, pp. 1–431.
- Kazik, Ż. & Mierzejewski, A. 2010. Kras kopalny regionu Strzelec Opolskich. Praca magisterska ING UJ, ss. 70.
- Kohlman-Adamska, A., 1998. Extents of the selected pollen taxa. In: Ważyńska, H. (ed.), Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 160: 18–27.
- Mai, D. H., 1981. Entwicklung und klimatische Differenzierung der Laubwaldflora Mitteleuropas im Tertiär. Flora, 171, 525–582.
- Materiały XXXII Sympozjum Speleologicznego, 1998. PTP im. Kopernika, Sekcja Speleologiczna. Kamień Śląski. ss. 72.
- Michael, R., 1914. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Tarnowitz-Brinitz, 108 pp.
- Panek, S. & Szuwarzyński, M. 1976. O przedtortoińskiej dolinie erozyjnej wypełnionej osadami trzeciorzędowymi w okolicach Chrzanowa. Rocznik PTG., 46: 503-523.
- Paszkowski, M. 1988. Dinantian basin in the Cracow area: an attempt of a synthesis. Przegląd Geol. 4: 200-207
- Paszkowski, M. & Wieczorek, J. 1982. Fossil karst with Mesozoic bone breccia in Czatkowice (Cracow, Upland, Poland). Kras i Speleologia, 4: 32-40
- Pawelczyk M. & Rogala, W. 2010. Jaskinie Wyżyny Śląskiej. PTM PNoZ, Warszawa, ss. 125
- Piwocki, M., & Ziemińska-Tworzydło, M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. Przegląd Geologiczny, 43: 916–927.
- Piwocki, M., & Ziemińska-Tworzydło, M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. Geological Quarterly, 41: 21–40.
- Piwocki, M., 1998. An outline of the palaeogeographic and palaeoclimatic developments. In: Ważyńska, H., (ed.) Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 160: 8–12.
- Rogala, W. 2006. Osady wypełniające kopalne formy krasowe Garbu Chełma – znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych i następstwo stratygraficzne. Materiały 40. Sympozjum Speleologicznego. Nowiny -Sitkówka, Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika: s. 46-48.
- Rogala, W. & Sadowska, A., 2003. Wiek mułów węglistych wypełniających leje krasowe Garbu Chełma (zachodnia część Wyżyny Śląskiej) w świetle analizy palinologicznej. Materiały 37. Sympozjum Speleologicznego, Wojciszów, 24-26 października 2003. Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika, Kraków, pp. 54–55.
- Słodkowska, B., 1998. Palynological characteristics of the Neogene brown coal seams. In: Ważyńska, H., (ed.) Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 160: 28–33.
- Szulc, J. 1998. Kras kopalny w utworach węglanowych Śląska i jego uwarunkowania środowiskowe. Materiały XXXII Sympozjum Speleologicznego PTP im. Kopernika, Sekcja Speleologiczna. Kamień Śląski. s. 8-9.

- Szulc, J. & Worobiec, E., 2011. Wiek i geneza form paleokrasowych w rejonie Górażdży na Górnym Śląsku. *Materiały 45. Sympozjum Speleologicznego. Ojców, 20-23 października 2011, Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika, Kraków*, p. 100.
- Tarlo, L. B., 1959. A new Middle Triassic reptile fauna from fissures in the Middle Devonian limestones in Poland. *Proc. Geol. Soc. London*, 1538: 63-54.
- Urban, J. 2008. Permian to Triassic paleokarst of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts, central Poland. *Geologia, Kwartalnik AGH* 33, 1: 5-50.
- van Geel, B. & Grenfell, H. R., 1996. Chapter 7A. Spores of Zygnemataceae. In: Jansonius, J. & McGregor, D. C., (eds) *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 173-179.
- Ważyńska, H., 1998. Recapitulation. In: Ważyńska, H., (ed.) *Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 160: 35-37.
- Worobiec, E., 2010. Late Miocene freshwater phytoplankton from Józefina (Poland). *Micropaleontology*, 56(6): 517-537.
- Worobiec, E., 2011. Middle Miocene aquatic and wetland vegetation of the paleosinkhole at Tarnów Opolski, SW Poland. *Journal of Paleolimnology*, 45: 311-322.
- Worobiec, E. & Szulc, J., 2010a. A Middle Miocene palynoflora from sinkhole deposits from Upper Silesia, Poland and its palaeoenvironmental context. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 163(1-2): 1-10.
- Worobiec, E. & Szulc, J., 2010b. Analiza palinologiczna mioceńskich wypełnień lejów krasowych w Tarnowie Opolskim na Wyżynie Śląskiej – wyniki wstępne. *Przegląd Geologiczny*, 58(12): 1176-1181.
- Worobiec, E. & Worobiec, G., 2008. Kopalne zygospory glonów Zygnemataceae (Chlorophyta) z osadów górnego miocenu KWB „Bełchatów”. *Przegląd Geologiczny*, 56(11): 1000-1004.
- Ziemińska-Tworzydło, M., 1996. Flora sporowo-pyłkowa. In: Malinowska, L. & Piwocki, M., (eds) *Budowa Geologiczna Polski. Volume 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Kenozoik. Trzeciorzęd. Neogen*. Państwowy Instytut Geologiczny, Polska Agencja Ekologiczna, Warszawa, pp. 797-855.
- Ziemińska-Tworzydło, M., 1998. Climatic phases and spore-pollen zones. In: Ważyńska, H., (ed.) *Palynology and Palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 160: 12-16.

STRESZCZENIA REFERATÓW

HYDROGEOLOGICZNE OSOBLIWOŚCI KRASU ALBANII

Wiaczesław Andrejczuk¹, Jacek Rózkowski¹, Romeo Eftimi²

¹ Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec;
e-mail: geo@wnoz.us.edu.pl; jacek.rozkowski@us.edu.pl

² Przedsiębiorstwo Hydrogeologiczne w Tiranie, Tirana, Albania;
e-mail: eftimi@sanx.net

Albania jest położona nad Morzem Adriatyckim. Zajmuje powierzchnię 28,748 km². Zamieszkuje ją 3,2 mln ludności. Albania jest krajem górzystym. Średnia wysokość obszaru wynosi 708 m n.p.m., a prawie 30% powierzchni leży na wysokości powyżej 1000 m n.p.m. Klimat obszaru jest podzwrotnikowy morski typu śródziemnomorskiego, na krańcach wschodnich kontynentalny. Średnia roczna temperatura powietrza sięga 14–16 °C, a średnia roczna wysokość opadów atmosferycznych 1490 mm. Zlewnia hydrograficzna wykracza poza obszar kraju i zajmuje powierzchnię 43305 km². Średni roczny odpływ powierzchniowy wynosi 1308 m³/s, a średni roczny odpływ podziemny wynosi 288 m³/s.

W budowie geologicznej Albanii dość znaczącą rolę skały krasowięjące: wapienie, dolomity oraz gipsy. Węglanowe skały krasowe zajmują powierzchnię około 6500 km² (1/4 całego terytorium). Są to głównie wapienie, podrzędnie dolomity. Występują one w następujących rejonach: Alpy Albańskie, Mirdita, Kruja, Ionia. Powierzchniowa rzeźba krasowa jest reprezentowana przez: różnorakie żłobki korozyjne, leje krasowe, doliny i uwala, krasowe plateau, ślepe doliny, natomiast formy podziemne – przez studnie i przepaście krasowe o głębokości przekraczającej 200 m, duże kanały krasowe, jaskinie (z Piro Goshi o głębokości 1500 m). Kras w Albanii jest rozwinięty głównie w rozległych poziomych lub lekko nachylonych strukturach, składających się głównie z masywnych i grubo warstwowych formacji wapiennych triasu i kredy.

Zasilanie szczelinowo–krasowych poziomów wodonośnych ma głównie charakter bezpośredni. Współczynnik infiltracji efektywnej sięga nawet 45–55% rocznych opadów atmosferycznych. W obszarach krasowych obserwuje się słabo rozwiniętą sieć wód powierzchniowych, intensywny rozwój sieci przepływu podziemnego, podziemne przepływy międzyzlewniowe. Przepuszczalność skał krasowięjących jest generalnie wysoka, ale zróżnicowana. Parametry hydrogeologiczne skał zbiornikowych mieszczą się w granicach: współczynnik filtracji 1->200 m/d, wodoprzewodność 10->5000 m²/d, wydajność studni do powyżej 50–70 l/s, wydajność jednostkowa studni 0,1->20 l/s-m.

Charakterystycznym elementem drenażu wód krasowych są źródła występujące w strefach dolinnych o założeniach tektonicznych. Źródła krasowe nie są liczne, ale osiągają duże wydajności (110 źródeł o wydajności >100 l/s, 17 źródeł o wydajności >1 m³/s). Największym źródłem krasowym w Albanii jest źródło „Blue Eye”, o wydatkach: minimalnym 12, średnim 18,5, maksymalnym 35 (m³/s). Źródło „Blue Eye” wypływa z krasowego masywu Mali Gejre w południowej Albanii. Wywierzyisko to jest zasilane z infiltracji opadów w masyw Mali Gejre (około 65%), oraz z poziomu wodonośnego typu porowego w dolinie rzeki Drinos, z którego wody infiltrują w masyw Mali Gejre. W wodach źródła „Blue Eye” obserwuje się relatywnie wysokie stężenia siarczanów, które pochodzą z infiltracji wód rzeki Drinos do zbiornika aluwialnego. Rzeka Drinos jest zasilana, bowiem m.in. przez źródła siarczanowe (Garmou, Rogozi) wypływające z terytorium Grecji.

Głównymi typami hydrochemicznymi wód w masywach skał krasowięjących są: w wapieniach HCO₃-Ca, w dolomitach HCO₃-SO₄-Mg, w występujących podrzędnie gipsach SO₄-Ca, a w obszarach nadbrzeżnych może dominować typ Cl-Na. Identyfikacja krasowego systemu przepływu bazuje na przyjmowanych wartościach parametrów fizyko–chemicznych, z których istotne znaczenie mają: temperatura wody, twardość, PEW, wskaźnik hydrochemiczny rCa/rMg, wskaźniki nasycenia względem kalcytu i dolomitu. Twardość ogólna wód krasowych w obszarze Albanii kwalifikuje wody w wapieniach do wód raczej miękkich (50–150 mgCaCO₃/dm³), w dolomitach do wód średnio twardych i twardych (250–700 mgCaCO₃/dm³), w wapieniach z gipsami do wód średnio twardych (250–300 mgCaCO₃/dm³). Wskaźnik hydrochemiczny rCa/rMg, dokumentujący m.in. relacje między wapieniami i dolomitami, w masywach skał węglanowych z przewagą wapieni wynosi 6–11, w dolomitach 1–3, w wapieniach z gipsami 5–7. Wskaźniki nasycenia wód względem kalcytu i dolomitu (SI_c i SI_d): w wapieniach wskazują na ich niedosycenie (SI_c -0,29, SI_d -0,90), w dolomitach – na stan bliski równowagi (SI_c +0,09, SI_d -0,07), w wapieniach z gipsami – na ich nasycenie względem kalcytu i niedosycenie względem dolomitu (SI_c +0,28, SI_d -0,12).

Wśród wód krasowych występują wody termalne i mineralne. Charakterystyczne są wody termalne siarczanowe drenowane źródłami (Llixha w Peshkopi, Zheji w Mamuras, Llixha w Elbasan, Langarica

w Permet, Leskoviku) i nawiercone w studniach głębinowych (w Bilaj, w Kozan). Wody te charakteryzuje temperatura 20–60 °C, mineralizacja ogólna 1,5–13 g/L, typy hydrochemiczne: Cl-Na, SO₄-Ca, Cl-SO₄-Na-Ca, zawartość H₂S w wodzie 4–400 mg/L. Innym ciekawym typem wód są wody termomineralne metanowe, eksploatowane studniami głębinowymi w rejonie Fier: Ardenica, Seman, Frakull. Temperatura wód metanowych wynosi 20–67 °C, zawartość CH₄ przekracza 50% całkowitej objętości gazów, mineralizacja ogólna sięga 20–50 g/L, przy typie hydrochemicznym Cl-Na.

W kilku obszarach kraju zostały przeprowadzone specjalistyczne badania izotopowe z użyciem izotopów środowiskowych (¹⁸O, D, T) oraz sztucznych izotopów dla oceny połączeń hydraulicznych, które stwierdzono pomiędzy obiektami hydrologicznymi: jeziorami Prespa i Ohryda, źródłem Pocemi i rzeką Vjosa, źródłem „Blue Eye” i równiną aluwialną rzeki Drinos, źródłem krasowym masywu Mali me Gropa i rzeką Mat.

Jeziora Prespa i Ohryd, położone w rowach tektonicznych, są rozdzielone zrębem tektonicznym masywu Mali Thate – Galichica zbudowanym z masywnych wapieni wieku jura – trias, o wysokości sięgającej 2300 m n.p.m. Jezioro Prespa o powierzchni 274 km² jest położone na wysokości 849 m n.p.m., a jezioro Ohryd o powierzchni 365 km² na wysokości 692 m n.p.m. Deniwelacja między jeziorami sięga 158 m. Masyw skał węglanowych jest silnie zaangażowany tektonicznie i skrasowiały. Występują głównie uskoki południkowe, podrzędnie równoleżnikowe. Formy krasowe reprezentują m.in. krasowe plateau Petrinska, Mali Thate, ślepa dolina Samary, 12 jaskiń położonych w wysokich partiach masywu Galichica, jaskinie położone na poziomie jeziora Prespa (Stenic, Gollomboc, Zaver) jak i wywierzyska krasowe o wydajnościach sięgających 1,5–7,5 m³/s. Największe z nich St. Naum i Tushemishit są zlokalizowane na SE obrzeżeniu jeziora Ohryd. Badania z użyciem izotopów środowiskowych udokumentowały, że udział wód z jeziora Prespa w wypływie w źródle St. Naum wynosi 37–42%, natomiast w źródle Tushemishit 52–54%. Oszacowana średnia ilość wody z jeziora Prespa drenowana przez oba źródła wynosi 4,0 m³/s. Badania z użyciem traserów wykazały z kolei, że maksymalne prędkości znacznika w systemie kanałowym wyprowadzającym wody w źródle: St. Naum wynoszą 679 m/h, a w źródle Tushemishit wynoszą od 56 do 2917 m/h (w głównym kanale).

Zasoby odnawialne poziomów wodonośnych w skałach węglanowych w obszarze Albanii wynoszą 227 m³/s (przy całkowitych zasobach 288 m³/s), a zasoby eksploatacyjne wynoszą 90 m³/s (przy całkowitych zasobach 140 m³/s). Wykorzystanie wód podziemnych, pochodzących głównie z poziomów szczelinowo – krasowych, przedstawia się następująco: zaopatrzenie w wodę pitną i przemysłową 13 m³/s, zaopatrzenie w wodę dla rolnictwa 3 m³/s (łącznie 11,4% zasobów eksploatacyjnych).

ŻYCIE W OKRESOWO ZATAPIANEJ JASKINI

Elżbieta Dumnicka¹, Joanna Karlikowska¹, Dominika Olszewska¹,
Norbert Sznober², Marta Biskup¹, Katarzyna Gajek¹, Damian Zielonka¹

¹ Akademia im. J. Długosza w Częstochowie, Instytut Chemii, Ochrony Środowiska i Biotechnologii,
al. Armii Krajowej 13/15, 42-200 Częstochowa,
e-mail: dumnicka@iop.krakow.pl

² Speleoklub Częstochowa, ul. Piłsudskiego 39

Jaskinia W Kamieniu (Na Kamieniu), zlokalizowana w Częstochowie, jest jedyną jaskinią Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej okresowo prawie całkowicie zalewaną przez wodę. Zatopienie jaskini jest spowodowane podniesieniem się poziomu wód gruntowych w czasie stanów powodziowych – ostatnio taki fakt miał miejsce w maju 2010 r. Woda, wypełniająca korytarze ustępowała bardzo powoli, tak, że jeszcze po roku, w momencie rozpoczęcia badań, w kilku punktach jaskini były płytkie kałuże.

W celu określenia jak okresowe zatopienie korytarzy wpływa na skład fauny bezkręgowców i warunki ich występowania przeprowadzono badania fauny naściennej, oraz fauny osadów i wodnej, mikroorganizmów w wodzie a także wykonano pomiary kilku parametrów abiotycznych (temperatura i wilgotność powietrza, temperatura, pH, przewodnictwo i zawartość tlenu w wodzie oraz ilość materii organicznej w osadach). Większość z wymienionych badań wykonano w czterech terminach: 02.06, 14.07, 07.09, 27.10.2011 r., tylko pomiary temperatury i wilgotności powietrza a także obserwacje fauny naściennej kontynuowano 15.12.2011 i 14.02. 2012.

Jaskinia ma pięć otworów o ekspozycji zachodniej i południowo-zachodniej. Jej główny ciąg jest rozwinięty generalnie równolegle do położenia otworów z tym, że około 5–10 m w głąb skały. Odchodzą od niego korytarze, głównie powstałe na prostopadłych szczelinach SW-NE, poszerzonych przez długotrwałe rozmywanie. Większość korytarzy jest niska, rzadko przekraczają 1 m wys., a tylko wyjątkowo 2 m – głównie w miejscach zawalenia się stropu. Namulisko przeważnie gliniaste, miejscami zalega gruz i głązy odpadłe od stropu. Wszystkie odnogi po zachodniej stronie głównego ciągu uchodzą ostatecznie otworami na zewnątrz, przez co panuje tu przewiew, natomiast strona wschodnia posiada bardziej zróżnicowany przebieg (szczeliny, zawaliska, zamulone niskie korytarze) i zagłębia się w skałę na ponad 15 m (licząc od linii otworów), w efekcie ma bardziej ustabilizowany mikroklimat.

Badania prowadzone były na trzech stanowiskach usytuowanych w różnej odległości od otworów: stan. 1 – blisko otworu południowego, w wąskim korytarzu; stan. 2 – około 8 m w głąb jaskini od skrajnego otworu Pd-zach. (koło dużego głazu w formie stołu) – wymienione stanowiska położone są w części jaskini o dynamicznym mikroklimacie; stan. 3 – tzw. Sala (lub Komora Główna), w głównym ciągu o bardziej statycznym mikroklimacie.

Największe zmiany temperatury powietrza zmierzono na stan. 1 (13.5–0 °C) i stan. 2, gdzie w lutym zanotowano -0.9 °C, podczas gdy na stan. 3 wahania tego parametru były nieco mniejsze (12.5–2.5 °C). Temperatura wody wykazywała mniejsze wahania (4.3–10.8 °C). Najniższą wilgotność powietrza (53–86%) stwierdzono przy otworze, w głębi jej wartości wahały się od 74% do 100%. Odczyn wody był zasadowy (7.3–7.8), przewodnictwo elektrolityczne zmieniało się w niewielkim przedziale (964 do 994 µS), a zawartość tlenu w wodzie wahała się od 1.2 do 6.9 mgO₂/dm³. Zawartość materii organicznej w osadach była niska i sięgała maksymalnie 2.5%, z wyjątkiem stan. 1, gdzie stanowiła od 1.9 do 8% osadu.

W faunie naściennej obserwowano przede wszystkim troglökseny, wśród których przez cały okres badań najliczniejsze były komary (Culicidae). Po raz pierwszy w jaskini na terenie Wyżyny stwierdzono obecność muchówek z rodzaju gnojka (*Eristalis* sp.) – ich larwy rozwijają się w silnie zanieczyszczonych wodach. Ślimaki reprezentowane były przez kilka taksonów, najczęściej spotykano śliniki (*Arion* spp.) i szklarkę Draparnauda (*Oxychilus draparnaudi*). Natomiast zimujące w jaskiniach motyle obserwowano tylko sporadycznie: dwukrotnie znaleziono szczerbówkę ksieni (*Scoliopteryx libatrix*) (27.10. i 15.12. 2011) a 07.09.2011 – rusałkę pawika (*Inachis io*) – w sieci pająka. Wśród troglófilii oznaczono 2 gatunki stonóg oraz pająki reprezentowane przez: tkańca (*Nesticus cellulanus*) i *Pachygnatha clercki*.

W próbach zebranych z namuliska prócz typowo lądowej fauny reprezentowanej przez skąposzczety glebowe, stonogi z rodzaju *Oniscus* i skoczogonki (Collembola – tylko *Tetradontophora bielaniensis*) stwierdzono także obecność taksonów ziemno-wodnych (skąposzczety, larwy muchówek z rodzin Limoniidae i Athericidae). W osadach znajdowano również typowo wodne organizmy, występujące także w próbach z dna kałuż (skąposzczety, skorupiaki: widłonogi (Copepoda), równonogi (Isopoda) i małżoraczki (Ostracoda), larwy muchówek z rodziny Ceratopogonidae (kuczmany). Ponadto wyłącznie w środowisku wodnym

znaleziono poczwarki komarów z rodzaju *Anopheles* (widliszek) i larwy muchówki z rodziny wodzieni (*Chaoboridae* – *Mochlonyx* sp.). W środowisku wodnym najliczniejszy był równonóg *Asellus aquaticus* (ośliczka wodna – gatunek pokrewny stonogom lądowym). Osobniki tego gatunku o różnym stopniu odbarwienia odnajdywano na każdym ze stanowisk. W czerwcu oraz lipcu przeważały bardzo młode osobniki (1,0–2,0 mm długości ciała), w kolejnych terminach zebrane okazy były większe, natomiast ich liczba w próbie zmniejszała się. U tego gatunku samice noszą jaja w torbie lęgowej, którą młode osobniki opuszczają niedługo po wylęgu. Pojawienie się w jednym miesiącu wielu okazów o podobnych rozmiarach świadczy, że okres rozrodczy tej populacji jest krótki – taki typ rozmnażania jest typowy dla populacji żyjących w wodach powierzchniowych.

W zależności od położenia badanego stanowiska i jego oddalenia od otworów wejściowych zmieniał się skład ilościowy i jakościowy mikroflory w wodzie. Na stan. 1 liczba bakterii wynosiła 1250 komórek na 1 ml badanej wody. Bakterie należały do 5 rodzajów, ponadto znaleziono też grzyby z rodzaju *Candida*. Na stan. 2 i 3 liczebność bakterii była znacznie mniejsza – odpowiednio około 250 i 50 komórek na 1 ml wody a przeważały bakterie z rodzaju *Bacillus*, pozostałe rodzaje były w znaczącej mniejszości a na stan. 3 prócz laseczek z rodzaju *Bacillus* stwierdzono pojedyncze kolonie z rodzaju *Streptococcus*.

Podobnie jak w przypadku mikroflory, wśród bezkręgowców znalezionych na ścianach i w osadach (lądowych i wodnych), najwyższą liczebność i różnorodność stwierdzono na stanowisku 1, gdzie ilość dostępnego pokarmu (materia organiczna, bakterie) była największa a bliskość otworu wejściowego ułatwiała przedostanie się fauny do wnętrza jaskini. Wydaje się, że okresowe zalewanie jaskini ma wpływ na skład zamieszkującej ją fauny, szczególnie troglofilnej: nie zaobserwowano pająka *Meta menardi*, praktycznie brak jest w osadach skoczogonków i roztoczy występujących w większości badanych jaskiń Wyżyny (Skalski 1973). Natomiast jedynie w tej jaskini (i prawdopodobnie połączonych z nią wodach podziemnych) stwierdzono występowanie licznej i rozmnażającej się populacji ośliczki (*Asellus aquaticus*) – dotychczas w wodach podziemnych Polski znajdowano jedynie pojedyncze egzemplarze tego gatunku (Skalski 1981, Dumnicka i Wojtan 1994). Ponadto w wodach jaskini stwierdzono sporo gatunków typowych dla wód powierzchniowych.

Literatura

- Dumnicka, E., Wojtan K. 1994. Faune aquatique de la grotte Chelosiowa Jama (Montagnes Świętokrzyskie, Pologne Centrale. *Mém. Biospéol.*, 21: 53–56.
- Skalski, A.W., 1973. Materiały do znajomości bezkręgowców jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *III Rocznik Muzeum w Częstochowie, Przyroda*: 161–200.
- Skalski, A.W., 1981. Ośliczka *Asellus aquaticus* (L.) (Isopoda) w wodach podziemnych południowej Polski. *Rocznik Muzeum w Częstochowie V, Przyroda* 2: 85–88.

Autorzy składają serdeczne podziękowania prof. Ewie Stworzewicz (ISiEZ PAN) za oznaczenie ślimaków i dr Piotrowi Tykarskiemu (UW) za oznaczenie pajaków.

HISTORIA EKSPLORACJI JASKIŃ POLSKICH KARPAT FLISZOWYCH W LATACH 1995–2012

Paweł Franczak¹, Karolina Listwan²

¹ *Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków,
e-mail: franczak.p@op.pl*

² *Wydział Prawa i Administracji UJ, ul. Gołębia 24, 30-007 Kraków,
e-mail: karolinalistwan@op.pl*

Na obszarze polskich Karpat fliszowych na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat ma miejsce intensyw-
na eksploracja jaskiń. Z roku na rok odkrywane są nowe obiekty, poszerzające listę dotychczas poznanych
jaskiń. Na koniec sierpnia br. owa lista liczyła 1 246 jaskiń, które łączne mierzyły 22 580 m długości (Klas-
sek i Mleczek, 2012).

Poznanie jaskiń polskich Karpat fliszowych przebiegało w kilku etapach ze względu na różne cele,
jakie motywowały ludzi do ich odwiedzania. Owe jaskinie znane były miejscowej ludności od dawna, o czym
świadczą ludowe podania oraz legendy. W odległej przeszłości miały pełnić funkcję schronienia podczas
prześladowań religijnych czy też być miejscem eksploracji przez poszukiwaczy skarbów czy górników. Wraz
z rozwojem turystyki na początku XX w. obiekty te, zaczęły coraz częściej pojawiać się w literaturze, a naj-
liczniej wzmiankowaną z nich była Jaskinia Malinowska. Znanych wówczas było zaledwie 13 obiektów.
W okresie powojennym obiekty te zaczęły być coraz częściej zwiedzane i badane, co doprowadziło do
poznania w połowie XX wieku, 23 obiektów (Klassek, 1985).

Od roku 1969 można mówić o początkach dzisiejszej formy poznania jaskiń. Powstał wówczas Spe-
leoklub Bielsko-Biała, którego członkowie rozpoczęli intensywną eksplorację Beskidów. W jej wyniku
w 1985 r. znanych było 71 jaskiń. Były to jednak dopiero początki lepszego poznania jaskiń polskich Karpat
fliszowych, ponieważ w roku 1995 znanych było już 401 obiektów o łącznej długości 7 271 m. Najdłuższym
wówczas znanym obiektem była Jaskinia w Trzech Kopcach, której znanych było 850 m korytarzy. Ponad-
to do grona największych obiektów zaliczały się Diabla Dziura w Bukowcu oraz Jaskinia Niedźwiedzia
(Klassek, 1985; 1995; *Tab.1*).

Na przestrzeni kilkunastu lat miało miejsce intensywne poznanie zarówno nowych obiektów jak
i nowych partii w znanych już jaskiniach. Tak na koniec XX w. lista jaskiń w Beskidach i na Pogórzu Kar-
packim liczyła 594 obiekty, a następnego roku przekroczone zostało 10 km poznanych korytarzy. Najwięk-
szymi osiągnięciami tego okresu była eksploracja Jaskini Czarciego Dół (1995 r.), Jaskini Zbójnickiej w Łopie-
niu (1997 r.), Złotopieńskiej Dziury (1997 r.) oraz Jaskini w Straconce (2000) (Klassek, 1995; Klassek
i Mleczek, 1997, 2000, 2001).

Pierwsza dekada XXI w. zapisała się znacznymi zmianami na liście najdłuższych jaskiń polskich
Karpat fliszowych, za sprawą znaczących odkryć, jakie miały wówczas miejsce. Należą do nich przede
wszystkim odkrycia dwóch największych obiektów – Jaskini Wiślańskiej (2003 r.) oraz Jaskini Miecharskiej
(2004 r.). Ponadto w tym okresie odkryto inne jaskinie z pierwszej dziesiątki najdłuższych jaskiń m.in.
Jaskinię Słowiańską-Drwali (2003 r.), Jaskinię Głęboką w Stołowie (2003 r.), Jaskinię Oblica (2004 r.), Ja-
skinię Dującą (2005 r.) oraz Jaskinię Ostrą (2010 r.) W ciągu ostatniego dziesięciolecia odkryto także kilka
jaskiń o długości przekraczającej 100 m a wśród nich: Jaskinię Latających Kamieni (2001 r.), Malinowską
Studnię (2005 r.), Jaskinię Piętrową w Klimczoku (2007 r.) oraz Jaskinię Wiślanę (2007 r.) (Klassek i Mle-
czek, 2005, Szura, 2010).

Zmiany, jakie zaszły w poznaniu jaskiń polskich Karpat fliszowych, w ostatnim okresie nie przebie-
gały jednak w taki sam sposób we wszystkich regionach. Są, bowiem obszary jak Beskid Niski, w którym
systematycznie w sposób stosunkowo równomierny zwiększa się liczba nowopoznanych obiektów. Podob-
nie ma się sytuacja w Beskidzie Śląskim, w którym równomiernie następował przyrost poznanych jaskiń
a w ostatnich kilku latach obserwuje się wyraźne zwiększenie liczby nowych jaskiń. Podobna sytuacja, lecz
na znacznie mniejszą skalę ma miejsce w Beskidzie Żywieckim. Diametralnie inna sytuacja ma miejsce
w Beskidzie Wyspowym, w którym po intensywnym wzroście liczby nowo odkrytych jaskiń nastąpiła
stabilizacja i brak jest nowych odkryć (*Ryc. 1*).

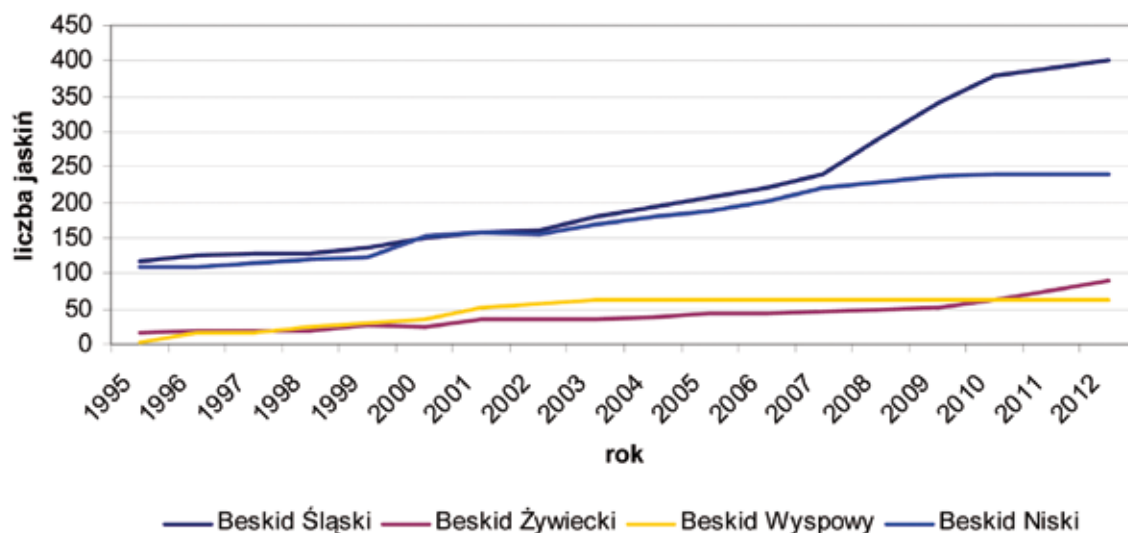
Także stan poznania jaskiń w poszczególnych regionach jest zróżnicowany. Ponad połowę obiektów
zinwentaryzowano na obszarze Beskidu Śląskiego i Beskidu Niskiego, a przykładowo w Beskidzie Makow-

skim odkryto ich zaledwie 24. Ukazuje to jak wielkie dysproporcje panują w rozmieszczeniu jaskiń na omawianym obszarze.

Na przestrzeni lat 1995–2012 w eksploracji jaskiń w polskich Karpatach fliszowych brali udział członkowie następujących klubów: Speleoklubu Bielsko-Biała, SOJ „Grupa Malinka” w Wiśle oraz Speleoklubu Beskidzkiego powstałego z połączenia Speleoklubu Dębickiego i Klubu Grotołazów z Limanowej. W mniejszym stopniu beskidzkie jaskinie eksplorowali członkowie: Koła Geografów Uniwersytetu Jagiellońskiego, Klubu Wysokogórskiego Bielsko-Biała, Krakowskiego Klubu Taternictwa Jaskiniowego, Katowickiego Klubu Speleologicznego, Speleoklubu Dąbrowa Górnicza, SKTJ Nowy Sącz oraz Klubu Alpinistycznego Grupy Beskidzkiej GOPR (Klassek i Mleczek, 1999, 2000)

Literatura

- Klassek G., 1985. O poznaniu, eksploracji i inwentaryzacji jaskiń Beskidów i Pogórza Karpackiego. *Zacisk*, 1: 19–21.
- Klassek G., 1995. Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń fliszowych w okresie od 10/94 do 9/95. *Materiały Sympozjalne*, wkładka.
- Klassek G. & Mleczek T., 1997. Podsumowanie działalności eksploracyjno-inwentaryzacyjnej prowadzonej w polskich Karpatach fliszowych w okresie od 09.1996 do 09.1997. *Materiały 31. Sympozjum Speleologicznego*, 55–56.
- Klassek G. & Mleczek T., 1999. Podsumowanie działalności eksploracyjno-inwentaryzacyjnej prowadzonej w polskich Karpatach fliszowych w okresie od października 1998 do września 1999. *Materiały 33. Sympozjum Speleologicznego*, 65–67.
- Klassek G. & Mleczek T., 2000. Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń w polskich Karpatach fliszowych – podsumowanie za okres od października 1999 do września 2000. *Materiały 34. Sympozjum Speleologicznego*, 39–41.
- Klassek G. & Mleczek T., 2001. Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat fliszowych (październik 2000 – wrzesień 2001). *Materiały 35. Sympozjum Speleologicznego*, 24–26.
- Klassek G. & Mleczek T., 2005. Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat fliszowych (wrzesień 2004 – sierpień 2005). *Materiały 39. Sympozjum Speleologicznego*, 35–37.
- Klassek G. & Mleczek T., 2012. Eksploracja i inwentaryzacja jaskiń polskich Karpat fliszowych (wrzesień 2011 – sierpień 2012). *Materiały 46. Sympozjum Speleologicznego*, 35–37.
- Szura Cz., 2010. Działalność eksploracyjna Stowarzyszenia ochrony jaskiń „Grupa Malinka”. *Materiały 44. Sympozjum Speleologicznego*, 59–63.



Ryc. 1 Zmiana liczby poznanych jaskiń w wybranych mezoregionach w latach 1995–2012

Tab. 1 Najdłuższe jaskinie polskich Karpat fliszowych na przełomie 1995–2010

L.p.	Nazwa jaskini	Długość [m]
1995		
1.	Jaskinia w Trzech Kopcach	856
2.	Diabła Dziura w Bukowcu	356
3.	Jaskinia Niedźwiedzia	340
4.	Jaskinia Gagusiowa	196
5.	Jaskinia Malinowska	164
2000		
1.	Jaskinia w Trzech Kopcach	942
2.	Jaskinia Niedźwiedzia	611
3.	Jaskinia Zbójnicka w Łopieniu	404
4.	Diabła Dziura w Bukowcu	365
5.	Jaskinia Malinowska	230
2005		
1.	Jaskinia w Trzech Kopcach	1 244
2.	Jaskinia Słowiańskich-Drwali	564
3.	Jaskinia Głęboka w Stołowie	554
4.	Jaskinia Zbójnicka w Łopieniu	433
5.	Jaskinia Oblica	416
2010		
1.	Jaskinia Wiślańska	2 275
2.	Jaskinia Miecharska	1 830
3.	Jaskinia w Trzech Kopcach	1 244
4.	Jaskinia Słowiańskich-Drwali	601
5.	Jaskinia Dująca	582

EKSPLORACJA I INWENTARYZACJA JASKIŃ POLSKICH KARPAT FLISZOWYCH (sierpień 2011 r. – sierpień 2012 r.)

Grzegorz Klassek¹, Tomasz Mleczek²

¹ Klub Tatarnictwa Jaskiniowego „Speleoklub”; Bielsko-Biała; ul. 1 Maja 4543-300 Bielsko-Biała;
www.speleo.bielsko.pl, e-mail: estawela@autograf.pl;

² Stowarzyszenie Speleoklub Beskidzki; Dębica; ul. Szkotnia 5/25, 39-200 Dębica;
www.ssb@ssb.strefa.pl

Komunikat zawiera dane za okres od sierpnia 2011 r. do sierpnia 2012 r. z prac eksploracyjno – inwentaryzacyjnych prowadzonych w polskich Karpatach Fliszowych, przez członków: Klubu Tatarnictwa Jaskiniowego „Speleoklub” z Bielska-Białej (SBB), Stowarzyszenia Speleoklub Beskidzki z Dębicy (SSB), Stowarzyszenia Ochrony Jaskiń „Grupa Malinka” z Wisły (GM), Koła Geografów Uniwersytetu Jagiellońskiego (KGUJ), Klubu Alpinistycznego Grupy Beskidzkiej GOPR (KAGBG) oraz osób niezrzeszonych.

Uwzględniono tu również nowe obiekty z Pogórza Wiśnickiego opublikowane w „Jaskiniach”⁴ (65) 2011 r.

Wyniki tych prac, to udokumentowanie 41 nowych jaskiń i schronisk skalnych oraz nowych partii w obiektach już znanych.

W rozbiciu regionalnym dane te przedstawiają się następująco:

Beskid Śląski

Została zakończona podstawowa eksploracja **Jaskini Ostrej** i **Jaskini Rolling Stones** prowadzona przez R. Klimarę i M. Jeziorskiego (SBB). Jaskinie zostały połączone w jeden system, pod kodem *K.Bs-02.153*, o łącznej długości 850 m i deniwelacji – 60 m. Plan opracował C. Szura (GM).

Nowe 5,5 m w Jaskini Ostrej odkryli G. i K. Gajni oraz J. Ganszer (SBB). Obecnie długość Systemu wynosi 855,5 m.

Ponad to w rejonie Ostrego R. Klimara i M. Jeziorski (SBB) odkryli **Jaskinię Szyderców** *K.Bs-02.171* o długości 30 m i deniwelacji 11 m. Udokumentowali też **Jaskinię Niewypał** *K.Bs-02.151* o długości 2,5 m i **Jaskinię Expressową** *K.Bs-02.152* o długości 12 m.

Członkowie SBB zinwentaryzowali również: **Jaskinię pod Skrzycznym** *K.Bs-03.126* – T. Stryczek o długości 4 m i **Schronisko Medyków II** *K.Bs-02.172* – R. Konior, S. Korczyk, J. Ganszer o długości 2,5 m (do dalszej eksploracji).

W rejonie Magury intensywnie eksplorowano – R. Głowacki (K.A.G.B.G.), R. Klimara i M. Jeziorski (SBB) **Śmietnik** *K.Bs-04.115*, długość obiektu wzrosła do 40 m, deniwelacja 18 m. **System Okapów w Małej Czantorii** *K.Bs-01.14* o długości 6 m zinwentaryzowali: Z. Grebl, J. Ganszer (SBB), T. Jonderko (Górecki Klub Przyrodników) oraz B. Witański.

W okolicy Wisły Czarnej P. Bujok i J. Raszka (nieformalna Grupa z Polany) wskazali J. Ganszerowi i J. Krajewskiemu (SBB) sześć nowych obiektów: **Stary Skład w Wiśle Czarnej** *K.Bs-02.173*, **Stary Skład Kruchy w Wiśle Czarnej** *K.Bs-02.174*, **Stary Skład Dwuotworowy w Wiśle Czarnej** *K.Bs-02.175*, **Jaskinia nad Urwiskiem w Wiśle Czarnej** *K.Bs-02.176*, **Okap w Urwisku w Wiśle Czarnej** *K.Bs-02.177*, **Zapadła Dziura w Urwisku w Wiśle Czarnej** *K.Bs-02.178* o łącznej długości 23 m.

Eksplorowano również, z wynikiem pozytywnym, obiekty już znane.

Członkowie SBB M. Ganszer, J. Ganszer zwiększyli długość **Jaskini Malinowskiej** *K.Bs-03.31* do 247,5 m, przy nowej deniwelacji – 23,2 m.

Członkowie GM eksplorowali w następujących jaskiniach: **Jaskinia w Jaworzynie** *K.Bs-03.14* – odkryto 10 m korytarz – C. Szura, długość jaskini wzrosła do 99 m; **Jaskinia Piętrowa w Klimczoku** *K.Bs-04.63* – odkryto 5 m korytarz – C. Szura, długość jaskini wzrosła do 130 m; **Jaskinia Mokra** *K.Bs-02.09* – odkryto nowe partie ok. 30 m – Bujok, C. Szura, długość jaskini wzrosła do 75 m; **Jaskinia Salmopolska** *K.Bs-04.23* – odkryto nowe partie 60 m długości – M. Cieślarski, Kapuścik, G. Szalbot, długość jaskini wzrosła do 191 m; **Jaskinia Miechowska** *K.Bs-03.77* – odkryto 8 m korytarz – M. Cieślarski, Kapuścik, G. Szalbot, długość jaskini wzrosła do 1838 m.

Ponadto GM eksploruje dwa nowe obiekty (jeszcze bez nazw): w Roztoczem (5 m długości) i w Sałaszu (ok. 13 m długości).

Beskid Mały

J. Pukowski i J. Ganszer (SBB) udokumentowali **Okap Pochyły na Zamczysku** K.Bm-02.58 o długości 2 m.

W **Jaskini Czarne Działy III** K.Bm-02.08 Bujok, C. Szura (GM) odkryli nowe 30 m partie, długość jaskini wzrosła do 150 m.

Beskid Żywiecki

P. Franczak z KGUJ informuje o zinwentaryzowaniu trzynastu nowych obiektów tj.:

Schronisko w Przełomie Skawicy K.Bż-06.04 o długości 3 m; w Paśmie Policy – **Sidziński Schron** K.Bż-05.37, **Rozpadlinowe Schronisko** K.Bż-05.38, **Suchogórska Jaskinia** K.Bż-05.39, **Schronisko pod Górnym Rajsztajem** K.Bż-05.40, **Własowa Jama** K.Bż-05.41 (z J. Walasa) – o łącznej długości 21 m; w Paśmie Jałowieckim – **Jaskinia w Surmiaków Groniu** K.Bż-06.05 o długości 32 m oraz **Szczelina w Surmiaków Groniu** K.Bż-06.06, **Grota w Rowie na Surmiaków Groniu** K.Bż-06.07, **Studnia pod Jaskinią w Surmiaków Groniu** K.Bż-06.08, **Schronisko pod Płytą w Surmiaków Groniu** K.Bż-06.09, **Zaśmiecony Schron w Surmiaków Groniu** K.Bż-06.10, **Szczelina nad Skalą** K.Bż-06.11 – o łącznej długości 24,2 m.

Eksplorowano również w obiektach już znanych: **Schron pod Krzyżem Maltańskim** K.Bż-04.12 – wzrost długości do 5,5 m; **Schron Rozkopany** K.Bż-04.13 – wzrost długości do 3,5 m; **System RI w Okrąglicy** K.Bż-05.05 – wzrost długości do 20 m.

Gorce

Zinwentaryzowano nowy obiekt **Jaskinię nad Jeziorami** K.G-02.03 – K. Buczek (KGUJ) oraz R. Błachut, o długości 9,2 m.

Pogórze Wiśnickie

Na łamach „Jaskiń” Nr 4 (65) 2011 r. M. Szot informuje o zinwentaryzowaniu dziewięciu nowych obiektów tj.: **Jaskinia Witowska** K.Pw-01.05 o długości 16,4 m i pomniejsze **Schronisko Baciara** K.Pw-01.06, **Schronisko Niepełne** K.Pw-01.07, **Tunel z Przewężeniem**

K.Pw-01.08, **Niski Tunel** K.Pw-01.09, **Schronisko Zakręcone** K.Pw-01.10, **Schronisko Niskie** K.Pw-01.11, **Podcięty Okap** K.Pw-01.12 oraz **Ciasna Szczelina** K.Pw-01.13 o łącznej długości 24 m.

Pogórze Ciężkowickie

22 kwietnia 2012 r. T. Mleczek, B. Szatkowski, R. Kusibab i D. Cichowska (SSB) splanowali **Czarcia Izdebkę** K.Pc-02.07S (8 m długości, 1,5 głębokości). Jest to nieczynne, podziemne wyrobisko piaskowca położone w pobliżu Wróblowej.

22 sierpnia 2012 r. T. Mleczek, B. Szatkowski i R. Kusibab (SSB) w skałkach w Żurowej zinwentaryzowali **Wiszar Quasijaskiniowy** K.Pc-02.08 (19 m długości, +6,5 m deniwelacji). To okazały okap z kilkoma ciasnymi szczelinami. Poza tym splanowano: **Schronisko nad Okapem** K.Pc-02.09 (2 m długości), **Schronisko koło Kapliczki Pierwsze** K.Pc-02.10 (6,5 m długości, 2,5 m deniwelacji) oraz **Schronisko koło Kapliczki Drugie** K.Pc-02.11 (1,3 m długości).

Według stanu na 31 sierpnia 2012 r. w polskich Karpatach Fliszowych istnieje **1246** zinwentaryzowanych jaskiń i schronisk skalnych, o łącznej długości **22580,44** m (Tab. 1); **34** jaskinie osiągają długość ponad 100 m (Tab. 2); **26** jaskiń ma deniwelację równą lub większą od 15 m (Tab. 3).

Nowe materiały inwentaryzacyjne prezentowane są w „Zacisku” – biuletynie SBB, w „Jaskiniach Beskidzkich” – biuletynie SSB, w „Jaskiniach” – ogólnopolskim piśmie speleologicznym, jak również na stronach internetowych wymienionych klubów.

Literatura

Szot M., 2011. Nowe obiekty jaskiniowe na Pogórzu Wiśnickim. Jaskinie 4 (65): 26–29.

Tab. 1. Rozmieszczenie jaskiń polskich Karpat Fliszowych

Region	Ilość jaskiń	Łączna długość [m]
Beskid Śląski	401	11983,84
Kotlina Żywiecka	1	20,0
Beskid Żywiecki	90	1170,6
Beskid Mały	67	951,3
Beskid Makowski	24	412,0
Beskid Wyspowy	63	1177,0
Gorce	42	406,0
Beskid Sądecki	79	1281,8
Beskid Niski	240	3110,5
Bieszczady	29	282,5
Góry Sanocko-Turczańskie	11	57,5
Pogórze Śląskie	4	28,0
Pogórze Wielickie	15	97,0
Pogórze Wiśnickie	19	92,6
Pogórze Rożnowskie	79	1010,0
Pogórze Ciężkowickie	38	221,8
Pogórze Strzyżowskie	16	79,5
Pogórze Dynowskie	28	198,5
Razem	1246	22580,44

Tab. 2. Najdłuższe jaskinie polskich Karpat Fliszowych

L.p.	Nazwa jaskini	Region	Długość [m]
1.	Jaskinia Wiślańska	Beskid Śląski	2275,0
2.	Jaskinia Miecharska	Beskid Śląski	1838,0
3.	Jaskinia w Trzech Kopcach	Beskid Śląski	1244,0
4.	System Ostra – Rolling Stones	Beskid Śląski	855,5
5.	Jaskinia Słowiańska-Drwali	Beskid Niski	601,0
6.	Jaskinia Dująca	Beskid Śląski	582,0
7.	Jaskinia Głęboka w Stołowie	Beskid Śląski	554,0
8.	Jaskinia Oblica	Beskid Żywiecki	436,0
9.	Jaskinia Zbójcka w Łopieniu	Beskid Wyspowy	433,0
10.	Diabla Dziura w Bukowcu	Pogórze Rożnowskie	365,0
11.	Jaskinia Niedźwiedzia	Beskid Sądecki	340,0
12.	Jaskinia Ali-Baby w Klimczoku	Beskid Śląski	328,0
13.	Malinowska Studnia	Beskid Śląski	324,6
14.	Mysiorowa Jama w Zagórzcu	Beskid Makowski	282,5
15.	Jaskinia Malinowska	Beskid Śląski	247,5
16.	Jaskinia Mroczna	Beskid Niski	198,0
17.	Jaskinia Salmopolska	Beskid Śląski	191,0
18.	Gangusiowa Jama	Beskid Niski	190,0
19.	Lodowa Szczelina	Beskid Niski	166,0
20.	Jaskinia Dziurawa	Beskid Mały	160,0
21.	Jaskinia Złotniańska	Beskid Sądecki	155,0
22.	Jaskinia Czarne Działy III	Beskid Mały	150,0
23.	Jaskinia Latających Kamieni	Beskid Wyspowy	150,0

L.p.	Nazwa jaskini	Region	Długość [m]
24.	Jaskinia Wiślanka	Beskid Śląski	147,0
25.	Jaskinia Czarci Dół	Beskid Wyspowy	140,0
26.	Jaskinia Roztoczańska	Beskid Sądecki	140,0
27.	Jaskinia w Straconce	Beskid Mały	135,0
28.	Jaskinia Piętrowa w Klimczoku	Beskid Śląski	130,0
29.	Jaskinia Chłodna	Beskid Śląski	125,0
30.	Jaskinia Szkieletowa	Pogórze Rożnowskie	110,0
31.	Szczelina Lipowicka	Beskid Niski	105,0
32.	Złotopieńska Dziura	Beskid Wyspowy	105,0
33.	Dziura w Stołowie	Beskid Śląski	104,0
34.	Jaskinia w Sopotni Wielkiej	Beskid Żywiecki	101,0

Tab. 3. Najgłębsze jaskinie polskich Karpat Fliszowych

L.p.	Nazwa jaskini	Region	Deniwelacja [m]
1.	System Ostra – Rolling Stones	Beskid Śląski	-60,0
2.	Jaskinia Miecharska	Beskid Śląski	55,8
3.	Diabla Dziura w Bukowcu	Pogórze Rożnowskie	-42,5
4.	Jaskinia Wiślańska	Beskid Śląski	41,0
5.	Jaskinia w Trzech Kopcach	Beskid Śląski	32,6
6.	Jaskinia Niedźwiedzia	Beskid Sądecki	-28,0
7.	Jaskinia Głęboka w Stołowie	Beskid Śląski	-25,0
8.	Jaskinia Ali-Baby w Klimczoku	Beskid Śląski	-25,0
9.	Jaskinia Słowiańska-Drwali	Beskid Niski	-23,8
10.	Jaskinia Malinowska	Beskid Śląski	-23,2
11.	Jaskinia Oblica	Beskid Żywiecki	-21,1
12.	Jaskinia Dolna w Nasicznem	Bieszczady	-20,9
13.	Jaskinia Zbójcka w Łopieniu	Beskid Wyspowy	19,0
14.	Jaskinia Szkieletowa	Pogórze Rożnowskie	19,0
15.	Malinowska Studnia	Beskid Śląski	18,1
16.	Jaskinia Dująca	Beskid Śląski	-18,0
17.	Śmietnik	Beskid Śląski	-18,0
18.	Jaskinia w Straconce	Beskid Mały	-16,8
19.	Jaskinia Chłodna	Beskid Śląski	-16,5
20.	Jaskinia Wiślanka	Beskid Śląski	16,3
21.	Jaskinia Mroczna	Beskid Niski	-15,5
22.	Dydiowska Jama	Bieszczady	-15,0
23.	Dziura w Stołowie	Beskid Śląski	-15,0
24.	Feleczyńska Studnia	Beskid Sądecki	-15,0
25.	Jaskinia Latających Kamieni	Beskid Wyspowy	-15,0
26.	Jaskinia Gdzie Wpadł Grotołaz	Beskid Niski	-15,0

KALCYTOWE SPELEOTEMY Z KAMIENIOŁOMU W KLĘCZANACH (KARPATY FLISZOWE): GENEZA, WIEK I ZNACZENIE

Michał Gradziński¹, Marek Duliński², Helena Hercman³,
Andrzej Górny⁴, Stanisław Przybyszowski⁵

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków,
e-mail: michal.gradzinski@uj.edu.pl

² Wydział Fizyki i Informatyki Stosowanej, Akademia Górniczo Hutnicza,
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, e-mail: marek.dulinski@fis.agh.edu.pl

³ Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Polska,
e-mail: hhercman@twarda.pan.pl

⁴ Muzeum Geologiczne, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo Hutnicza,
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Polska, e-mail: a.gorn@op.pl

⁵ Stanisław Przybyszowski, Kopalnia Surowców Skalnych „KLĘCZANY” Sp. z o.o.,
33-394 Klęczany 176, Polska

Nietypowe speleotemy zostały znalezione w kamieniołomie w Klęczanach (Beskid Sądecki). Wypełniały one spękania w piaskowcach Cergowskich. Speleotemy reprezentują nacieki strefy wadycznej – polewy i stalaktyty, formy powstające na poziomie wód (rafty) oraz wielkokrystaliczne kalcyty powstające w warunkach freatycznych. Zarówno tak duża koncentracja speleotemów, jak i różnorodność ich form jest nietypowa dla Karpat zewnętrznych zbudowanych głównie ze skał silikoklastycznych z niewielkim udziałem węgla wapnia.

Wielkokrystaliczne kalcyty oraz rafty są zbudowane z kryształów o ekscentrycznej morfologii. Są to kryształy typu łuku gotyckiego (*gothic arch crystals*), a także kryształy typów: *macrotile*, *single-* i *multi-stepped*. Powstały one na skutek wzrostu w warunkach nierównowagi wynikającej najpewniej z obecności obcych jonów w roztworze macierzystym. Nacieki strefy wadycznej były zasilane cienkim filmem wodnym spływającym w dół po ścianach szczelin.

Na podstawie składu izotopów trwałych badane speleotemy tworzą dwie wyraźne grupy. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ pierwszej grupy mieszczą się pomiędzy -9,8 i -8,5‰ [VPDB] a wartości $\delta^{13}\text{C}$ pomiędzy -5,7 and -0,6‰ [VPDB]. Natomiast speleotemy drugiej grupy charakteryzują się wartościami $\delta^{18}\text{O}$ pomiędzy -9,4 i -7,3‰ i wartościami $\delta^{13}\text{C}$ od -11,5 do -9,7‰ [VPDB]. Wielkokrystaliczne kalcyty oraz masywne, grube rafty należą do pierwszej grupy natomiast speleotemy strefy wadycznej oraz cienkie rafty należą do drugiej.

Speleotemy powstawały pomiędzy 230⁺⁴ ka i holocenem, głównie w okresach ciepłych. Freatyczne speleotemy i masywne rafty były zasilane ascenzyjnymi wodami głębokiej cyrkulacji, podczas gdy polewy naciekowe i stalaktyty były zasilane lokalnymi wodami infiltracyjnymi. Oba typy wód były zdominowane przez glebowy CO₂. Cienkie rafty, rozwijające się na lub bardzo płytko pod powierzchnią zwierciadła wód były zasilane mieszaniną wód głębokiej cyrkulacji i wód infiltracyjnych.

SEDYMENTACJA WSPÓŁCZESNYCH MARTWIC WAPIENNYCH W REJONIE BIELSKA-BIAŁEJ

Dorota Podgórska

Instytut Nauk Geologicznych, Kraków, ul. Oleandry 2a, dorota.podgoorska@gmail.com

Pogórze Cieszyńskie jest obszarem liczego występowania współczesnych martwic wapiennych. Badania martwic wapiennych były przeprowadzane w obrębie dwóch stanowisk: w rezerwacie „Morzyk” koło Grodzca Śląskiego oraz w zlewni rzeki Cieplicy w Cisownicy. Celem badań było określenie genezy oraz wydzielenie typów facjalnych osadów martwicowych występujących na tym terenie.

Na obszarze objętym badaniami w podłożu występują osady wapienne, które dzieli się na dolne łupki cieszyńskie, wapienie cieszyńskie oraz górne łupki cieszyńskie. Wody z wysięków występujących na tym terenie, ługują skały podłoża, uzyskując wysoką mineralizację. W wyniku podniesienia temperatury wody oraz turbulentnego przepływu następuje ucieczka CO_2 z wody. Skutkuje to podwyższeniem pH wody i rozpoczęciem wytrącania węglanu wapnia.

Na podstawie analizy makroskopowej i mikroskopowej zostały wydzielone różne typy facjalne martwic. Są to onkoidy, kępy mchowe, bariery martwicowe oraz osady powstające w misach na zapleczu barier. Martwice zbudowane są z kalcytu, który występuje w postaci kryształów sparytu i drobnokrystalicznego mikrytu. Analiza mikroskopowa wykazała obecność sezonowych przyrostów w obrębie osadów. W przekroju onkoidów dało się zauważyć dobrze wykształcone naprzemienne warstwy sparytowe i mikrytowe. Powstawanie porowatych warstw sparytu ma miejsce w okresie jesienno-zimowym, gdy dopływ nutrientów jest mniejszy i brak wegetacji. Gęste mikrytowe warstwy powstają w czasie wiosenno-letnim podczas wiosennych zakwitów glonów.

Obserwacje terenowe dowiodły, że martwice tworzyły się na drodze abiotycznej precypitacji CaCO_3 , jak i przy udziale biologicznej kalcyfikacji, w której podstawową rolę odgrywają okrzemki, sinice i bakterie.

JASKINIE A ARCHITEKTURA GROBOWA; kontekst kulturowy w czasach przedhiszpańskich na obszarze południowych Andów Peruwiańskich

Maciej Sobczyk

Ośrodek Badań Prekolumbijskich, Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 26/28, 00-927
Warszawa; e-mail: m.sobczyk@uw.edu.pl

W kulturach obszaru andyjskiego w czasach prekolumbijskich obiekty podziemne takie jak jaskinie miały szczególną pozycję. Z uwagi na obszerność zagadnienia skupię się tylko na wybranych elementach związanych kulturowo i chronologicznie z okresem dominacji Inków, a terytorialnie z najmniejszą prowincją inkaskiego imperium; Condesuyo oraz stanowiskiem archeologicznym Maucallacta znajdującym się u stóp świętej góry Coropuna (Buda et al. 2011; Ziolkowski et al. 2007)

Szczególna pozycja jaskiń wiązała się między innymi z mitami wskazującymi jaskinie, jako jedno z miejsc pochodzenia ludzkości oraz jednocześnie było to miejsce powrotu po śmierci (Guaman Poma de Ayala, 1980). Bardzo silne powiązanie świata żywych z mocno funkcjonującymi w życiu każdej grupy społecznej zmarłymi, którzy są obecni, jako opiekunowie swoich potomków, determinowało powstawanie konstrukcji grobowych, które umożliwiały możliwie łatwy kontakt fizyczny z mumiami zmarłych przodków. Powstawały różne wolnostojące na powierzchni konstrukcje określane nazwą *Chullpa*, ale występuje też duża różnorodność obiektów podziemnych określanych wspólną nazwą *Tumba*.

Wśród tych ostatnich znajdują się grobowce w jaskiniach lub pod nawisem skalnym; do tej grupy grobów zostały zaliczone konstrukcje, przy których lokalizacji, konstrukcji, wykorzystano naturalne nawisy, małe schroniska skalne, a także niewielkie wolne przestrzenie pod pojedynczymi głazami czy też pod niedużymi wychodniami skał, często sztucznie powiększane (Sobczyk, 2000).

Dzięki takiej lokalizacji wykorzystywano elementy naturalne, jako strop komory grobowej a także, jako część ścian, dodawano tylko te elementy, które były niezbędne w celu stworzenia zamkniętej przestrzeni. Zazwyczaj jest to fasada z otworem wejściowym i ewentualnie części ścian bocznych.

Można wyróżnić dwa typy grobów należących do tej grupy.

- Pierwszy to obiekty budowane z wykorzystaniem schronisk skalnych pod nawisami oraz niewielkich jaskiń; są to czasem dosyć duże konstrukcje a nawet całe kompleksy jak na stanowisku Maucallacta 1, Tumbas 7, 8, 9, 10, które zostały zbudowane pod jednym nawisem skalnym mając wspólne ściany boczne. Są one zazwyczaj zbudowane częściowo z materiału kamiennego obrobionego, a kamienie niepoddane obróbce są starannie dopasowane. Pomimo wielokrotnego rabowania i dewastowania zawartości w jednym z tych grobów (Maucallacta 1, Tumba 7) natrafiono na bogaty materiał kulturowy stanowiący pozostałość wyposażenia grobowego (Wołoszyn, 2000). Poza wspomnianymi powyżej grobowcami ze stanowiska Maucallacta 1 do tego typu można jeszcze zaliczyć między innymi niewielką jaskinię Tumba 20, która jest obecnie opracowywana, jako praca licencjacka, oraz jaskinię ze stanowiska Puma Huillca, w której znajduje się mumia do dzisiaj otoczona kultem przez lokalnych pasterzy.
- Drugi typ reprezentują obiekty budowane pod dużymi głazami czy też wychodniami skalnymi, wykorzystujące znajdujące się tam wolne przestrzenie sztucznie tworzone lub też powiększane w tym celu. Są to konstrukcje znacznie mniejsze i mniej reprezentacyjne od omówionych powyżej, w większości przypadków zbudowano je z użyciem nieobrobionych kamieni niestarannie dopasowanych, czasem pojawia wyjątek jak np. Tumba 3 ze stanowiska Maucallacta 2 która jest większa od pozostałych znanych a ściany ma wykonane z kamieni małych i średnich, częściowo obrobionych i obrobionych o bryle zbliżonej do prostokątnej, połączonych zaprawą. Te ułożone z kamieni ściany obiegają komorę, dookoła choć od strony skały stanowiącej także strop mają zaledwie 0.3 m wysokości od podłoża. Rzeczą niezwykłą jest, iż w konstrukcji tej występuje na zwieńczeniu ścian od zewnątrz gzyms ułożony z płaskich kamieni i wychodzący poza obrys podstawy murów, co jest ciekawe ponieważ w innych przypadkach element ten występuje tylko w *chullpach*. (Sobczyk, 2000)

Poza samymi elementami konstrukcyjnymi, interesujące są elementy towarzyszące zmarłym składane, jako dary przez potomków. Wśród tych materialnych pozostałości kulturowych są przedmioty używane za życia przez zmarłych jak np. elementy warsztatów tkackich. Naczynia ceramiczne, w których były składane w ofierze produkty rolne czy wyjątkowe malowane kamienne płyty. Oczywiście najcenniejsze przedmioty z metali szlachetnych już dawno zostały wyrabowane, grobowce podobnie jak kopalnie przy-

nosiły znacznie dochody hiszpańskiej koronie przez cały okres kolonialny. Dziś można obserwować zarówno materialne pozostałości tego typu grobowców jak i prawdopodobnie już ostatnie żywe świadectwa kultu związanego z mumiami znajdującymi się w andyjskich jaskiniach.

Literatura

- Buda, P., Sobczyk, M., Wołoszyn, J. S., Ziółkowski, M. 2010 Maucallacta – an Inca administrative and ceremonial center in Condesuyos. Results of 2006 and 2007 field seasons – Maucallacta – centro administrativo y ceremonial inca en Condesuyos. Resultados de las campañas 2006 y 2007 In: Zbigniew Mirek, Adam Flakus, Andrzej Krzanowski, Andrzej Paulo & Janusz Wojtusiak (eds): *The Nature and Culture of Latin America. Review of Polish Studies*, p. 339–355.
- Mirek, Z., Flakus, A., Krzanowski, A., Paulo, A., Wojtusiak, J., (eds). W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków, pp 487.
- Guaman Poma de Ayala, F. 1980. Nueva crónica y buen gobierno (1615) (3 vols.). Ed. Siglo XXI, Mexico D.F.
- Sobczyk, M., 2000. Arquitectura funeraria prehispánica en la región del Nevado Coropuna, Perú, Andes. Boletín de la Misión Arqueológica Andina vol 4, Warszawa, pp. 258.
- Wołoszyn, J. Z. 1999 Tumba No 7 del sitio Maucallacta (Departamento Arequipa, Perú). Resultados preliminares de los trabajos del Proyecto Arqueológico Condesuyos (temporada 1997). Estudios Latinoamericanos 19: pp 147–161.
- Ziółkowski, M., Belán Franco, L. A., Sobczyk, M., (ed) 2007. Proyecto Arqueológico Condesuyos vol 3, monografía w Andes, Boletín de la Misión Arqueológica Andina No 6, Warszawa, pp 488.

ZMIENNOŚĆ MORFOMETRYCZNA SZCZĄTKÓW KOSTNYCH RENIFERA (*RANGIFER TARANDUS LINNAEUS*, 1758), z wybranych stanowisk jaskiniowych z Polski

Krzysztof Stefaniak¹, Teresa Piskorska²

¹ Department of Palaeozoology, Zoological Institute, University of Wrocław, Sienkiewicza 21,
Wrocław 50-335, Poland, email: stefanik@biol.uni.wroc.pl

² Department of Palaeozoology, Zoological Institute, University of Wrocław, Sienkiewicza 21,
Wrocław 50-335, Poland, email: tpiskorska@gmail.com

Podczas zlodowacenia Wisły, renifer był typowym przedstawicielem peryglacjalnej fauny z obszaru Eurazji. Rozprzestrzenienie gatunku obejmowało obszar od północnej Hiszpanii i Wysp Brytyjskich na zachodzie, przez centralną Europę, europejską część Rosji, Syberię do Beringii na wschodzie Markova *et al.* (1995); Kahlke (1999). Pod koniec stadiału głównego zlodowacenia Wisły renifer skolonizował nowe obszary po ustąpieniu lądolodu. W Polsce odnaleziono bardzo wiele szczątków Rangifer tarandus Kowalski (1959), Czyżewska (1989) Stefaniak *et al.* (2009), Stefaniak *et al.* (2012 in press).

Renifer *Rangifer tarandus* Linnaeus, 1758 jest najczęściej występującym i najliczniejszym przedstawicielem Cervidae w stanowiskach jaskiniowych na obszarze Polski. Największa liczba szczątków pochodzi ze stanowisk Jaskinia Raj i Jaskinia IV na Górze Birów. Do równie bogatych w materiał kopalny stanowisk należą: Jaskinia Biśnik, Jaskinia Komarowa, Jaskinia Deszczowa oraz Jaskinia Stajnia Stefaniak *et al.* (2009), Stefaniak *et al.* (2012 in press).

Z pomiaru szkieletu postkranialnego wynika, że renifery z terenów Polski charakteryzowały się zbliżonym rozmiarem ciała do tych ze stanowisk z Niemiec. Z kolei porównując dane z ze stanowisk z Niemiec i Polski do tych ze wschodniej Europy wyraźnie widać, że przedstawiciele wschodnich populacji byli zdecydowanie większych rozmiarów. Niektóre wymiary kości szkieletu (szerokość nasady dalszej kości piszczelowej, długość kości skokowej, długość paliczka 1 i 2) u form ze środkowego plejstocenu osiągały wartości większe od tych z górnego plejstocenu, a zbliżone były do tych ze stanowisk z obszaru wschodniej Eurazji Stefaniak *et al.* (2012 in press).

Fragmenty poroża reniferów odnaleziono w większości warstw analizowanych stanowisk. Większość z nich charakteryzuje się smukłą i okrągłą w przekroju poprzecznym łodygą, typową dla przedstawicieli renifera tundrowego Bouchud (1962), Stefaniak *et al.* (2012 in press.) Potwierdza to stwierdzenie Kowalskiego (1959), że szczątki renifera spotykane najczęściej na obszarze Polski należą do *Rangifer tarandus*, obecnie żyjącego na północy Europy i są one pozostałością po zasięgu występowania, który zmniejszył się, gdy klimat na tych terenach uległ ociepleniu.

Wg Jacobi (1934) większość odnalezionych szczątków renifera w Europie z okresu ostatniego zlodowacenia odpowiada typowi „arcticus”, a jedynie kilka okazów typu „tarandus” również zostało odnalezionych. Wraz z końcem zlodowacenia, typ „tarandus” zastąpił typ „arcticus” Bouchud (1959, 1962). Odkrycie pojawienia się obu form, leśnej i tundrowej, renifera pod koniec plejstocenu Europy i Ameryki Północnej sugeruje, że ekologiczny podział pomiędzy tymi dwoma rozwijającymi się formami nastąpił przed okresem ostatniego zlodowacenia Bouchud (1967). Materiał kopalny z analizowanych stanowisk Polski reprezentuje znacznie późniejszy moment w historii rodzaju *Rangifer*, gdy te dwie formy były już odseparowane. Wskazuje na to udział w materiale kopalnym poroży o okrągłym przekroju poprzecznym łodygi. Obecność pojedynczych szczątków poroża o spłaszczonym przekroju poprzecznym łodygi może świadczyć o tym, że osobniki te przybyły na obszar Wyżyny Krakowsko–Częstochowskiej podczas jednej ze swoich dalekich migracji z obszarów leśnych. Niewielka liczba poroża ze spłaszczoną łodygą może wskazywać na trudne warunki żywieniowe, w których przyszło żyć stadom renifera w tym regionie Bouchud (1967). Alternatywnym wytłumaczeniem może być hipoteza, że szczątki poroża formy leśnej przynieśli i porzucili na tym obszarze ludzie.

Uzębienie renifera z analizowanych stanowisk z obszaru Polski charakteryzują średniej wielkości zęby przedtrzonowe i stosunkowo długie i szerokie trzonowce. Niewielkie zęby spotykane są wśród reniferów odżywiających się dużą ilością porostów i niewielką ilością kory oraz gałęzi. Struktura zębów reniferów z analizowanych jaskiń wskazuje na adaptacje do życia w środowisku lasotundry – szerokie trzonowce umożliwiały tym zwierzętom rozdrabnianie i miażdżenie pokarmu, co może sugerować, że był on raczej

twardy (np. gałązki krzewów i pewna ilość kory drzew). Takie pożywienie prawdopodobnie pochodziło z obszarów tundry, bogatej w krzewy (Croitor 2010).

Analizując uzyskane wyniki można stwierdzić, że rozmiar ciała kopalnych reniferów późnego plejstocenu z analizowanych stanowisk jaskiniowych z Polski był formą pośrednią między smukłymi i mniejszymi reniferami północno-zachodniej Europy, a większymi reniferami południowej i wschodniej Europy Stefaniak *et al.* (2012 in press).

Literatura

- Bouchud J., 1959. Les Paléolithiques ont-ils domestiqué le renne *L'Anthropologie*, 63: 7–100.
- Bouchud 1967. Étude d'un crâne renne fossile (*Rangifer tarandus* Desmarest), Découvert dans le Sud de la France, Paris In: (ed) C.N.R.S., Paris College Internat, *Problèmes actuels de Paléontologie*. pp: 213–218
- Croitor R. V., 2010. The history of reindeer in the palaeolithic Moldova. *Stratum Plus*, 1: 137–168.
- Czyżewska T., 1989. Parzystokopytne-Artiodactyla. In: Kowalski K. (ed.) *Historia i ewolucja lądowej fauny Polski*, Folia Quaternaria, 59–60: 209–217.
- Jacobi A., 1934. Das Rentier. *Akademie Verlag Leipzig*, pp. 38–239.
- Kahlke H. D., 1999. The history of the origin, evolution and dispersal of the late Pleistocene
- Kowalski K., 1959. *Katalog ssaków plejstocenu Polski*. PWN, Warszawa, pp: 46–52.
- Mammuthus - Coleodonta faunal complex in Eurasia (large mammals). *Rapid Fenske Companies, Rapid City, SD*, pp. 53–55.
- Markova A. K., Smirnov N., Kozharinov A. V., Kazantseva N., Simakowa A.N., Kitaev L. M. 1995. Late Pleistocene distribution and diversity of mammals in northern Eurasia. *Paleontologia i Evolució*, 28–29:5–143.
- Stefaniak K., Nadachowski A., Tomek T., Socha P., 2009. Palaeontological studies in 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, Sosnowiec–Wrocław., 56 pp.
- Stefaniak K., Piskorska T., Witkowska A., Wojtal P., 2012. Morphometric variation of reindeer remains (*Rangifer tarandus* Linnaeus, 1758) from Late Pleistocene cave localities of Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (in press).

DR JERZY BIEROŃSKI

Krzyszto Stefaniak

*Zakład Paleozoologii, Katedra Biologii Ewolucyjnej i Ekologii, Wydział Nauk Biologicznych,
Uniwersytet Wrocławski, ul. Sienkiewicza 21, 50-335 Wrocław,
e-mail: stefanik@biol.uni.wroc.pl*

Dnia 27.05.2012 roku odszedł od nas po 9 miesięcznej walce z nieuleczalną chorobą Dr Jerzy Bieroński, geograf, speleolog, polarnik, badacz krasu, członek Sekcji Speleologicznej PTP im. Kopernika. Jego tak szybkie odejście w pełni sił twórczych napełniło wszystkich, którzy choć przez krótki czas mieli okazję z nim przebywać i go poznać wielkim smutkiem.

Dr Jerzy Bieroński urodził się we Wrocławiu 20.01.1950 roku. Studia geograficzne w Uniwersytecie Wrocławskim ukończył w 1973 roku ze specjalnością geografia fizyczna. Już w trakcie studiów brał udział w wyprawach taternickich i speleologicznych. Po odkryciu Jaskini Niedźwiedziej od 1968 roku włączył się bardzo aktywnie w prace badawcze i eksploracyjne. Był jednym z pierwszych odkrywców tzw. Nowych Dolnych Partii Jaskini Niedźwiedziej. Został on nawet specjalnie zatrudniony w Powiatowym Ośrodku Sportu i Turystyki w Bystrzycy Kłodzkiej jako Konserwator Jaskini Niedźwiedziej. W roku 1972 rozpoczął pracę w Instytucie Geografii Uniwersytetu Wrocławskiego, gdzie pracował do samej śmierci. Brał udział w wyprawach polarnych na Spitsbergen, gdzie zdobywał materiały do planowanej rozprawy doktorskiej. Pracując w Uniwersytecie Wrocławskim prowadził zajęcia dydaktyczne, był promotorem wielu prac licencjackich, magisterskich i seminaryjnych na Geografii i Ochronie Środowiska z zakresu geomorfologii, hydrologii, hydrochemii o tematyce eksperymentalnej, krasu i speleologii, hydrogeologii. Był bardzo cenionym przez studentów nauczycielem akademickim.

Wszystkim, którzy go znali imponował bardzo szerokimi horyzontami i wszechstronną wiedzą obejmującą praktycznie wszystkie możliwe dziedziny. Można było go godzinami słuchać, a dyskusje z nim, często trwające całe noce czy dni były samą przyjemnością i inspirowały wszystkich. Jego obszarem badań był Dolny Śląsk, głównie Karkonosze, Góry Kaczawskie i Kotliną Kłodzką. Zajmował się geomorfologią, hydrologią, hydrochemią, hydrogeologią i szeroko pojętymi badaniami krasu. Opublikował wiele publikacji z tego zakresu a wielka ilość opracowań niestety nie doczekała się publikacji. Był autorem wielu pionierskich prac. Miał umysł pełen pomysłów. Często sam lub w współpracy ze swoimi przyjaciółmi konstruował warsztat badawczy. Szczególnie wspaniale się współpracowało z nim nam biologom. Piszę to w imieniu wielu jego przyjaciół, z którymi przez lata prowadziliśmy wspólnie badania. Wspomnę tu nieżyjących już niestety Prof. Teresę Wiszniowską, Prof. Antoniego Ogorzałka. A także tych, którzy dołączyli później i pracowali z nim w ostatnich 30 latach: Dr Pawła Sochę, Prof. Beatę Pokryszko i osobę autora. Współpracował także z archeologami (Prof. J. M. Budukiewicz), z którymi wspólnie prowadziliśmy badania w Jaskini Radochowskiej i rejonie Wojcieszowa.

Dr Jerzy Bieroński był także bardzo aktywny na polu organizacji nauki. Był współorganizatorem wielu Szkół Speleologicznych. Brał udział w wielu konferencjach naukowych, gdzie wygłaszał referaty, czy prezentował postery. Aktywnie działał także na styku nauka, gospodarka, samorządy, uczestnicząc w opracowaniu planów zagospodarowania przestrzennego czy w tworzeniu map.

W roku 1997 obronił na Wydziale Nauk Przyrodniczych UW, pracę doktorską pt. „Hydrologia zlewni górnej Kleśnicy” i otrzymał stanowisko adiunkta. W swojej dysertacji zawarł całościowe opracowanie problemu, rekonstruując także historię ewolucji krasu tego rejonu w kenozoiku. Jego opracowanie jest do dziś aktualne i wielka szkoda, że Jurek nie zdołał opublikować tych wyników.

W roku 2006 po śmierci Prof. Mariana Puliny i Prof. Teresy Wiszniowskiej wspólnie z Dr Andrzejem Tycem, Dr Pawłem Sochą, Jurkiem podjęliśmy przy okazji przygotowania Szkoły Speleologicznej poświęconej pamięci tych zmarłych badaczy, pomysł zebrania dotychczasowej wiedzy, rozszerzonej o najnowsze wyniki badań, o krasie Wyżyny Częstochowskiej i Wschodnich Sudetów. Monografia ta, w której opracowaniu uczestniczyło wielu badaczy ukazała się drukiem w 2009 roku pt. „Karst of the Częstochowa Upland and the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection. Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, Sosnowiec–Wrocław, No. 56”, w której Jurek był autorem lub współautorem wielu rozdziałów.

Planowaliśmy z Jurkiem nowe projekty i opracowania. Jurek jeszcze w lipcu zeszłego roku, już dość poważnie chory uczestniczył z nami, Prof. Heleną Hercman i Dr Michałem Gąsiorowskim z Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie w nowych badaniach krasu Kotliny Kłodzkiej. Tuż przed śmiercią do-

wiedział się i miał okazję oglądać zdjęcia z nowo odkrytych partii ukochanej przez niego jaskini Niedźwiedziej. Wierzimy wszyscy, że wędruje teraz po tych i niebieskich jaskiniach wraz z tymi wszystkimi przyjaciółmi, którzy poprzedzili go na tej drodze, w którą się wszyscy udamy...

UWAGI O ROZWOJU „NAJWIĘKSZYCH” FORM KRASOWYCH W JASKINIACH TATRZAŃSKICH

Jacek Szczygieł

Katedra Geologii Podstawowej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec
ul. Będzińska 60, e-mail: j_szczygiel@tlen.pl

W wyniku przeprowadzenia szeregu badań geologicznych w jaskiniach tatrzańskich zauważono pewne prawidłowości w ulokowaniu największych sal podziemnych oraz najgłębszych studni, a strukturą geologiczną. Dominujący wpływ struktury ośrodka skalnego na rozwój jaskiń opisywali już Gradziński i Radomski (1967), Rudnicki (1967). Poniższe przykłady z jaskiń tatrzańskich obrazują uzależnienie podziemnych form krasowych od geometrii struktur tektonicznych.

W jaskini Małej w Mułowej odkryto największą podziemną salę w Tatrach – Salę Fakro i jedną z głębszych studni – Czesankę (130 m; Antkiewicz i Lorczyk 2004). Zlokalizowane są pomiędzy rzędnymi 1450 a 1650 m n.p.m. Obie formy rozwinęły się w wapieniach i dolomitach triasu środkowego, w obrębie strefy przegubowej skłonu synklinalnego jednostki Żdździarów, płaszczowiny Czerwonych Wierchów. Sala Fakro ulokowana jest bliżej jądra fałdu, w miejscu działania największego stresu i z tym związanych licznych dyslokacji, gęstych sieci spękań i fałdów niższego rzędu. Studnia Czesanka rozwinęła się w części grzbietowej synkliny, gdzie skały poddane są ekstensji, objawiającej się min. posuwem warstw.

Jedną z większych podziemnych sal w Tatrach jest Sala Dantego w Ptasiej Studni, rozwinęta w obrębie skał triasu środkowego jednostki Organów, płaszczowiny Czerwonych Wierchów (Grodzicki i Kardaś, 1989). Podobnie jak Sala Fakro, Sala Dantego powstała w strefie przegubowej synkliny.

Przykładem studni rozwinętej na stromych powierzchniach uławicenia jest najgłębsza w Tatrach Studnia Wazeliniarzy, która jest częścią wertykalnych partii w Śnieżnej Studni. Jaskinia rozwinęła się w odwróconej serii skał trasy środkowego jednostki Żdździarów. Od otworu jaskini upady warstw stromieją od 35° ku SE do średnio 75° ku S w samej studni. Horyzontalne partie jaskini na głębokości ok. 500 m (ciąg do Sali Inki, Dzikie Zachód; Fuja *et al.*, <http://geoportal.pgi.gov.pl/jaskinie-pub/jaskinie>) rozwinęły się również na stromych powierzchniach stratyfikacji, wzdłuż których doszło do grawitacyjnego przemieszczenia. Z podobną sytuacją można się spotkać w Jaskini Koziej, która również rozwinęła się w wapieniach i dolomitach triasu środkowego jednostki Żdździarów (Grodzicki i Kardaś, 1989). W miejscu gdzie ciąg jaskini przybiera charakter awenu na głębokości -245 (Kotarba, 1999), warstwy zapadają pod kątem 75° ku S. Pod Wielką Studnią warstwy stromieją do 80° ku S, a na samym dnie zapadają pod kątem 85° ku NNW.

Powyższe przykłady potwierdzają dominujący wpływ sytuacji przestrzennej na rozwój podziemnych form krasowych. W odniesieniu do konkretnego – tatrzańskiego modelu budowy geologicznej, można stwierdzić, iż w jaskiniach płaszczowiny Czerwonych Wierchów największe sale rozwinęły się w strefach przegubowych głównych synklin bliżej jądra fałdów gdzie skały uległy najsilniejszej deformacji. Natomiast powstawaniu głębokich studni sprzyjają strefy grzbietowe owych synklin gdzie powierzchnie stratyfikacji przyjmują strome upady na długich odcinkach. W strefach grzbietowych często dochodziło do posuwu fałdowego co dodatkowo predysponowało tę część ośrodka skalnego do rozwoju jaskiń.

Literatura

- Antkiewicz, A. & Lorczyk, M., 2004. Jaskinia Mała w Mułowej. In: Grodzicki, J., (ed.) *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego – Uzupełnienie*. PTPNoZ, Warszawa, pp. 142–159.
- Fuja, D., Filar, F. & Albrzykowski G. Jaskinia Śnieżna Studnia, <http://geoportal.pgi.gov.pl/jaskinie-pub/jaskinie>
- Gradziński R. & Radomski A., 1967. Spostrzeżenia nad rozwojem jaskiń i krasu kopiastego w Sierra de los Organos na Kubie, *Acta Geol. Pol.* 17(2): 273–293.
- Grodzicki, J. & Kardaś, R., 1989. Tektonika masywu Czerwonych Wierchów w świetle obserwacji z jaskiń, *Ann. Soc. Geol. Pol.* 59: 275–293
- Kotarba, S., 1999. Jaskinia Kozia. In: Grodzicki, J., (ed.) *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego – Jaskinie wschodniego zbocza Doliny Miętusiej*. PTPNoZ, Warszawa, pp. 93–109.
- Rudnicki J., 1967. Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich, *Acta Geol. Pol.*, 17(4):521–591.

DAWNA PRASA ŚLĄSKA JAKO ŹRÓDŁO INFORMACJI O ZJAWISKACH KRASOWYCH

Joachim Szulc

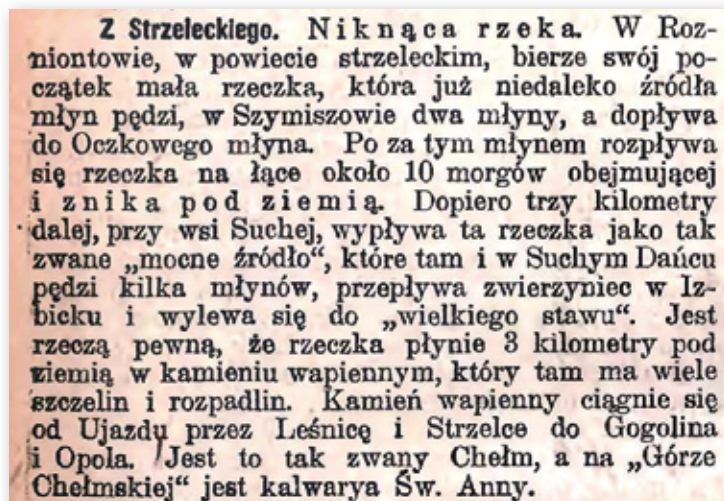
Instytut Nauk Geologicznych UJ. Kraków, Oleandry 2a, joachim.szulc@uj.edu.pl

Regionalne bądź nawet lokalne wydawnictwa prasowe mogą być wartościowym źródłem archiwalnych danych dotyczących zjawisk krasowych występujących na obszarze danego regionu. Doskonałym tego przykładem są archiwalne, niemiecko- i polskojęzyczne gazety codzienne, tygodniki, kalendarze regionalne itp. ukazujące się od ponad stu lat na terenie ziemi strzeleckiej, czyli na obszarze tegorocznego Sympozjum Speleologicznego.

Wydawnictwa te, nierzadko bogato ilustrowane, zawierają dane o jaskiniach, wywierzyiskach i ponorach, zjawiskach efemerycznych – takich jak powstanie łykawców, osiadanie obniżeń bezodpływowych oraz informują o troglofaunie i trogloflorze, występującej na wapiennym obszarze Śląska. Niektóre z tych danych mają charakter informacji unikalnych, stąd ich wielkie znaczenie także dla współczesnej speleologii.

W czasie kwerendy archiwów prasy regionu strzeleckiego, wielu cennych informacji na temat tutejszych zjawisk krasowych dostarczyły takie czasopisma jak tygodnik *Gross Strehlitzer Zeitung* i jego comiesięczny dodatek – *Aus dem Chelmer Lande*, gazeta *Der Oberschlesischer Wanderer* a szczególnie jej ilustrowany sobotni dodatek *Oberschlesien im Bild*. Z kwartalników wymienić warto *Oberschlesien* oraz *Der Oberschlesier* a z gazet polskich *Katolika*, wychodzącego w Bytomiu, w latach 1868–1931.

Niektóre z tych materiałów, wykorzystane także w przewodniku tegorocznej konferencji, dostarczają unikalnych danych m.in. na temat zasypanej w latach 50., XX wieku, największej jaskini Garbu Chełma, znajdującej się w Żyrowej. Udało się uzyskać także ważne informacje na temat dużego systemu jaskiniowego w Szczepanku, zniszczonego częściowo w czasie robót górniczych, w latach 20–30 tych ubiegłego stulecia. Ten system jaskiniowy prezentowany będzie w drugim dniu konferencji.



Ryc. 1. Wycinek z *Katolika*, 12 stycznia 1902

SKŁAD MINERALNY ORAZ IZOTOPOWY (IZOTOPY C ORAZ O) WYBRANYCH NACIEKÓW W NIEKRASOWYCH JASKINIACH BESKIDZKICH

Jan Urban¹, Marzena Schejbal-Chwastek², Włodzimierz Margielewski¹, Karel Žák³

¹ Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków,
e-mail: urban@iop.krakow.pl, margielewski@iop.krakow.pl

² Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza,
al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków,
e-mail: marzena@geol.agh.edu.pl

³ Institute of Geology, Academy of Sciences of Czech Rep., Razvojova 269, 165 00 Prague,
e-mail: zak@gli.cas.cz

Na terenie polskiej części Beskidów, stanowiących pod względem geologicznym Karpaty zewnętrzne, zbudowane generalnie z krzemionkowo-ilastych skał klastycznych, zinwentaryzowano dotąd około 1200 jaskiń niekrasowych, powstałych głównie w rezultacie grawitacyjnych ruchów masowych zachodzących w obrębie stoków górskich. Wtórne formy i skupienia mineralne o charakterze nacieków spotyka się w tych jaskiniach rzadko. Ich występowanie stwierdzono dotychczas w kilkudziesięciu jaskiniach. Wśród tych form można ogólnie wyróżnić dwie odmienne genetycznie grupy: 1) typowe nacieki węglanowe występujące w jaskiniach rozwiniętych w piaskowcach o spoiwie węglanowym i genetycznie związane z rozpuszczaniem tego spoiwa, 2) wtórne formy o składzie niewęglanowym lub (rzadziej) węglanowym, występujące w jaskiniach utworzonych w piaskowcach o spoiwie krzemionkowo-ilastym (Urban et al. 2007a, b).

Występowanie typowych nacieków węglanowych jest ograniczone do jaskiń i szczelin w piaskowcach cergowskich o spoiwie wapienno-dolomitowym. Nacieki te – stalaktyty często o typie „makaronów”, duże polewy oraz stalagmity – w obrazie mikroskopowym zazwyczaj zbudowane są z palisadowo ustawionych kolumnowych kryształów kalcytu przeciętych strefami zanieczyszczeń ilastych, co dokumentuje ich rekrystalizację. Oprócz tego typu form spotyka się polewy i wypełnienia szczelin, które są kawerniste oraz zanieczyszczone materiałem ilasto-detrytycznym, co sugeruje, że w trakcie ich rozwoju trwał grawitacyjny lub wodny transport tego materiału. Do najciekawszych należą formy kalcytowe z relikami aragonitowych struktur włóknistych a także nacieki zawierające aragonit bądź zbudowane wyłącznie z tego minerału. Nacieki takie, wykształcone jako małe, nitkowate lub gruzłowate polewy, występują w głębszych partiach Jaskini Słowiańskiej-Drwali (Beskid Niski).

Skład stabilnych izotopów węgla i tlenu w większości wspomnianych wyżej nacieków węglanowych jest podobny do typowych nacieków z europejskich jaskiń krasowych ($\delta^{13}\text{C}$ od -6 do -12 ‰ VPDB, $\delta^{18}\text{O}$ od -6.5 do -9.5 ‰ VPDB), co świadczy o pochodzeniu węgla ze skał otoczenia oraz zrównoważonym, powolnym procesie precypitacji węglanów. Jednak próbki aragonitowych nacieków głębszej partii Jaskini Słowiańskiej-Drwali wykazują podwyższone zawartości cięższego izotopu węgla ($\delta^{13}\text{C}$ wynosi do +3,1 ‰ VPDB), co jest efektem kinetycznego frakcjonowania izotopów w czasie precypitacji. Frakcjonowanie takie, związane z przyspieszeniem procesu precypitacji może być spowodowane szybką ucieczką CO_2 , ewaporacją lub stopniowym zamrażaniem roztworu. Na precypitację w efekcie ewaporacji lub zamrażania wskazuje też wysoka zawartość uranu w węglanach.

Wyniki badań pozwalają sądzić, że obecność aragonitu lub jego śladów w naciekach Jaskini Słowiańskiej-Drwali jest warunkowana wysokim stosunkiem Mg/Ca w roztworach powstałych z rozpuszczania spoiwa piaskowców cergowskich. Jednak czynnikiem decydującym o występowaniu aragonitu w naciekach głębszych partii tej jaskini były niezrównoważone warunki procesu precypitacji węglanów – przesylenie roztworów spowodowane stopniowym zamrażaniem, ewentualnie degazacją lub ewaporacją wpływających do tej części jaskini wód.

Wśród form należących do drugiej dużej grupy, występującej w jaskiniach rozwiniętych w piaskowcach niewęglanowych należy wymienić (Urban et al. 2007a):

- A – niewęglanowe, średniotwarde lub miękkie, niewielkie stalaktyty, linijne krótkie draperie typu „psich zębów” oraz związane z nimi pokrywy nacieków wełnistych,
- B – niewęglanowe, bardzo twarde guzkowate, rzadziej grzybkowate koraloidy,
- C – skupienia drobnych grzybkowatych lub krzaczkowatych węglanowych koraloidów,
- D – białe naskorupienia i pokrywy drobnokrystalicznego kalcytu i gipsu,

- E – białe pokrywy mleka wapiennego,
- F – skupienia kryształów gipsu o wielkości do kilku milimetrów,
- G – typowe, lecz niewielkie stalaktyty, heliktyty i polewy kalcytowe.

Występowanie takich form obserwuje się w jaskiniach utworzonych w piaskowcach warstw godulskich, warstw magurskich oraz piaskowcach ciężkowickich.

Do najbardziej interesujących i często spotykanych form należą nacieki grupy A Zbudowane są one ze związków krzemionkowych i glinokrzemianowych (pozbawionych kationów metalicznych) o bardzo niskim uporządkowaniu struktury i dlatego trudnych do identyfikacji. Występuje wśród nich opal, najprawdopodobniej również alofan oraz imogolit – minerał znany głównie z gleb wulkanicznych i towarzyszący zwykle alofanowi. W naciekach Jaskini Zbójeckiej na Łopieniu (Beskid Wyspowy) stwierdzono domieszki związków fosforu. Głównie opalowe są guzkowate koraloidy grupy B. Formą przejściową w procesie porządkowania struktury krzemionki bywa struktura krystobalitowa, bowiem niskotemperaturowy krystobalit napotkano w kalcytowo-gipsowych naskorupieniach Jaskini Miecharskiej (Beskid Śląski) (Urban i in. 2012).

Niewęglanowe nacieki (A i B) zawierają oczywiście mniejsze lub większe domieszki materiału pochodzącego ze skał otoczenia: kwarcu, minerałów ilastych, mik a także skaleni czy glaukonitu oraz minerałów mogących powstać z jego rozkładu, np. chlorytów. Jednak nie napotkano form utworzonych wyłącznie z materiału „detrytycznego”, jakie opisali Gradziński i in. (2010).

Podsumowując, należy stwierdzić, że badania wykazały duże zróżnicowanie wtórnych form typu nacieków, zarówno pod względem kształtów, rozmiarów, jak i składu chemicznego oraz mineralnego. Podstawowe znaczenie dla wykształcenia tych form ma litologia skał otoczenia, zwłaszcza spoiwo piaskowców, ale również warunki powstawania, w tym mikroklimat, sposób dopływu wody, obecność organizmów żywych. Struktura (w tym budowa krystaliczna) wielu z tych form nie jest stabilna i ulega przemianom.

Literatura

- Gradziński M., Chmiel M. J., Lewandowska A., Michalska-Kasperkiewicz B. 2010. Siliciclastic microstromatolites in a sandstone cave: role of trapping and binding of detrital particles in formation of cave deposits. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 303–314.
- Urban, J., Margielewski, W., Schejbal-Chwastek, M., Szura, C. 2007 a. Speleothems in some caves of the Beskidy Mts., Poland. *Nature Conservation*, 63 (7): 109–117.
- Urban, J., Margielewski, W., Żak, K., Hercman, H., Sujka, G., Młeczek, T. 2007 b. Calcareous speleothems in the pseudokarst Jaskinia Słowiańska-Drwali cave, Beskid Niski Mts., Poland. *Nature Conservation*, 63 (7): 119–128.
- Urban, J., Schejbal-Chwastek, M., Margielewski, W., Żak, K. 2012. Mineralogic and isotopic (O and S) composition of selected secondary formations in the non-karst caves in sandstones of the Outer Carpathians, southern Poland. In: Vaqueiro-Rodrigues M., Vidal Romani J. R. (eds.) *Programme and abstracts. 12th Intern. Symp. on Pseudokarst. 11–14.09.2012 – Tui, Galicia (Spain)*, pp. 25–26.

Badania są prowadzone w ramach projektu NN306 522 738 finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego w latach 2010–2013.

**CZYNNIKI WARUNKUJĄCE WZROST
WSPÓŁCZESNYCH MARTWIC WAPIENNYCH
NA PODSTAWIE BADAŃ PODZIEMNYCH
I POWIERZCHNIOWYCH ODCINKÓW WYBRANYCH
POTOKÓW POŁUDNIOWEJ SŁOWACJI
– wstępne wyniki badań**

Wojciech Wróblewski

Instytut Nauk Geologicznych UJ. Kraków, Oleandry 2a, wojciech.wroblewski@uj.edu.pl

Badania sedimentologiczne i hydrogeologiczne mające na celu wskazanie czynników warunkujących wzrost współczesnych martwic wapiennych prowadzone na obszarze Słowackiego Krasu (południowa Słowacja) wykazały, iż istnieje ścisła zależność pomiędzy zmianami zachodzącymi w systemie krasowym a ich depozycją powyżej źródeł. Pomiary parametrów fizykochemicznych wód i atmosfery oraz monitoring przyrostu osadu przeprowadzony został w obrębie powierzchniowych i podpowierzchniowych odcinków potoków wypływających z jaskiń wywierzyzkowych w okresie od września 2010 do marca 2012 r. Badania te, wykazały, iż sezonowe zmiany warunków atmosferycznych w znaczący sposób wpływają na zmianę parametrów fizykochemicznych wód i atmosfery jaskiń oraz decydują o tempie i miejscu wzrostu martwic wapiennych.

Niski stan wód w systemie krasowym w sezonie jesienno-zimowym i wiosenno-letnim (wywołany m.in. małą ilością opadów) powoduje jego lepszą wentylację. Zwiększenie wentylacji umożliwia efektywne odgazowanie CO₂ a w konsekwencji przyrost osadów już w odcinku podpowierzchniowym potoków. Wysoki stan wód w systemie krasowym w sezonie jesienno-zimowym i wiosenno-letnim (wywołany m.in. dużą ilością opadów i zaleganiem pokrywy śnieżnej) zmniejsza wentylację i uniemożliwia odgazowania CO₂. Wówczas w odcinku podpowierzchniowym nie zachodzi proces depozycji lub dominuje rozpuszczanie, a wzrost martwic wapiennych odbywa się powyżej źródła w odcinku powierzchniowym.

Badania te są realizowane w ramach projektu badawczego finansowanego ze środków na naukę przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr N N307 600640

ZASTOSOWANIE ANALIZY PYŁKOWEJ W BADANIACH NEOGEŃSKICH LEJÓW KRASOWYCH – przykłady z okolic Opola i Siewierza

Elżbieta Worobiec

Zakład Paleobotaniki, Instytut Botaniki im. Władysława Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46,
31-512 Kraków, e-mail: e.worobiec@botany.pl

W osadach wypełniających kopalne leje krasowe można niekiedy znaleźć mikroszczątki roślinne, np. ziarna pyłku, zarodniki mchów i paproci lub pozostałości glonów słodkowodnych. Te mikroskamieniałości, pochodzące niekiedy sprzed milionów lat, kryją w sobie wiele informacji dotyczących paleośrodowiska, wieku osadów wypełniających, paleoklimatu i składu roślinności, która rozwijała się w obrębie leja krasowego oraz w jego okolicy.

Przeprowadzono badania palinologiczne neogeńskich osadów wypełniających dwa leje krasowe rozwinięte w triasowych wapieniach na Wyżynie Śląskiej, odsłonięte na terenie kamieniołomów w Tarnowie Opolskim i Góraźdzy (Worobiec & Szulc 2010a,b, Szulc & Worobiec 2011, Worobiec 2011). W badanych osadach liczne były zarówno sporomorfy (ziarna pyłku i zarodniki) jak i pozostałości glonów słodkowodnych. Do maceracji osadów zastosowano zmodyfikowaną metodę opisaną przez Erdtmanna (Sadowska & Chłopek 2003), polegającą głównie na poddaniu rozdrobnionych osadów działaniu kwasów (HCl, HF, kwasu octowego i siarkowego). Do graficznego przedstawienia wyników analizy pyłkowej w formie diagramów użyto programu komputerowego POLPAL (Nalepka & Walanus 2003). Następnie porównano uzyskane wyniki z poziomami sporowo-pyłkowymi wyznaczonymi dla osadów Niżu Polskiego przez Ziemińską-Tworzydło (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997) oraz ze współczesną roślinnością z różnych rejonów świata. Pozwoliło to na stwierdzenie miocenkiego wieku badanych osadów oraz na wykazanie podobieństw kopalnej roślinności okolic Tarnowa Opolskiego i Góraźdzy do współczesnej roślinności południowo-wschodniej części Ameryki Północnej, m.in. Florydy.

Z osadów wypełniających lej krasowy w Siewierzu badano palinologicznie jedną próbkę, w której oznaczono 9 gatunków ziaren pyłku roślin nagozalążkowych, 36 gatunków ziaren pyłku roślin okrytozalążkowych oraz 5 gatunków zarodników mszaków, paprotników i widłaków. W trakcie sedymentacji osadów wypełniających ten lej krasowy rosły lasy bagienne, łęgowe i mezofilne, bogate w taksony ciepłolubne. W pobliżu leja rosły rośliny zielne. Skład taksonomiczny spektrum pyłkowego z Siewierza jest najbardziej zbliżone do spektrum z miocenu dolnego i środkowego, starszych od I grupy pokładów (patrz Piwocki & Ziemińska-Tworzydło 1995, 1997). Wypełnienie tego leja krasowego jest więc nieco starsze od osadów z lejów w Tarnowie Opolskim (środkowy miocen, prawdopodobnie osad równowiekowy z I grupą pokładów węgla brunatnego) i Góraźdzy (późny miocen, wiek zbliżony do zerowej grupy pokładów).

Obecne w materiale ze wszystkich trzech zbadanych lejów mikroszczątki glonów słodkowodnych wskazują na sedymentację w warunkach wodnych. Różnice występujące w składzie gatunkowym zespołów glonów z poszczególnych lejów wskazują m.in. na różnice w wielkości i głębokości poszczególnych zbiorników.

Literatura

- Nalepka, D. & Walanus, A., 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica*, 43(1): 125–134.
- Piwocki, M., & Ziemińska-Tworzydło, M., 1995. Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Przegląd Geologiczny*, 43: 916–927.
- Piwocki, M., & Ziemińska-Tworzydło, M., 1997. Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geological Quarterly*, 41: 21–40.
- Sadowska, A. & Chłopek K., 2003. Metodyka badań. Metody terenowe i laboratoryjne. In: Dybowa-Jachowicz, S & Sadowska, A. (eds) *Palinologia*. Wydawnictwa Instytutu Botaniki PAN, Kraków, pp. 72–82.
- Szulc, J. & Worobiec, E., 2011. Wiek i geneza form paleokrasowych w rejonie Góraźdzy na Górnym Śląsku (Age and origin of the paleokarst from Góraždze, Upper Silesia). *Materiały 45. Sympozjum Speleologicznego*. Ojców, 20–23 października 2011 r, p. 100.
- Worobiec, E., 2011. Middle Miocene aquatic and wetland vegetation of the paleosinkhole at Tarnów Opolski, SW Poland. *Journal of Paleolimnology*, 45(3): 311–322.

- Worobiec, E. & Szulc, J., 2010a. A Middle Miocene palynoflora from sinkhole deposits from Upper Silesia, Poland and its palaeoenvironmental context. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 163(1–2): 1–10.
- Worobiec, E. & Szulc, J., 2010b. Analiza palinologiczna mioceńskich wypełnień lejów krasowych w Tarnowie Opolskim na Wyżynie Śląskiej – wyniki wstępne. *Przegląd Geologiczny*, 58(12): 1176–1181.