



KLIMATYCZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU ZJAWISK LODOWYCH W JASKINIACH O ODMIENNYCH CECHACH ŚRODOWISKA

Krzysztof Strug



Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach o odmiennych cechach środowiska



ISBN 978-83-62673-07-0

Wrocław 2011

Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach o odmiennych cechach środowiska

Krzysztof Strug

Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach o odmiennych cechach środowiska

Krzysztof Strug

Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego 18

Redaktor serii

Zdzisław Jary

Redaktor techniczny

Marek Kasprzak

Recenzenci tomu

Prof. dr hab. Władysław Andrzejczuk

Prof. dr hab. Zbigniew Ustrnul

Skład komputerowy

Marek Kasprzak

Projekt graficzny okładki

Marek Kasprzak

Ilustracja na okładce:

Kryształ lodowy i monolit lodowy w Kungurskiej Jaskini Lodowej w Rosji (fot. K. Strug)

Publikacja finansowana ze środków na działalność statutową

Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

Zalecane cytowanie

Strug K., 2011, Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach o odmiennych cechach środowiska. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego 18, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.

©Copyright 2011 by Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

ISBN 978-83-62673-07-0

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
Plac Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław



Druk i oprawa

I-BiS s.c., ul. Lelewela 4, 53-505 Wrocław

Spis treści:

1. WSTĘP	7
1.1. JASKINIE LODOWE.....	8
1.2. KLIMATYCZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU ZJAWISK LODOWYCH W JASKINIACH W ŚWIELE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ	9
1.2.1. <i>Mikroklimat jaskiń lodowych</i>	10
1.2.2. <i>Zalodzenie jaskiń lodowych</i>	14
1.2.3. <i>Analizy rdzeni lodowych</i>	17
1.2.4. <i>Rozmiary i bilans objętości monolitu lodowego</i>	17
1.2.5. <i>Warunki klimatyczne a rozwój zjawisk lodowych</i>	20
1.2.6. <i>Bilans cieplny jaskini</i>	21
1.2.7. <i>Temperatura monolitu lodowego</i>	23
1.2.8. <i>Wpływ antropogeniczny i ochrona jaskiń lodowych</i>	23
2. CELE I HIPOTEZY BADAWCZE PRACY	27
3. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA BADANYCH JASKIŃ LODOWYCH	29
3.1. DEMÄNOVSKÁ JASKINIA LODOWA.....	29
3.1.1. <i>Położenie, geneza i morfologia jaskini</i>	30
3.1.2. <i>Lód jaskiniowy</i>	33
3.2. DOBŠINSKÁ JASKINIA LODOWA.....	35
3.2.1. <i>Położenie, geneza i morfologia jaskini</i>	36
3.2.2. <i>Lód jaskiniowy</i>	39
3.3. JASKINIA LODOWA SCĂRIȘOARA	41
3.3.1. <i>Położenie, geneza i morfologia jaskini</i>	41
3.3.2. <i>Lód jaskiniowy</i>	43
4. METODY I ZAKRES BADAŃ.....	45
4.1. WYZNACZENIE GRUBOŚCI LODU DENNEGO ORAZ NIWELACJA JEGO POWIERZCHNI	46
4.2. ZMIANY OBJĘTOŚCI LODU DENNEGO	46
4.3. INWENTARYZACJA JAKOŚCIOWA FORM LODOWYCH ORAZ KARTOWANIE ZASIĘGU ICH WYSTĘPOWANIA	49
4.4. DOKUMENTOWANIE PRZYROSTU I ROZMIARU KRYSZTAŁÓW LODOWYCH	49
4.5. TEMPERATURA I WILGOTNOŚĆ WZGLĘDNA POWIETRZA	49
4.6. WARUNKI CYRKULACYJNE W JASKINI.....	55
4.7. TEMPERATURA LODU I SKAŁY	57
4.8. BILANS CIEPLNY JASKINI	60
5. WARUNKI METEOROLOGICZNE OBSZARU BADAŃ	63
5.1. CYRKULACJA POWIETRZA W BADANYCH JASKINIACH LODOWYCH.....	63
5.2. WPŁYW WARUNKÓW ZEWNĘTRZNYCH NA TEMPERATURĘ POWIETRZA W BADANYCH JASKINIACH LODOWYCH	67
5.3. ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA W OTOCZENIU ORAZ WE WNĘTRZU DEMÄNOVSKIEJ JASKINI LODOWEJ I DOBŠINSKIEJ JASKINI LODOWEJ.....	68
5.4. LICZBA DNI ZE ŚREDNIĄ DOBOWĄ TEMPERATURĄ POWIETRZA MNIEJSZĄ LUB RÓWNĄ 0,0°C W OTOCZENIU ORAZ WE WNĘTRZU DEMÄNOVSKIEJ JASKINI LODOWEJ I DOBŠINSKIEJ JASKINI LODOWEJ.....	78
5.4.1. <i>Warunki termiczne w Dobšinskiej Jaskini Lodowej i Jaskini Lodowej Scărișoara w okresie od lipca 2007 do lipca 2008 roku</i>	84

5.5.	ZMIANY WILGOTNOŚCI WZGLĘDNEJ POWIETRZA W DEMÄNOVSKIEJ JASKINI ŁODOWEJ I W DOBŠINSKIEJ JASKINI ŁODOWEJ	87
5.6.	STREFY TERMICZNE I ŁODOWE W DEMÄNOVSKIEJ JASKINI ŁODOWEJ I W DOBŠINSKIEJ JASKINI ŁODOWEJ	90
6.	KLIMATYCZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU ZJAWISK ŁODOWYCH	103
6.1.	WPŁYW ZEWNĘTRZNYCH WARUNKÓW TERMICZNYCH NA BILANS CIEPLNY ZAŁODZONEGO FRAGMENTU DEMÄNOVSKIEJ JASKINI ŁODOWEJ	103
6.1.1.	<i>Ciepło odczuwalne i utajone</i>	<i>104</i>
6.1.2.	<i>Ciepło antropogeniczne (człowiek i oświetlenie)</i>	<i>107</i>
6.2.	ZEWNĘTRZNE WARUNKI TERMICZNE I WEWNĘTRZNA CYRKULACJA POWIETRZA A PRZEBIEG TEMPERATURY MONOLITU ŁODOWEGO	108
6.3.	ZRÓŻNICOWANE ODDZIAŁYWANIE ZEWNĘTRZNYCH WARUNKÓW TERMICZNYCH ORAZ CZYNNIKA ANTROPOGENICZNEGO NA ZMIANY OBJĘTOŚCI I POWIERZCHNI ŁODU	113
6.4.	WPŁYW ZEWNĘTRZNYCH WARUNKÓW TERMICZNYCH NA ZMIANY ZASIĘGU WYSTĘPOWANIA FORM ŁODOWYCH (Z POMINIĘCIEM KRYSTAŁÓW ŁODOWYCH)	126
6.4.1.	<i>Zmiany zasięgu występowania form lodowych w Demänovskiej Jaskini Lodowej w XX wieku</i>	<i>127</i>
6.4.2.	<i>Zmiany zasięgu występowania form lodowych w badanych jaskiniach na początku XXI wieku</i>	<i>127</i>
6.5.	ZALEŻNOŚĆ ROZWOJU KRYSTAŁÓW ŁODOWYCH OD PRZEBIEGU I ZMIENNOŚCI WARUNKÓW TERMICZNO-CYRKULACYJNYCH W DOBŠINSKIEJ JASKINI ŁODOWEJ	134
6.6.	MORFOLOGICZNE ZMIANY WYBRANYCH FORM ŁODOWYCH ZACHODZĄCE POD WPŁYWEM ZMIENIAJĄCYCH SIĘ WARUNKÓW TERMICZNYCH	141
7.	ODDZIAŁYWANIA ANTROPOGENICZNE NA ZJAWISKA ŁODOWE W BADANYCH JASKINIACH ŁODOWYCH W SŁOWACJI	149
7.1.	WSKAZANIA OGRANICZAJĄCE ODDZIAŁYWANIA ANTROPOGENICZNE I OPTYMALIZUJĄCE ZACHOWANIE NATURALNOŚCI ŚRODOWISKA KLIMATYCZNO-ŁODOWEGO	150
8.	WNIOSKI	153
	LITERATURA	155
	SUMMARY	163

1. Wstęp

Niniejsza praca powstała w ramach trwającej sześć lat współpracy międzynarodowej między Instytutem Geografii i Rozwoju Regionalnego (IGiRR) Uniwersytetu Wrocławskiego a Urzędem Jaskiń Słowackich (Správa slovenských jaskýň) w Liptovskim Mikulászu. Głównym przedstawicielem ze strony Urzędu Jaskiń Słowackich (UJS) był RNDr J. Zelinka. Koordynatorem całego projektu był dr J. Piasecki z IGiRR.

Celem naukowym prowadzonych wspólnie badań było rozpoznanie współzależności procesów klimatycznych i lodowych w wybranych jaskiniach lodowych w Słowacji. Utylitarnym zadaniem było natomiast ustalenie zakresu oddziaływań antropogenicznych na zjawiska klimatyczno-lodowe w badanych jaskiniach oraz opracowanie wskazań minimalizujących ich negatywny wpływ na środowisko jaskiniowe.

Ze względu na istniejący monitoring mikroklimatyczny, obecność infrastruktury technicznej zapewniającej bezpieczeństwo podczas prowadzenia pomiarów oraz udostępnienie dla turystów, co stwarzało możliwość zbadania wpływu antropopresji na środowisko jaskiniowe, do badań zostały wybrane dwie jaskinie lodowe w Słowacji. Były to Dobšinská Jaskinia Lodowa (Dobšinská JL) i Demänovská Jaskinia Lodowa (Demänovská JL). Pierwsza z wymienionych jaskiń od 2001 roku wpisana jest na Światową Listę Dziedzictwa Przyrody UNESCO (Hlaváč 2001), z kolei druga jest Narodowym Zabytkiem Przyrody (Bella 2003b). Wybór słowackich jaskiń lodowych podyktowany był również tym, że ich środowisko naturalne różni się znacząco od siebie. Różnorodność środowiska badanych jaskiń stworzyła możliwość wyznaczenia podobieństw i odmienności w rozwoju zjawisk klimatyczno-lodowych zachodzących w ich wnętrzu.

W ramach współpracy UJS udostępnił mi własne plany Dobšinskiej JL i Demänovskiej JL oraz częściowo opublikowane dane z rejestracji parametrów meteorologicznych w tych obiektach w okresie 2001–2007. W niniejszej pracy udostępnione plany jaskiń lodowych wykorzystano jako podkład do zamieszczonych rycin prezentujących wyniki prowadzonych tam badań. Dane meteorologiczne stanowiły natomiast źródło wszystkich tabel, wykresów i rycin ilustrujących warunki klimatyczne panujące w obszarze badań.

W lipcu 2007 roku zakres badań rozszerzono o największą jaskinię lodową w Rumunii, tj. Jaskinię Lodową Scărișoara (JL Scărișoara). Badania te były prowadzone we współpracy z mgr A. Perșoiu pracownikiem Instytutu Speleologii im. Emila Racoviță w Cluj-Napocy w Rumunii i Uniwersytetu Południowej Florydy w USA.

Celem naukowym współpracy z mgr A. Perșoiu było porównanie wpływu czynników klimatycznych na przebieg temperatury monolitu lodowego w dwóch największych jaskiniach lodowych na świecie, tj.: Dobšinskiej JL kryjącej w swym wnętrzu około 110 000 m³ lodu i JL Scărișoara z kubaturą lodu około 100 000 m³.

W ramach współpracy udostępniono mi wyniki rejestracji temperatury powietrza w JL Scărișoara z okresu 2007–2008. Stanowiły one podstawę analizy warunków termicznych panujących w otoczeniu oraz we wnętrzu tej jaskini.

Rozszerzenie współpracy międzynarodowej było możliwe dzięki otrzymaniu grantu własnego (nr: N30601132/0771) pt.: „Rozpoznanie klimatycznych uwarunkowań rozwoju zjawisk lodowych jako podstawa optymalnej ochrony jaskiń lodowych” przyznanego przez Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego RP w marcu 2007 roku. Otrzymany grant pozwolił również kontynuować i poszerzyć dotychczas-

sową współpracę z UJS oraz umożliwił wzięcie udziału w międzynarodowych konferencjach.

Znaczna część wyników zawartych w niniejszej pracy została opublikowana (wykaz publikacji zamieszczono w spisie bibliograficznym) oraz zaprezentowana podczas międzynarodowych konferencji.

Serdecznie podziękowania kieruję w stronę promotora dr hab. prof. nadzw. Jerzego L. Pyki oraz recenzentów prof. zw. dr hab. Waczesława Andrejczuka i prof. zw. dr hab. Zbigniewa Ustrnula, którzy swoimi wskazówkami przyczynili się do nadania właściwego kształtu niniejszej publikacji. Szczególne podziękowania za kilkuletnią współpracę składam: dr J. Piaseckiemu i mgr T. Sawińskiemu z Polski oraz RNDr J. Zelince, J. Knapowi i ing. Ł. Očkaikowi ze Słowacji. Serdeczne wyrazy wdzięczności składam pracownikom Urzędu Jaskiń Słowackich oraz mgr A. Perşoiu, którzy udostępnili mi plany badanych jaskiń lodowych oraz wyniki prowadzonej tam rejestracji wielkości meteorologicznych.

Dziękuję również wszystkim tym, którzy pomogli mi w prowadzeniu pomiarów i instalowaniu termometrów w monolicie lodowym podczas prac terenowych oraz służyli mi radą i pomocą w opracowaniu wyników. Byli to z Polski (w kolejności alfabetycznej): dr P. Netzel, mgr Ł. Pawlik, mgr T. Pawlik, dr S. Sikora, dr M. Sobik, mgr A. Strug, E. Strug, dr R. Szmytkie i dr M. Szymanowski, z Rumunii: G. Rajka i mgr A. Perşoiu oraz ze Słowacji: R. Hlavna.

1.1. Jaskinie lodowe

W niniejszej pracy pod pojęciem „jaskini lodowej” rozumie się jaskinię krasową lub niekrasową wypełnioną trwałym (względnie sezonowo występującym) lodem, śniegiem albo jednym i drugim jednocześnie. Pod pojęciem „zjawisk lodowych” rozumiane są wszelkie zmiany zachodzące w trwałych bądź sezo-

nowych formach lodowych występujących w jaskiniach pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych. W poniższej pracy jaskinie lodowe i zjawiska lodowe stanowiły najważniejszy przedmiot badań i analiz.

Obok jaskiń z wypełnieniem lodowym istnieją również jaskinie wyrzeźbione we wnętrzu oraz w spągu lodowców/lądolodów powierzchniowych, tj. jaskinie lodowcowe. W jaskiniach lodowych lód powstaje najczęściej w wyniku zamarzania wody skupującej ze skalnego stropu, podczas gdy przyrost lodu w lodowcach odbywa się głównie w wyniku procesu metamorfizacji śniegu. Istnieją oczywiście jaskinie lodowe, w których obok zamarzania wody infiltracyjnej przyrost lodu odbywa się również w wyniku metamorfizacji śniegu (Jania 1993, Ohata i in. 1994a, Jania 1996, Coggan, Nicholson 1997, Field 1999, Panoš 2001, Luetscher, Jeannin 2004a, i inni). Jednak mimo tego faktu należy wyraźnie odróżnić te dwa rodzaje jaskiń.

W literaturze przedmiotu można zapoznać się z wieloma klasyfikacjami jaskiń lodowych (Habe 1971, Siarzewski 1994, Trofimova 2007, i inni). Jedną z nich opiera się o kryterium morfologiczne i pozwala wyróżnić (Mavlyudov 2008):

1. jaskinie lodowe w kształcie studni, np.: Ľadová priepasť na Ohništi w Słowacji;
2. jaskinie lodowe horyzontalne, np.: Kungurska w Rosji;
3. jaskinie lodowe o profilu opadającym np.: Scărișoara w Rumunii.

Najnowszy podział jaskiń lodowych, częściowo scalający istniejące klasyfikacje, przedstawili Luetscher i Jeannin (Luetscher, Jeannin 2004a). W celu zachowania prostoty i jasności odbioru przedstawiona klasyfikacja nie obejmuje wszystkich znanych typów jaskiń lodowych. Autorzy podkreślają, że zaproponowany podział dotyczy jaskiń lodowych w Alpach. Opierając się o kryterium glaciologiczne (geneza lodu) i klimatologiczne (istnienie efektu termicznego bądź kominowego) wydzielili oni dziewięć typów jaskiń lodowych. Są to:

1. jaskinie lodowe statyczne z firnem;
2. jaskinie lodowe statyczne z lodem pochodzącym z zamarzania wody;
3. jaskinie lodowe statyczne z lodem powstałym z zamarzania wody i firnem;
4. jaskinie lodowe statodynamiczne z firnem;
5. jaskinie lodowe statodynamiczne z lodem pochodzącym z zamarzania wody;
6. jaskinie lodowe statodynamiczne z lodem powstałym z zamarzania wody i firnem;
7. jaskinie lodowe dynamiczne z firnem;
8. jaskinie lodowe dynamiczne z lodem pochodzącym z zamarzania wody;
9. jaskinie lodowe dynamiczne z lodem powstałym z zamarzania wody i firnem.

Znawcy problematyki jaskiń lodowych uważają, że do powstania lodu w jaskini lodowej niezbędny jest spłot wielu czynników. Trzy z nich odgrywają jednak pierwszorzędą rolę i mają charakter uniwersalny (Droppa 1960, Halaš 1984, Ohata i in. 1994a, Siarzewski 1994, Mavlyudov 1997, Racoviță, Onac 2000, Luetscher 2005, Iglovskiy 2008, Shavrina 2008, i inni). Są to:

1. morfologia jaskini, która umożliwia swobodną cyrkulację powietrza między wnętrzem a otoczeniem jaskini w okresie zimowym;
2. wymrożenie wnętrza jaskini poniżej 0,0°C przez powietrze zewnętrzne w okresie zimowym, a następnie jego akumulacja w okresie letnim;
3. dostateczna ilość wody skapującej bądź wpływającej do wnętrza jaskini.

Powyższe czynniki stanowią fundament aktualnej i powszechnie uznawanej definicji genezy lodu w jaskiniach lodowych, która mówi, że: „lód powstaje przez zamarzanie wody, która dostaje się do wymrożonego wnętrza jaskini” (Panoš 2001).

W literaturze przedmiotu wyróżniono wiele rodzajów form lodowych (tj.: stalaktyty lodowe, stalagmity lodowe, stalagnaty lodowe, lód włóknisty, monolit lodowy, kryształy lodowe, soczewki lodowe, jeziora lodowe, naścienne polewy lodowe i śnieg) oraz typów lodu (tj.: sublimacyjny, sedymentacyjny, „wyciskowy”, firnowy, naciekowy i spągowy).

Opisują je różnego rodzaju klasyfikacje (Kunský 1956, Pulina 1971, Siarzewski 1994, Hochmuth 1995, Panoš 2001, Luetscher 2005, Trofimova 2007).

Powszechnie przyjmuje się, że lód w jaskiniach lodowych powstaje w wyniku trzech głównych procesów fizycznych: zamarzania wody, metamorfozy śniegu i resublimacji pary wodnej (Abel 1971, Pulina 1971, Siarzewski 1994, Panoš 2001, Kadebskiy, Kadebskaya 2004, Luetscher, Jeannin 2004a, Hausmann i in. 2008, Trofimova 2008, i inni).

Autorzy najnowszej klasyfikacji sugerują, by fakt występowania lodu i śniegu w jaskiniach lodowych rozpatrywać w trzech aspektach: aktywności, związku z cyrkulacją powietrza oraz procesu genetycznego. Aktywność lodu i śniegu może być dwójaka:

1. czynna, tj. zmienna i zależna od współczesnych warunków klimatycznych;
2. bierna, dotyczy reliktowych pokryw lodu o ujemnym bilansie masy.

Związek występowania lodu z cyrkulacją powietrza może być:

1. ciągły, gdy powietrze stale przepływa przez jaskinię;
2. nieciągły, gdy chłodne powietrze jest okresowo zatrzymywane w jaskini.

Do procesów genetycznych zaliczają się: akumulacja śniegu, zamarzanie wody stojącej, zamarzanie wody płynącej bądź infiltrującej, resublimacja pary wodnej i zamarzanie wody w gruncie (Citterio i in. 2004).

1.2. Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach w świetle dotychczasowych badań

Rola klimatologów w badaniach jaskiń lodowych jest szczególnie ważna, ponieważ istnienie lodu w ich wnętrzu zależy w dużej mierze od czynników klimatycznych. Jednocześnie lód jaskiniowy jest znakomitym indykatorem współczesnych zmian klimatu i stwa-

rza możliwość jego rekonstrukcji (Luetscher 2005, Trofimova 2007).

Szerokie zainteresowanie jaskiniami lodowymi w kilku ostatnich latach przyczyniło się do zorganizowania cyklu międzynarodowych konferencji pt.: „International Workshop on Ice Caves” (Bini i in. 2005, Bini i in. 2007, Bini i in. 2008). Odbłyły się one dotychczas w Rumunii (w 2004 roku), w Słowacji (w 2006 roku), w Rosji (w 2008 roku) oraz w Austrii (w 2010 roku). Podczas każdej konferencji część rozpatrywanych problemów badawczych obejmowała swym zakresem zagadnienie „klimatycznych uwarunkowań rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach” będące przedmiotem niniejszej pracy.

Najważniejszymi kwestiami związanymi z powyższym zagadnieniem, podejmowanymi w dotychczasowych badaniach jaskiń lodowych, były:

1. mikroklimat jaskiń lodowych;
2. zalodzenie jaskiń lodowych;
3. analizy rdzeni lodowych;
4. rozmiary i bilans objętości monolitu lodowego;
5. warunki klimatyczne a rozwój zjawisk lodowych;
6. bilans cieplny jaskini;
7. temperatura monolitu lodowego;
8. wpływ antropogeniczny i ochrona jaskiń lodowych.

W tab. 1 zebrano jaskinie lodowe opisywane w literaturze wraz z ich podstawowymi parametrami (kursywą wyróżniono jaskinie lodowe, do których odwołano się w kolejnych podrozdziałach, tj. od 1.2.1. do 1.2.8.).

1.2.1. Mikroklimat jaskiń lodowych

W dotychczasowych badaniach jaskiń lodowych wiele uwagi poświęcano analizom podstawowych cech ich mikroklimatu, szczególnie: temperaturze, wilgotności względnej oraz cyrkulacji powietrza. Z uwagi na wielość danych meteorologicznych zawartych w publikacjach oraz towarzyszących im analiz,

poniżej wyliczono wyłącznie najważniejsze podobieństwa warunków mikroklimatycznych panujących w jaskiniach lodowych (Droppa 1957a, Pulina 1960, Popov 1971, Halaš 1984, Ohata i in. 1994a, Rygielski, Siarzewski 1996, Racoviță, Onac 2000, Luetscher 2005, Perşoiu i in. 2007, i inni). Są to:

- intensywny napływ zmrożonego powietrza do wnętrza jaskini w okresie zimowym, wypływ chłodnego powietrza z jaskini w okresie letnim oraz naprzemienne zmiany cyrkulacji powietrza w miesiącach przejściowych¹;
- spadek temperatury powietrza w zalodzonej fragmentacji jaskini (od kilku do kilkunastu stopni poniżej 0,0°C) w okresie zimowym;
- względna „stabilizacja” temperatury powietrza na poziomie około 0,0°C w zalodzonej obszarze jaskini w okresie letnim;
- wysoka wilgotność względna powietrza w jaskini w okresie letnim (do 100%) oraz jej znaczne obniżenie w okresie zimowym.

Szczególną uwagę skierowano na problem przebiegu i genezy cyrkulacji powietrza w jaskiniach. Cyrkulujące powietrze w okresie zimowym to jedyne źródło wymrażania jaskiń lodowych oraz jeden z głównych czynników warunkujących istnienie lodu w ich wnętrzu.

W jaskiniach lodowych wyróżniono dwa genetyczne typy cyrkulacji powietrza: efekt termiczny i kominowy. Efekt kominowy zachodzi w przypadku, gdy w jaskini istnieją przynajmniej dwa otwory wejściowe. Otwory te wymuszają przepływ powietrza w jaskini w wyniku różnicy gęstości powietrza między jej wnętrzem i otoczeniem. W warunkach zimowych, gdy w otoczeniu jaskini lodowej temperatura powietrza jest niższa aniżeli w jej wnętrzu ($T_o < T_j$), dochodzi do wymrażania jaskini. Dzieje się tak dzięki „zasysaniu” chłodnego powietrza przez najniższy położony otwór jaskiniowy. Równocześnie przez najwyższy otwór w jaskini wypychane jest cie-

¹ Opisany schemat cyrkulacji powietrza nie dotyczy jaskiń jednootworowych o profilu opadającym.

Tab. 1. Jaskinie lodowe opisywane w literaturze wraz z ich podstawowymi parametrami (opracowanie własne na podstawie: Strug i in. 2006).

Jaskinia	Kraj	Wysokość n.p.m. [m]	Objętość lodu [m ³]	Powierzchnia lodu [m ²]	Grubość lodu [m]
<i>Dachstein-Rieseneishöhle</i>	Austria	1500	30000	5000	15–17
<i>Eisriesenwelt</i>		1650	?	30 000	7,5
<i>Dachstein-Mammuthöhle</i>		1400	?	?	6
<i>Ledenika</i>	Bułgaria	830	?	?	1,5
Pilarova Lednica	Chorwacja	800	?	?	?
Lednica		600	?	?	?
<i>Ledenica</i>		800	?	?	45
<i>Lodowa Naděje pri Cvikove</i>	Czechy	580	?	?	?
Lodowa pod Bezdězom		?	?	?	?
<i>Lodowa Fuji</i>	Japonia	1120	3000	1100	2,8
<i>Grande Caverne</i>	Kanada	750–950	?	?	?
<i>Caverne'85</i>		750–950	?	?	?
<i>Caverne des Méandreas</i>		750–950	?	?	?
<i>Lodowa Schellenberger</i>	Niemcy	1570	60 000	?	30
<i>Lodowa w Ciemniaku</i>	Polska	1715	1500	?	5,7
Śnieżna		1703	?	?	?
Lodowa Małotańska		1634	?	?	5
<i>Lodowa Scărișoara</i>	Rumunia	1165	10 000	3000	22,5
Lodowa Bortig		1236	25 000	?	23
<i>Lodowa Focul Viu</i>		1165	25000	?	20
Lodowa Poiana Vârtop		?	12000	?	?
Lodowa Barsa		?	133	?	?
<i>Lodowa Dobšinská</i>	Słowacja	969	11 000	9772	26,5
<i>Lodowa Demänovská</i>		840	1240	1400	3,0
<i>Ľadová priepasť v Červených vrchoch</i>		1938	650	?	?
<i>Ľadová priepasť na Ohništi</i>		1522	525	?	15
<i>Silická ľadnica</i>		503	275	?	?
Ledena jama v Stojni	Słowenia	805	25 000	?	?
Veľka ľadová jaskyňa v Paradane		1090	4000	?	?

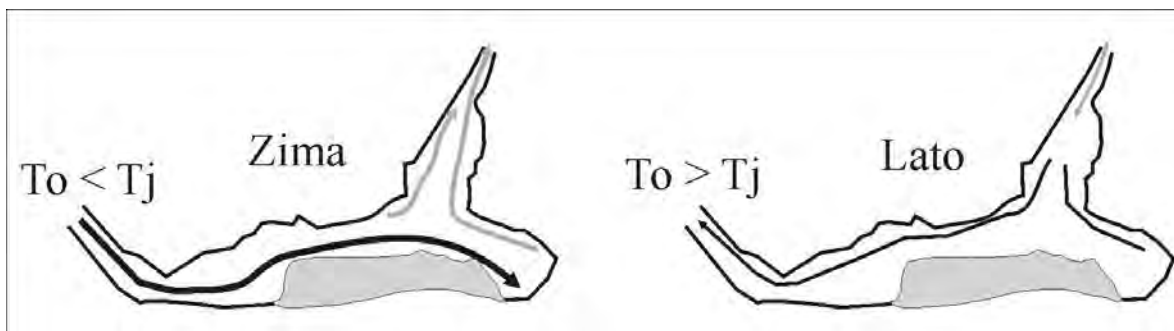
Jaskinia	Kraj	Wysokość n.p.m. [m]	Objętość lodu [m ³]	Powierzchnia lodu [m ²]	Grubość lodu [m]
<i>Lodowa Monlési</i>	Szwajcaria	1135	6000	?	20–33
<i>Lodowa St-Livres</i>		1362	3000	?	16–45
Lodowa Creux de Glace de Courtelary		1330	500	?	25–32
Lodowa Crêt des Danses		1490	200	?	28–34
<i>Merrill</i>	USA	1488	?	?	?
<i>Lodowa Fossil Mountain</i>		2800	?	?	12
Mała Lodowa Telkibánya	Węgry	296	?	?	?
Castelletto di Mezzo	Włochy	2435	3000	?	22
Specchio		1930	140	?	4
<i>Lo Lc 1650</i>		2030	?	?	?
<i>Lodowa Kungurska</i>	Rosja	?	350	500	2
<i>Bolshaya Baidinskaya</i>		805–835	120	50	0,4
Mechta		805–835	70	200	0,4
<i>Urungaiskaya</i>		?	?	650	4,5
<i>Argaracan</i>		?	?	35	2,2
<i>Ordinskaya</i>		?	?	?	?
Mariinskaya		?	?	?	?
<i>Shulgantash</i>		?	?	?	?

plejsze powietrze. W okresie letnim, gdy w otoczeniu jaskini temperatura powietrza jest wyższa aniżeli w jej wnętrzu ($T_o > T_j$), notuje się zasysanie cieplejszego powietrza przez najwyżej położony otwór jaskiniowy oraz wypływ chłodniejszego powietrza z jaskini przez otwór położony najniżej (ryc. 1).

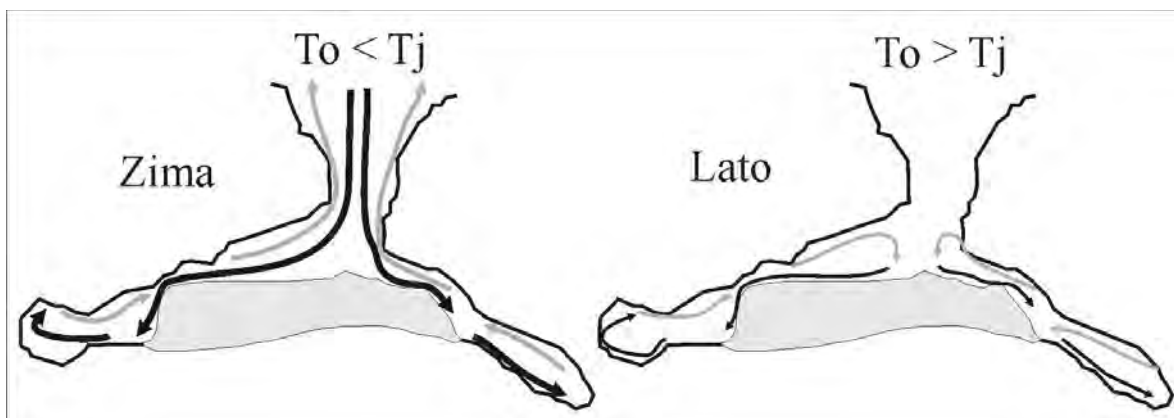
Efekt termiczny zachodzi wtedy, gdy w jaskini istnieje tylko jeden otwór wejściowy. W warunkach zimowych, gdy $T_o < T_j$, do wnętrza jaskini napływa zmrożone powietrze. Jednocześnie przez ten sam otwór wejściowy wypychane jest cieplejsze powietrze z wnętrza jaskini. W okresie letnim, gdy $T_o > T_j$, jaskinia tworzy „pułapkę” dla zgromadzonego w zimie chłodnego powietrza (ryc. 2). We wnętrzu jaskini notowany jest wówczas po

wolny ruch powietrza wywołany jego stratyfikacją termiczną (Luetscher, Jeannin 2004b, Luetscher 2005).

Przebieg cyrkulacji powietrza rozpoznano najlepiej w Dobšinskiej JL. Było to możliwe dzięki zastosowaniu najnowszej techniki pomiaru prędkości i kierunku ruchu powietrza, tj. anemometru akustycznego typu 3D. Przebieg cyrkulacji powietrza w Dobšinskiej JL oraz jego przestrzenną strukturę omówiono w podrozdziale 5.1. Ustalono, że za cyrkulację powietrza w jaskini odpowiada efekt kominowy. W Dobšinskiej JL rozpoznano dwa typy ruchu powietrza: cyrkulacyjny i powolny (w tym kilka podtypów). Udokumentowano również wyraźną, pionową stratyfikację ruchu powietrza. W jaskini wydzielono trzy warstwy



Ryc. 1. Schemat cyrkulacji powietrza w jaskini lodowej w okresie zimowym i letnim w przypadku efektu kominowego (opracowanie własne).



Ryc. 2. Schemat cyrkulacji powietrza w jaskini lodowej w okresie zimowym i letnim w przypadku efektu termicznego (opracowanie własne).

ruchu powietrza: podstropową, przejściową i nadspągową, w których notowano sezonowe i dobowe zmiany jego kierunku (Piasecki i in. 2004, Sawiński 2004, Piasecki i in. 2005, Piasecki, Sawiński 2007, Piasecki i in. 2008).

Charakterystyka cech mikroklimatu w kilku jaskiniach lodowych stanowiła podstawę wydzielenia stref mikroklimatycznych w ich wnętrzu.

W jaskiniach lodowych w Tatrach wydzielono dwie strefy mikroklimatyczne. Pierwsza („dynamiczna”) znajdowała się przy otworze wejściowym pod bezpośrednim wpływem warunków zewnętrznych i cechowała się dużymi zmianami temperatury powietrza. Druga („statyczna”) znajdowała się we wnętrzu badanych jaskiń lodowych i cechowała się niemal stałą temperaturą powietrza oraz roczną amplitudą temperatury powietrza nieprzekraczającą 0,5°C. Strefę dynamiczną podzielono

na dwie podstrefy: „przyotworową” i „przejściową”. W zimie podstrefa przyotworowa cechowała się temperaturą powietrza mniejszą od 0,0°C oraz występowaniem form lodowych, natomiast podstrefa przejściowa – temperaturą powietrza przekraczającą 0,0°C (Pulina 1959, Pulina 1960, Pulina 1962, Pulina 1971).

W jaskini Eisriesenwelt wyróżniono sześć stref termicznych (Abel 1971):

1. „zewnętrzna”, bezpośrednio przylegająca do jaskini, charakteryzującą się największymi zmianami temperaturami powietrza;
2. „wejściową”, cechującą się amplitudą temperatury powietrza nie większą od 15°C;
3. „zimnego powietrza”, w której notowano ujemną temperaturę powietrza oraz stałe występowanie lodu;
4. „przejściową”, znajdującą się między chłodnym i ciepłym fragmentem jaskini;

5. „jaskiniową“, cechującą się amplitudą temperatury powietrza nie większą niż 2,5°C;
6. „końcową“, ze stałą temperaturą powietrza.

W Kungurskiej JL wydzielono trzy strefy klimatyczne. Strefa „zimna”, najbardziej wychłodzona, cechowała się stałym występowaniem lodu i rozciągała się maksymalnie do 200 m (licząc od otworu wejściowego do wnętrza jaskini). Strefa „przejściowa” obejmowała obszar z sezonowym występowaniem nacieków lodowych i dochodziła do 270 m. Strefa „ciepła” była pozbawiona lodu, a w jej końcowym fragmencie notowano stałą temperaturę powietrza równą 5,3°C (Andrejchuk 1995).

Na podstawie wieloletniej serii badań klimatologicznych w JL Scărișoara wydzielono cztery strefy mikroklimatyczne (Racoviță, Onac 2000):

1. „przejściową“, obejmującą zapadlisko wejściowe oddzielające wnętrze jaskini od otoczenia;
2. „zalodzoną“, obejmującą fragment jaskini wypełniony monolitem lodowym;
3. „peryglacialną“, obejmującą obszar sąsiadujący z monolitem lodowym;
4. „cieplą“, obejmującą fragmenty jaskini pozbawione całkowicie lodu.

W literaturze istnieje również uniwersalna propozycja podziału jaskiń lodowych na pięć stref stanowiących części systemu termodynamicznego. Strefy te stanowią wypadkową bilansu energetycznego masy skalnej i powietrza oraz zmian stanu skupienia wody w jaskini. Pierwsza strefa znajduje się pod wyraźnym wpływem atmosfery zewnętrznej. Druga strefa stanowi obszar przejściowy, w którym dochodzi do wyrównywania energetycznych różnic między strefą pierwszą i piątą. W piątej strefie zachodzi akumulacja i ablacja lodu. Czwartą strefę stanowi obszar przejściowy między strefą piątą i trzecią. W trzeciej, ostatniej strefie dominuje dostawa ciepła do systemu od strony masy skalnej (Roda i in. 1995).

1.2.2. Zalodzenie jaskiń lodowych

Wiele publikacji zawiera ogólną, aczkolwiek bardzo cenną, charakterystykę jaskiń lodowych. Pozostałe opisują bardziej szczegółowe cechy zalodzenia jaskiń lodowych tj. rozmieszczenie, występowanie (stałe lub sezonowe), zasięg, genezę, rozmiary i rodzaje form lodowych, warunki zlodzenia oraz typy genetyczne lodu.

W polskich Tatrach występuje 28 jaskiń lodowych, stałe bądź sezonowo zalodzonych. Są one rozmieszczone na wysokości od 1200 do 1916 m n.p.m. Jaskinie tatrzańskie cechują się występowaniem w przyotworowych fragmentach jaskini stałej pokrywy lodowej i kryształów lodowych. W jaskiniach obserwuje się wszystkie znane typy lodu i rodzaje form lodowych (wymieniono je w podrozdziale 1.1.). W największej z nich, tj. JL w Ciemniaku, pokrywa lodowa występuje trwale, natomiast stalaktyty, stalagmity i polewy naścienne mają charakter sezonowy. W zimie cechą charakterystyczną wielu jaskiń lodowych w Tatrach jest zatykanie ich otworu wejściowego korkiem śniegowym. Wpływa to bezpośrednio na trwałe zachowanie lodu, gdyż im dłuższy okres zakorkowania jaskini tym późniejsze rozpoczęcie okresu ablacyjnego. Ablacja lodu w jaskiniach wywołana jest przede wszystkim napływem ciepłego strumienia powietrza płynącego od wnętrza jaskini w kierunku otworu wejściowego (efekt kominowy), a w mniejszym stopniu bezpośrednim kontaktem lodu z atmosferą zewnętrzną (Pulina 1959, Koisar, Parma 1971, Pulina 1971, Zwoliński 1987, Siarzewski 1994, Rygielski, Siarzewski 1996).

Charakterystyka jaskiń lodowych w Chorwacji zawiera jedynie najważniejsze cechy morfologii i zlodzenia kilku z nich. Wskazano, że stałą cechą tych jaskiń jest występowanie niewielkiej ilości lodu w ich wnętrzu. Fakt ten powiązano z rozmieszczeniem jaskiń lodowych na niewielkiej wysokości, tj. od 600 do 900 m n.p.m. (Bežičević 1971).

W latach 70-tych XX wieku naliczono w Słowenii 135 jaskiń lodowych z lodem lub śniegiem. Charakterystyka kilkunastu jaskiń lodowych w tym kraju zawierała jedynie ogólne informacje o ich rozmieszczeniu, charakterze zalodzenia i występujących tam formach lodu (Habe 1971). Obecnie podaje się, że w Słowenii istnieje 551 jaskiń z całorocznym występowaniem lodu lub śniegu. Są one rozmieszczone na wysokościach od 645 do 2434 m n.p.m. W większości przypadków lód bądź śnieg zakumulowany jest w obszarze wejściowym. W słoweńskich jaskiniach lodowych notowano również oscylacje zalodzenia (Mihevc 2008).

Charakterystyka jaskiń lodowych w Czechach zawiera informacje o ich rozmieszczeniu, charakterze zalodzenia (stały, sezonowy, krótkookresowy) i występujących tam formach lodowych. Większość zjawisk lodowych obserwuje się w jaskiniach pseudokrasowych. Należy do nich jedyna trwale zaladzona jaskinia w Czechach – Naděje (Hromas 1971).

W Bułgarii odkryto 16 jaskiń lodowych. Szczegółowy opis podaje się dla jednej z nich tj. jaskini Ledenika. Pokrywa lodowa w tej jaskini występuje tuż za otworem wejściowym, a w głębi rozmieszczone są inne formy lodowe. W obszarze wejściowym pojawiają się kryształki lodowe. Stwierdzono, że rozmiary nacieków lodowych zmieniają się i zależą od zewnętrznych warunków termicznych oraz ilości skapującej wody (Popov 1971).

W Słowacji występuje 66 jaskiń lodowych, z których 39 jest stale zaladzonych. Rozmieszczone są one na wysokościach od 503 do 1996 m n.p.m. Każdą z jaskiń opisano pod kątem charakteru zalodzenia (stały lub sezonowy) i rodzaju występującego tam lodu (śnieg, firn lub pokrywa lodowa). Pod uwagę nie wzięto tych jaskiń, w których obserwuje się krótkookresowe występowanie lodu w obszarze wejściowym. Ponad 30% słowackich jaskiń lodowych znajduje się na wysokościach od 700 do 1100 m n.p.m. Wśród nich są: Dobšinská JL i Demänovská JL (Bella 1995, Bella 2008). W dwóch przepaściach lodowych

w Słowacji tj.: na Ohništi i w Červených vrchoch monolit lodowy ma cechy lodu lodowcowego. Charakterystyka wyżej wymienionych przepaści zawiera opis morfologii oraz rozmieszczenia obserwowanego tam monolitu lodowego i innych form lodowych. Występujące w przepaściach formy lodowe przyporządkowano jednej z czterech grup tj.: nawisów śnieżnych, mas firnowych, lodu lodowcowego oraz lodu z zamarzającej wody. Wiek lodu w przepaści na Ohništi oszacowano na minimum 750 lat (Hochmuth 1995).

W Kungurskiej JL zimowe wychładzanie przyotworowych fragmentów jaskini sterowane jest przez efekt kominowy i trwa do momentu, kiedy temperatura powietrza w otoczeniu jaskini nie przekroczy 5,0°C. W jaskini występują przede wszystkim formy lodowe powstające w wyniku zamarzania wody (jeziorka lodowe, lód włóknisty, stalaktyty i inne). Szczególną uwagę poświęcono genezie kryształów lodowych, których obecność świadczy o atrakcyjności jaskini. W okresie zimowym tworzą one obfite pokrywy w obszarze przyotworowym. Przybierają rozmaite kształty takie jak: listki, piramidy i igły. Przyrost kryształów lodowych oszacowano na 0,2 mm/dobę w przeliczeniu na ekwiwalent wody. Przeciętną ablację lodu w odległości do 100 m od otworu wejściowego oszacowano na 10 mm/rok, z kolei na kolejnym 100 metrowym odcinku – na 200 mm/rok (Andrejchuk 1995, Kadebskiy, Kadebskaya 2004, Mavlyudov, Kadebskaya 2004, Sivinskih 2005).

Jaskinie lodowe we włoskich Dolomitach rozmieszczone są na wysokościach od 1900 do 2750 m n.p.m. Lód w jaskiniach pochodzi z zamarzania wody bądź metamorfizacji śniegu i występuje blisko otworów wejściowych. Dla pięciu wybranych jaskiń lodowych podano najważniejsze informacje o morfologii, kształcie i rozmiarach występujących tam monolitów lodowych (Ischia, Borsato 2004).

Jaskinia lodowa Lo Lc 1650 ma kształt rozdzielonego na dwa fragmenty zapadliska, które wypełnione jest lodem i śniegiem. W monolicie lodowym znajdują się wnęki i tunele, które zostały uformowane przez cyr-

kułujące powietrze w procesie sublimacji. W przeszłości rozwój zalodzenia składał się z trzech okresów wzmożonej akumulacji oraz z trzech okresów intensywnej ablacji lodu. Nagromadzony śnieg w jaskini cechuje się wyraźną sezonową zmianą objętości. Współcześnie nie obserwuje się w jaskini trwałej akumulacji lodu, z wyjątkiem sezonowo pojawiających się nacieków lodowych (Citterio i in. 2005).

W Górach Jura w Szwajcarii występuje 25 jaskiń lodowych i są one rozmieszczone na wysokości od 980 do 1575 m n.p.m. Cechują się występowaniem lodu na głębokości od kilku do 100 metrów poniżej otworu wejściowego. W większości przypadków są to jaskinie w kształcie studni wypełnione firnem. W przyotworowych fragmentach jaskini występują powszechnie nacieki lodowe (stalaktyty, stalagmity i inne) oraz kryształy lodowe. Objętość lodu w jaskiniach wynosi od kilku do 6000 m³. W JL Monlési (największej jaskini lodowej w Górach Jura) dominującą formą jest monolit lodowy. Istnieje on zasadniczo dzięki zamarzaniu wody, a w mniejszym stopniu dzięki metamorfizacji śniegu (Luetscher 2005).

W regionie Bajkału opisano 16 jaskiń lodowych. Jaskinie te podzielono na trzy grupy: chłodne o profilu opadającym z jednym otworem wejściowym, termowentylacyjne z kilkoma otworami wejściowymi i w kształcie jamy. Większość jaskiń została szczegółowo scharakteryzowana pod kątem genezy lodu, rodzaju występujących tam form lodowych i ich rozmiarów, charakteru występowania lodu (stały lub sezonowy), rozmieszczenia form lodowych, intensywności topnienia form lodowych oraz okresu ich rozwoju i degradacji. Zaproponowano również uniwersalną klasyfikację znaków symbolizujących formy lodowe występujące w jaskiniach lodowych (Trofimova 2007).

W jaskini Ledianaya Volna oraz w innych w regionie Archangielska powszechnie występującą formą lodową są kryształy lodowe. Budują one czasem warstwę o grubości do 40 cm. Kryształy lodowe przybierające kształt

igły osiągają w pojedynczych przypadkach 40 cm długości. W zimie tworzą się również inne formy lodowe takie jak: stalaktyty, polewy lodowe i inne. Strefa zalodzenia sięga od 100 do 200 m w głąb jaskini (Korshunov, Shavrina 1998, Iglovskiy 2008, Shavrina 2008).

Z informacji o jaskiniach lodowych w regionie Czelabińska wynika, że występują tam powszechnie kryształy lodowe. Powstają one blisko otworu wejściowego i mają charakter sezonowy. W jaskiniach istnieją również nacieki lodowe (stalaktyty, stalagmity i inne) o rozmiarach dochodzących do 3 m wysokości. Pokrywa lodowa ma od kilku centymetrów do kilku metrów grubości (Baranov, Volkov 2008). Ogólne informacje o zalodzeniu podano również dla ośmiu jaskiń występujących w regionie Permu (Kadebskaya 2008) oraz trzech jaskiń lodowych z okolicy Irkucka (Trofimova 2008). W jaskini Bolshaya Mechkinskaya formy lodowe występują w dwóch komorach położonych przy otworze wejściowym. Znajdują się tam kryształy lodowe o rozmaitych kształtach oraz stalagmity i stalaktyty lodowe. W pierwszej komorze, położonej bliżej otworu wejściowego, formy lodowe przybierają znacznie większe rozmiary, w porównaniu z formami znajdującymi się w następnej sali (Khudenko, Naumkin 2008). W jaskini Shulgantash również występują kryształy lodowe. Powstają one w listopadzie, topnieją już w marcu, natomiast zanikają całkowicie w kwietniu. Do opisu jaskini załączono mapę z rozmieszczeniem poszczególnych rodzajów form lodowych (Lyahnitsky i in. 2008).

Ważnym problemem podjętym w badaniach było określenie zasięgu występowania jaskiń lodowych na świecie. Interesujące rozwiązanie tego zagadnienia opiera się o „wskaźnik zalodzenia jaskiń” (CGI). Stwierdzono, że zasięg występowania lodu w jaskiniach zależy głównie od: morfologii jaskini, klimatu otoczenia jaskini oraz temperatury skały w jej wnętrzu. W związku z powyższym wskaźnik ten:

$$CGI = -T_j / (T_m - T_j + 3)$$

stworzono w oparciu o dane o średniej wieloletniej temperaturze powietrza najchłodniejszego miesiąca w otoczeniu jaskini (T_j) oraz średniej rocznej temperaturze skały w jej wnętrzu (T_m). Przyjęto, że wielkość wskaźnika mniejsza od 0,25 wskazuje na sezonowe występowanie lodu w jaskini, w przedziale od 0,25 do 1,0 – na stałe występowanie lodu w niektórych fragmentach jaskini, a większa od 1,0 – na stałe pokrycie monolitem lodowym znacznego obszaru jaskini. Efektem finalnym rozpatrywanego problemu było stworzenie dla całej kuli ziemskiej mapy przedstawiającej zasięg występowania jaskiń lodowych (Mavlyudov 2008).

1.2.3. Analizy rdzeni lodowych

Współcześnie wyjątkowo ważne miejsce w badaniach zajmują analizy (np.: izotopowe) rdzeni lodowych pochodzących z jaskiń, w których występuje wielometrowa warstwa lodu. Dzięki badaniom rdzeni lodowych w kilku jaskiniach określono wiek monolitu lodowego. W jaskini Ledenica wiek ten wynosi 500 lat (Horvatinčić 1996), w Fossil Mountain – 160 lat (Fuller 2004), w Scărișoarze – ponad 1000 lat (Holmlund i in. 2005), w Monlézi – 120 lat, w St-Livres – 1200 lat (Luetcher 2005), w Dobšinskiej – około 1250 lat (Clausen i in. 2007), a w Focul Viu – 1790 lat (Citterio i in. 2005; Turri i in. 2008).

Przy współudziale badań archeologicznych, dendrochronologicznych, geologicznych, geomorfologicznych i palinologicznych ustalono również początek formowania się lodu w niektórych jaskiniach. Stanowi to bowiem źródło informacji o zmianach paleoklimatycznych i paleośrodowiskowych w otoczeniu jaskiń lodowych. Stwierdzono, że pojawienie się po raz pierwszy monolitu lodowego w jaskini Demänovskiej nastąpiło około 400–500 lat temu (Droppa 1957a), w Dachstein-Rieseneishöhle – około 600 lat temu (Trimmel 1971), w Silickiej Ľadnicy – około 2000 lat temu (Bárta 1995), w Dob-

šinskiej – na przełomie zlodowacenia mindel i riss (Novotný 1995), w Ciemniaku – około 400–700 lat temu (Siarzewski 1994, Rygielski, Siarzewski 1996) oraz w Lo Lc 1650 – nie wcześniej niż w późnym holocenie, ale przed rewolucją przemysłową (Citterio i in. 2005).

Z powyższych ustaleń wynika, że w większości przypadków formowanie lodu w jaskiniach rozpoczęło się w małej epoce lodowej bądź w plejstocenie (Jákal 1995, Rygielski, Siarzewski 1996).

1.2.4. Rozmiary i bilans objętości monolitu lodowego

Powszechnie spotykanym problemem w jaskiniach lodowych jest brak precyzyjnych pomiarów grubości, objętości i powierzchni monolitu lodowego (tab. 1). W pozostałych przypadkach są to często dane szacunkowe. Na przykład w Demänovskiej JL objętość i powierzchnię pokrywy lodowej oszacowano ponad 50 lat temu. Według tego szacunku objętość lodu wynosiła 880 m³, powierzchnia – 440 m², a grubość – około 2 m (Droppa 1957a).

Dokładne pomiary grubości monolitu lodowego, przy użyciu georadaru, wykonano jedynie w kilku jaskiniach lodowych, tj.: Dobšinskiej (Géczy, Kucharič 1995), Eisriesenwelt, Dachstein-Rieseneishöhle i Dachstein-Mammuthöhle (Behm, Hausmann 2008) oraz Kungurskiej (Stepanov, Podsuhin 2008). W Dobšinskiej JL, na podstawie pomiarów grubości lodu, skalkulowano objętość pokrywy lodowej na około 110 000 m³. Wykonano również liczne przekroje monolitu lodowego, zniwelowano jego powierzchnię oraz wyznaczono izoliny grubości lodu (Tulis, Novotný 1995, Novotný, Tulis 1996). W Silickiej Ľadnicy pomiary grubości lodu wykonano przy użyciu ręcznej wiertarki i wiertła o długości 0,8 m. Na podstawie uzyskanych pomiarów dokładnie wyliczono całkowitą objętość lodu w jaskini (Rajman i in. 1985). W JL Scărișoara dokładne pomiary grubości lodu wykonano

w lipcu 2007 roku, jednakże wyniki tych badań nie są jeszcze znane.

Innym ważnym problemem podejmowanym przez badaczy jaskiń lodowych było rozpoznanie sezonowych, rocznych i dekadowych zmian bilansu objętości lodu. Wielu badaczy odnotowało bardzo istotny i wspólny jaskiniom lodowym fakt, iż bilans objętości lodu oraz zasięg występowania form lodowych jest zjawiskiem zmiennym (Ohata i in. 1994b, Racoviță, Onac 2000, Mavlyudov, Kadebskaya 2004, Luetscher 2005, i inni).

W polskich jaskiniach lodowych od początku XX wieku obserwowano postępującą ablację pokrywy lodowej. W JL w Ciemniaku w okresie 1922–1986 roczny bilans objętości pokrywy lodowej był ujemny i wynosił przeciętnie od 23,0 do 24,8 m³. W tym okresie grubość lodu w jaskini zmniejszyła się o około 2–4 m. W następnych latach roczny bilans objętości lodu był nadal ujemny i kształtował się w okresie 1986–2000 na poziomie 36,6 m³, natomiast w okresie 2000–2004 – na poziomie od 37,8 do 66,8 m³. Stwierdzono, iż w ciągu jednego roku na proces ablacji (który jest najintensywniejszy w lecie) przypadało około 70% całkowitego ubytku lodu, natomiast na proces sublimacji (który jest najintensywniejszy w zimie) – około 30%. Oszacowano, że akumulacja lodu w jaskini w okresie zimowo-wiosennym rekompensowała jedynie w około 25% roczną ablację lodu. W sumie w latach 1922–2002 objętość pokrywy lodowej w JL w Ciemniaku zmniejszyła się o 2200 m³.

Zanikanie lodu w tatrzańskich jaskiniach lodowych utożsamia się z globalnym ociepleniem klimatu oraz z antropopresją związaną z udostępnieniem jaskiń turystom (co przedstawiono w podrozdziale 1.2.8.). Przypuszcza się, że w przypadku postępującego ocieplania klimatu całkowity zanik pokrywy lodowej w JL w Ciemniaku nastąpi w ciągu najbliższych kilkadziesiąt lat (Zwoleński 1987, Siarzewski 1994, Rygielski, Siarzewski 1996, Rachlewicz, Szczuciński 2004).

W JL Fuji w latach 1927–1984 zmiany poziomu lodu podlegały ciągłym fluktuacjom. W latach 1984–1989 odnotowano przyrost

grubości lodu równy 15 cm, natomiast w latach 1989–1992 nastąpił jego raptowny ubytek. Akumulację lodu notowano w okresie od grudnia do czerwca, z kolei w pozostałych miesiącach obserwowano jego topnienie. Stwierdzono, że zmiany bilansu lodu są w ścisłej korelacji ze zmianami warunków meteorologicznych w otoczeniu oraz we wnętrzu jaskini (Ohata i in. 1994a, Ohata i in. 1994b).

W JL Scărișoara, na podstawie okresowych pomiarów odległości między stropem a powierzchnią monolitu lodowego w latach 1964–1986, stwierdzono, że jego poziom obniżył się o 55 cm. Odnotowano również, że rozmiary stalagmitów lodowych w jaskini uległy wyraźnemu powiększeniu (Racoviță, Onac 2000). W latach 1986–2005 bilans lodu był równy zero. Jednocześnie stwierdzono, że ablacja lodu w spągu monolitu lodowego wynosiła przeciętnie 1,54 cm/rok (Perșoiu 2005). Na podstawie datowania radiowęglowego materiałów organicznych zawartych w rdzeniu lodowym stwierdzono, że w ostatnim tysiącleciu wielkość akumulacji lodu w JL Scărișoara była bardzo zbliżona do wielkości ablacji. Wynosiła ona przeciętnie 1,53 cm/rok (Holmlund i in. 2005). Dla porównania, wielkość akumulacji lodu w Dobšinskiej JL w ostatnim tysiącleciu wynosiła średnio 2,16 cm/rok (Clausen i in. 2007).

Na podstawie śladów znalezionych w jaskiniach w Górach Jura, wskazujących na istnienie procesów kriologicznych w przeszłości, stwierdzono, że w chłodniejszych okresach holocenu poziom zalodzenia jaskiń znajdował się ponad 500 m niżej niż obecnie. Z kolei na podstawie archiwalnych danych z XX wieku wiadomo, że w 23 niewielkich jaskiniach lód całkowicie zniknął pomimo tego, że obserwowano go jeszcze kilkadziesiąt lat temu. Obecnie, tj. od 1989 roku, notuje się drastyczny spadek zalodzenia, zwłaszcza w jaskiniach lodowych typu studnia.

Postawiono diagnozę, że na drastyczny ubytek monolitu lodowego w jaskiniach w Górach Jura nie wpływa wzrost ablacji lodu w okresie letnim, ale obniżanie akumulacji

lodu w okresie zimowo-wiosennym. Stwierdzono, że roczna ablacja lodu w jaskini kształtuje się na zbliżonym poziomie, bowiem zależy od ilości ciepła przekazywanego od skały (jest to wielkość względnie stała) oraz od ilości wody dostającej się do wnętrza jaskini w okresie letnim (ilość ta nie zmieniła się istotnie w XX wieku). Akumulacja lodu w jaskini ma charakter zmienny i zależy od zewnętrznych warunków meteorologicznych. Spadek akumulacji lodu w jaskini powiązano z udokumentowanym wzrostem średniej temperatury powietrza w półroczu chłodnym, zmniejszeniem liczby dni z temperaturą powietrza poniżej 0,0°C oraz zmniejszeniem opadów śniegu. Stwierdzono również, że przeciętna akumulacja lodu w JL Monlési wynosi od 10 do 50 cm/rok, natomiast ablacja lodu w spągu monolitu lodowego – około 10 cm/rok. Skalkulowano, że całkowita wymiana lodu w jaskini następuje w ciągu 100 lat (Luetscher 2005, Luetscher i in. 2005).

Jednocześnie przedstawiono dwa scenariusze dla procesu rozwoju zalodzenia w jaskiniach w Górach Jura: „małej epoki lodowej” oraz „globalnego ocieplenia”. Scenariusz „małej epoki lodowej” zakłada, że w okresie zimowym liczba dni z temperaturą powietrza mniejszą od 0,0°C oraz suma opadów śniegu wzrośnie. Spowoduje to, że w okresie zimowym zwiększy się wymrażanie i akumulacja śniegu w jaskini, natomiast zmniejszy się dostawa wody infiltracyjnej i dostawa ciepła od strony masy skalnej. W związku z powyższym zakłada się, że bilans lodu będzie dodatni, a objętość monolitu lodowego będzie większa niż obecnie. Scenariusz „globalnego ocieplenia” zakłada natomiast, że do końca XXI wieku średnia roczna temperatura powietrza wzrośnie o 1,4°C, a liczba dni z temperaturą powietrza niższą od 0,0°C zmniejszy się (podobnie jak suma opadów śniegu). Spowoduje to zredukowanie wymrażania jaskiń lodowych, a w przypadku jaskiń wypełnionych firnem doprowadzi do ujemnego bilansu lodu. W jaskiniach wypełnionych lodem pochodzącym z zamarzania wody prognozuje się dodatni bilans lodu, ale

jedynie w przypadku, gdy zwiększy się fluktuacja przebiegu temperatury powietrza wokół 0,0°C. Przypuszcza się, że poziom zalodzenia jaskiń będzie znajdował się znacznie wyżej niż obecnie (Luetscher 2005).

Z analiz osadów mineralnych pozostałych na ścianach skalnych w jaskini Merrill wiadomo, że poziom zalodzenia ulegał ciągłym zmianom, począwszy od plejstocenu, a skończywszy na czasach współczesnych. W latach 1962–1997 w jaskini Merrill obserwowano sukcesywne przyrastanie lodu. Jednak wiosną 1997 roku zauważono na powierzchni tafli lodowej niewielkie zagłębienie, z którego wypływało relatywnie ciepłe powietrze. Od tamtego momentu rozmiary zagłębienia sukcesywnie się powiększały, co miało również związek z aktami wandalizmu tj. rzucaniem kamieniami w istniejący w tafli lodowej otwór. W rezultacie w latach 1997–2004 poziom lodu w jaskini obniżył się o 1,25 m. Przypuszcza się, że obniżenie poziomu lodu w jaskini miało związek z trzęsieniem ziemi w 1993 roku, po którym doszło do kolapsu stropu w niedostępnych fragmentach jaskini. Mogło to wywołać zmianę cyrkulacji powietrza w jaskini, a następnie intensywne topnienie lodu. Zanik lodu w jaskini związano również ze zmianami klimatu. W ciągu ostatnich 21 lat odnotowano wzrost średniej rocznej temperatury powietrza w otoczeniu jaskini o 0,8°C. Stwierdzono również, że od 1946 roku roczna suma opadów stale obniżała się, co mogło spowodować zmniejszanie akumulacji lodu w jaskini. Zaznaczono również, że obserwowana od 130 lat sukcesja roślin nad jaskinią wpłynęła na zmniejszenie dostawy wody do jej wnętrza. Wskazano także, że obecność turystów w jaskini wywołała zmiany temperatury powietrza w jej wnętrzu (Fuhrmann 2007).

W latach 1976–2006 w jaskiniach w regionie Bajkału obserwowano stały ubytek lodu. W 1977 roku w jaskini lodowej Iya powierzchnia pokrywy lodowej wynosiła 226 m², przy grubości lodu sięgającej od 1,5 do 2,8 m. Dwadzieścia lat później lód w tej jaskini całkowicie zniknął. W 1993 roku w jaskini lodowej Bolshaya Baidinskaya powierzchnia lodu

wynosiła 23,2 m², z kolei w roku 2005 – jedynie 7,8 m². Tempo obniżania się poziomu lodu w jaskiniach wynosiło od 1,7 do 12,9 cm/rok, natomiast zmniejszania się jego powierzchni – od 1,2 do 11,2 m²/rok. Zanikanie lodu w jaskiniach powiązano z sukcesywnym wzrostem, począwszy od 1967 roku, średniej rocznej temperatury powietrza w tym regionie. Obecnie średnia roczna temperatura powietrza w otoczeniu jaskini jest o około 2,0°C wyższa w porównaniu z tą sprzed 40 lat (Trofimova 2007). Ubytek lodu zauważono również w jaskiniach lodowych w regionie Archangielska. Zasięg występowania lodu w tych jaskiniach uległ wyraźnemu zmniejszeniu w porównaniu do lat 90-tych XX wieku. Obserwowane zmiany łączy się ze zmianami klimatu. W latach 2000–2007 średnia roczna temperatura powietrza w otoczeniu jaskini wzrosła o 0,1°C, natomiast roczna suma opadów zmniejszyła się z 582,8 do 566,8 mm. Pewien wpływ na te trendy przypisano nasilaniu się ekstremalnych zjawisk atmosferycznych np.: burz (Iglowski 2008, Shavrina 2008).

W JL Schellenberger, w celu wyjaśnienia przyczyny zmian poziomu monolitu lodowego w drugiej połowie XX wieku oraz obecnego obniżania się poziomu lodu w niektórych jej zalodzonych fragmentach, rozpoczęto od niedawna pomiary temperatury oraz cyrkulacji ruchu powietrza w jaskini (Grebe i in. 2008, Ringes i in. 2008).

Jaskinie, w których obserwowano w XX wieku stały przyrost monolitu lodowego należą do nielicznych. Są to m.in.: Eisriesenwelt, w której w latach 1924–1952 odnotowano przyrost lodu od 0,55 do 11,72 m (Abel 1971, Oedl 1971, Trimmel 1971) oraz Dobšinská JL, w której postępujący przyrost powierzchni monolitu lodowego stwierdzono na podstawie archiwalnych danych z okresu 1871–2002 (Tulis, Novotný 2003).

Wyjątek stanowi również jaskinia Ordinskaya. Na podstawie obserwacji z ostatnich trzech lat stwierdzono, że mikroklimat w jaskini zmienia się, a zasięg stałego występowania lodu sukcesywnie się powiększa. Powyższy fakt związane z nowopowstałym wejściem

do jaskini, które pojawiło się w naturalny sposób kilka lat temu. Zmieniła się wówczas cyrkulacja powietrza w jaskini, w związku z czym pojawiły się tam trwałe formy lodowe. Były to: kryształ lodowy, kasza lodowa i stalagmity lodowe (Sivinskih 2008). Sukcesywne przyrastanie lodu notuje się również w jaskini Ledyanaya Volna. Na podstawie kilkuletniej serii badań stwierdzono, że temperatura powietrza w stale zalodzonych fragmentach jaskini obniżyła się od 0,3 do 2,3°C, natomiast w sezonowo zalodzonych częściach jaskini wzrosła od 0,1 do 0,2°C. W stale zalodzonych fragmentach jaskini zanotowano jednocześnie zmniejszenie różnic między ekstremalnymi wielkościami temperatury powietrza (Shavrina 2008).

1.2.5. Warunki klimatyczne a rozwój zjawisk lodowych

Wielu autorów wskazywało, że rozwój zjawisk lodowych w jaskiniach jest ściśle związany z warunkami atmosferycznymi panującymi w ich otoczeniu oraz wewnątrz. W przypadku kilku jaskiń lodowych dokładniej rozpoznano te zależności.

Zasięg występowania form lodowych w polskich jaskiniach w Tatrach powiązano ściśle z dynamicznie przemieszczającą się izotermą 0,0°C. Stwierdzono, iż głębokość penetracji tej izotermy zmieniała się w zależności od warunków termicznych w zimie panujących w otoczeniu jaskini. Wskazano, że po mroźniejszych i dłuższych zimach zasięg oblodzenia w jaskini Zimnej ulegał powiększeniu, natomiast pokrywa lodowa w jaskini w Ciemniaku miała większą szansę na trwałe zachowanie (Pulina 1959, Pulina 1960, Pulina 1962, Pulina 1971, Rygielski, Siarzewski 1996). W JL w Ciemniaku udokumentowano również bezpośredni związek między warunkami termicznymi panującymi w jaskini a bilansem objętości lodu oraz procesami kształtującymi ten bilans tj.: zamarzaniem, sublimacją i topnieniem. Stwierdzono, że po łagodniejszych i dłuższych zimach, w porów-

naniu z zimami o ostrym charakterze, przyrastanie lodu w jaskini było efektywniejsze (Rachlewicz, Szczuciński 2004).

W badaniach Demänovskiej JL podkreślano, że występowanie i trwałość wypełnienia lodowego w jaskini zależy od warunków termicznych panujących w zimie. Po chłodniejszych zimach gromadziło się w jaskini mnóstwo lodu dennego oraz pojawiało się wiele nacieków lodowych o znacznych rozmiarach. Po cieplejszych zimach przyrost lodu dennego był niewielki, a formy lodowe miały znacznie mniejsze rozmiary (Halaš 1984).

W JL Scărișoara dokonano analizy, z podziałem na cztery pory roku, naturalnych czynników kształtujących rozwój dwóch podstawowych form: stalagmitów lodowych i monolitu lodowego. Wskazano, że zmiany w morfologii stalagmitów lodowych wiążą się z ilością infiltrującej wody, co w zależności od temperatury powietrza może skutkować ich nadbudowywaniem bądź obtapianiem. Przyrost masy stalagmitów lodowych w jaskini notowano w okresie od stycznia do kwietnia, natomiast ubytek – od maja do grudnia. Przyrost ten wiązał się z zamarzaniem skapującej wody z topniejącego śniegu, natomiast ubytek – z infiltracją ciepłej wody deszczowej. Średnia roczna amplituda zmian wysokości stalagmitów lodowych sięgała od 12 do 54 cm.

Nadbudowywanie monolitu lodowego zachodziło w dwojaki sposób. Pod koniec jesieni obserwowano zamarzanie jeziora pokrywającego fragment monolitu lodowego, natomiast na przełomie zimy i wiosny dochodziło do zamarzania infiltrującej wody. Roczny przyrost lodu w jaskini sięgał od 8,0 do 16,3 cm, co w przeliczeniu na objętość lodu wynosiło od 120 do 240 m³. W lecie obserwowano topnienie lodu, co wiązało się z dostawą ciepła pochodzącego od masy skalnej, od powietrza znajdującego się w zapadlisku oraz od infiltrującej wody. Zmniejszanie objętości lodu w zimie było związane przede wszystkim z jego sublimacją oraz dostawą ciepła geotermicznego. Najwyższy poziom lodu obserwowano w czerwcu, natomiast najniższy – w lutym.

Poza sezonowymi zmianami poziomu monolitu lodowego i wysokości stalagmitów lodowych zidentyfikowano również zmiany o charakterze rocznym i dekadowym. Udokumentowano, że kilkuletni przyrost poziomu lodu w jaskini pokrywa się z sukcesywnym wychładzaniem (serią chłodniejszych zim) zalodzonego fragmentu jaskini, z kolei kilkuletnie obniżenie jego poziomu – z postępującym ocieplaniem (serią cieplejszych zim) zalodzonego obszaru jaskini (Racoviță, Onac 2000, Perșoiu 2003, Perșoiu 2004, Perșoiu 2005).

W jaskiniach Grande Caverne, Caverne'85 i Caverne des Méandreaux zauważono, że stałe występowanie korków lodowych zbudowanych z kryształów lodowych pozostaje w ścisłej równowadze z zasięgiem izotermi 0,0°C. Stwierdzono, że im mniejszy przekrój ma otwór wejściowy do jaskini, tym bliżej wejścia znajduje się izoterma 0,0°C (Lauriol i in. 2006).

Na podstawie badań w jaskini Ledyanaya Volna oraz innych w regionie Archangielska wyróżniono trzy cykle rozwoju sezonowych form lodowych: przedzimowy, przedwiosenny i letni. Sezon przedzimowy cechował się rozwojem wszystkich form lodowych, sezon przedwiosenny rozwojem form lodowych w opadających, przyotworowych fragmentach jaskini oraz powiększaniem się zasięgu występowania kryształów lodowych, natomiast letni – narastaniem kruchych kryształów lodowych (Shavrina 2008).

1.2.6. Bilans cieplny jaskini

Zagadnienie bilansu cieplnego w jaskiniach lodowych zostało podjęte przez kilku badaczy. W modelu bilansu cieplnego dla Silickiej Jaskini opisano niezwykle dokładnie trzy charakterystyczne fazy składające się na termodynamiczny cykl w skali jednego roku – zimową, przejściową i letnią. Faza zimowa cechowała się temperaturą powietrza mniejszą od 0,0°C w otoczeniu jaskini i brakiem infil-

trującej wody w jej wnętrzu. W tym czasie następowało wychładzanie jaskini, a sublimacja była główną przyczyną ubytku lodu. Faza przejściowa cechowała się zmianami temperatury powietrza w otoczeniu jaskini wokół $0,0^{\circ}\text{C}$ i obecnością infiltrującej wody w jej wnętrzu. Podczas tej fazy następowało przyrastanie lodu w jaskini, w tym kryształów lodowych. Faza letnia cechowała się temperaturą powietrza w otoczeniu jaskini większą od $0,0^{\circ}\text{C}$. W tej fazie miała miejsce ablacja lodu w jaskini. W modelu tym oszacowano ilość ciepła przekazywanego systemowi w fazie letniej przez masę skalną (~ 30 GJ), skapującą wodę (~ 8 GJ) oraz dyfuzję ($\sim 0,8$ GJ). W sumie dostawa ciepła w fazie letniej wynosiła 38,8 GJ. Dostarczone ciepło było pobierane w całości na ablację 127 m^3 lodu. Stwierdzono, że destrukcja lodu była w 77% związana z dostawą ciepła od masy skalnej. Wykazano również, że ciepło odbierane systemowi podczas sublimacji i przekazywane systemowi podczas resublimacji jest identyczne i wynosi 0,8 GJ. Odpowiadało to dostarczeniu do systemu podczas sublimacji lodu 291 kg pary wodnej, natomiast podczas resublimacji pary wodnej – osadzeniu na ścianach jaskini 282,5 kg kryształów lodowych. Autorzy wskazywali, że zewnętrzne warunki meteorologiczne oraz działalność człowieka miały decydujący wpływ na zmienność komponentów bilansu cieplnego w badanej jaskini (Rajman i in. 1987).

W modelu bilansu cieplnego dla Dobśńskiej JL oszacowano wybrane składowe bilansu cieplnego w kontekście możliwości tworzenia się lodu jaskiniowego, a mianowicie: wymianę energii na drodze ciepła odczuwalnego między otoczeniem a wnętrzem jaskini oraz ciepło oddawane w jaskini przez turystów i oświetlenie. W modelu bilansu cieplnego założono, że strumień ciepła utajonego, związany ze zmianami stanu skupienia wody, bilansuje się i nie wzięto go pod uwagę. Oszacowano, że roczna wymiana ciepła w jaskini na drodze ciepła odczuwalnego jest ujemna i wynosi 132,4 GJ. Ciepło przekazywane do środowiska jaskini przez lampy

oświetleniowe oszacowano na 49,1 GJ, a ciepło przekazywane przez przebywających tam ludzi – na 37,8 GJ. Ostatecznie ustalono, że całkowity bilans cieplny w zalodzonej fragmentacji jaskini jest ujemny i wynosi 45,5 GJ. Zdaniem autora ujemny bilans cieplny skutkuje przyrostem lodu w całej jaskini na poziomie około 12 mm/rok i zapewnia stabilne warunki dla jego zachowania (Halaš 1989).

W modelu bilansu cieplnego dla JL Monlési przedstawiono zależności transferu energii między czterema podsystemami tj.: powietrzem, skałą, wodą i lodem oraz jego wpływ na formowanie i zachowanie się monolitu lodowego. W modelu tym opisano poszczególne składowe bilansu cieplnego w kontekście bilansu lodu oraz zidentyfikowano procesy odpowiadające za wymianę ciepła między poszczególnymi podsystemami. Były to: wymuszona konwekcja, przewodnictwo cieplne, przekazywanie ciepła przez wodę oraz radiacja. Na roczny bilans cieplny jaskini (przełom 2002 i 2003 roku) składały się z jednej strony: ciepło odczuwalne przekazywane przez powietrze (75 GJ) oraz ciepło utajone śniegu (28 GJ) i lodu (20 GJ), natomiast z drugiej: strumień ciepła geotermicznego (117 GJ), ciepło przekazywane przez infiltrującą wodę (6 GJ) oraz radiacja (0 GJ). Oszacowano, że akumulacja lodu w tym czasie była równa 140 m^3 .

Podkreślano, że bilans energii w systemie jaskini jest kształtowany zasadniczo w półroczu chłodnym poprzez wymianę powietrza między jaskinią a otoczeniem na drodze ciepła odczuwalnego, a w mniejszym stopniu w półroczu ciepłym, gdzie znaczącą rolę odgrywa dostawa ciepła przez skałę oraz infiltrującą wodę. Stwierdzono, że udział powietrza w wymianie energii ma charakter dynamiczny, natomiast udział skały jest statyczny. Zdaniem autorów strumień ciepła utajonego (parowanie, sublimacja) miał, obok ciepła odczuwalnego, znaczący udział przy wychładzaniu jaskini. Nie określono jednak jego wielkości (Luetscher i in. 2003, Luetscher, Jeannin 2004b, Luetscher 2005).

1.2.7. Temperatura monolitu lodowego

Pierwsze na świecie pomiary temperatury monolitu lodowego wykonano w JL Scărișoara. Miało to miejsce w latach 1988–1989, Termometry zainstalowano w pięciu profilach na głębokości od 0,1 do 1,0 m. Analizy wykazały ścisłą zależność między przebiegiem temperatury monolitu lodowego a warunkami termicznymi panującymi we wnętrzu jaskini. Spadek temperatury powietrza w jaskini pociągał za sobą szybki spadek (do głębokości 1 m) temperatury lodu. Największe zmiany temperatury lodu notowano w jego wierzchniej warstwie. W lecie temperatura monolitu lodowego do głębokości 0,4 m wynosiła około $0,0^{\circ}\text{C}$, a na głębokości od 0,7 do 1,0 m – od $-0,1$ do $-0,2^{\circ}\text{C}$ (Racoviță, Onac 2000). W lutym 2003 roku, po wywierceniu otworu w monolicie lodowym, na głębokości 22,5 m zmierzono temperaturę lodu równą $-0,6^{\circ}\text{C}$ (Holmlund i in. 2005).

W przypadku JL w Ciemniaku pomiary temperatury lodu wskazywały, że temperatura w spągu pokrywy lodowej zmieniała się od $-0,1$ do $-0,6^{\circ}\text{C}$ (Rygielski, Siarzewski 1996).

W JL Monlési pomiary temperatury lodu prowadzono w aspekcie zbadania udziału monolitu lodowego w bilansie cieplnym jaskini. Termometry zainstalowano w jednym profilu o głębokości 8 m, a pomiary wykonywano od listopada 2002 do października 2003 roku. Sezonowe zmiany temperatury monolitu lodowego notowano w całym profilu, największe zachodziły do głębokości 2,5 m. Na głębokości 8 m, gdzie spąg monolitu lodowego przylega do skały, temperatura lodu zmieniała się od $0,0$ do $-0,2^{\circ}\text{C}$. Stwierdzono również, że w spągu monolitu lodowego zachodzi permanentna ablacja lodu i że monolit lodowy w tej jaskini ma cechy lodu ciepłego. Oszacowano, iż energia zmagazynowana we wnętrzu monolitu lodowego wynosi $-11,6$ GJ (Luetscher 2005).

Pierwsze pilotażowe pomiary temperatury monolitu lodowego wykonano także w jaskini Dachstein-Mammuthöhle. Pomiary wykonano w dwóch miejscach: pod spągiem

oraz na powierzchni lodu. Najniższa zmierzona temperatura na powierzchni lodu wynosiła $-3,0^{\circ}\text{C}$, z kolei pod jego powierzchnią stwierdzono obecność permafrostu (Hausmann i in. 2008).

1.2.8. Wpływ antropogeniczny i ochrona jaskiń lodowych

Wrażliwość środowiska jaskiń lodowych na naturalne zmiany klimatu wynika z faktu, że wiele z nich jest położonych w umiarkowanych szerokościach geograficznych, gdzie średnia roczna temperatura powietrza przekracza $0,0^{\circ}\text{C}$ (Luetscher 2005). W niektórych przypadkach, na naturalne zmiany klimatu w otoczeniu jaskiń lodowych nałożyły się dodatkowo czynniki antropogeniczne, które niejednokrotnie przyczyniały się do zmian mikroklimatu, a w konsekwencji do zaniku monolitu lodowego w ich wnętrzu.

W latach 1958–1959 w jaskini lodowej Nadėje pri Cvikove odbyła się planowana akcja naprawienia szkód wywołanych działaniami eksploratorów, którzy przekopując się do nowoodkrywanych fragmentów jaskini naruszyli jej mikroklimat. Od tamtej pory jaskinia jest zamknięta dla swobodnego ruchu turystycznego, dzięki czemu nastąpiło ustabilizowanie warunków mikroklimatycznych w jej wnętrzu (Hromas 1971).

Po II wojnie światowej w jaskini Dachstein-Rieseneishöhle wykopano drugi otwór wejściowy oraz wyciosano dodatkowe przejście do jej zalodzonego fragmentu. Działania te spowodowały zintensyfikowanie cyrkulacji powietrza w jaskini w okresie letnim, a następnie wzmożony ubytek lodu. W celu zatrzymania postępującej ablacji lodu w jaskini wstawiono w przejściu do jej zalodzonego fragmentu szczelnie zamykaną śluzę (Trimmel 1971).

Zanik szaty naciekowej w jaskiniach lodowych w Tatrach w XX wieku powiązano z globalnym ociepleniem klimatu oraz z czynnikiem ludzkim, tj.:

- rozkopywaniem na wiosnę korytarzy przyotworowych zablokowanych przez śnieg, co przyczyniało się do przyspieszenia okresu ablacji;
- podnoszeniem temperatury powietrza w jaskini przez wieloosobowe grupy penetrujące jaskinie;
- próbami zmiany cyrkulacji powietrza (wywołanymi ingerencją w morfologię jaskini) mającymi doprowadzić do wytopienia lodu w celu dalszej eksploracji;
- niszczeniem utworów lodowych.

Największe zmiany zauważono w jaskiniach jednootworowych, a najmniejsze w jaskiniach wielootworowych i w studniach. Aby zmniejszyć liczbę czynników zagrażających istnieniu lodu w jaskiniach jednootworowych zamknięto je całkowicie dla turystów, co w niektórych przypadkach spowodowało naturalne odrodzenie form lodowych. Okazało się również, że ingerencja w morfologię jaskini może przynieść zaskakujący skutek. Zmiany w morfologii w jaskini Bandzioch Kominiarski sprawiły, że jaskinia o sezonowym charakterze zalodzenia przekształciła się w jaskinię o stałym zalodzeniu (Siarzewski 1994).

Zmiany w środowisku klimatyczno-lodowym w Kungurskiej JL w XX wieku miały przede wszystkim związek z wydrążeniem dwóch tuneli mających usprawnić zwiedzanie jaskini przez turystów. Do 1937 roku zalodzenie jaskini regulowało się w sposób naturalny. Wydrążenie w 1937 roku pierwszego tunelu zaburzyło przebieg cyrkulacji powietrza i zintensyfikowało dostawę ciepła w okresie letnim. Wskutek tego w sali przylegającej do otworu wejściowego przestały tworzyć się kryształy lodowe, a nagromadzony wcześniej lód ulegał intensywniejszej ablacji. Jednocześnie strefa z sezonowo występującym lodem przesunęła się bliżej otworu wejściowego. Po odmarznięciu stropu w niektórych fragmentach jaskini zauważono, że odpadanie odłamków skalnych jest bardzo intensywne i stwarza zagrożenie dla zdrowia turystów. Przewyciężenie tej sytuacji zajęło wiele lat i było możliwe dzięki poznaniu mechanizmów rządzących

wymianą powietrza między otoczeniem a jaskinią.

Wydrążenie w 1972 roku drugiego tunelu sprawiło, że obszar zalodzenia jaskini zaczął się sukcesywnie powiększać. Jednakże w latach 80-tych XX wieku, kiedy liczba turystów odwiedzających jaskinię dochodziła do 200 tys. rocznie, formy lodowe ponownie zaczęły topnieć. Sytuacja ta wiązała się z większą dostawą ciepła przez turystów i oświetlenie, wpływem chłodnego powietrza z jaskini podczas wchodzenia i wychodzenia grup turystów oraz zaniedbaniem sterowania wentylacją jaskini w trakcie sezonu zimowego. Dodatkowo podczas katastrofalnej powodzi w 1979 roku do jaskini przedostała się fala powodziowa, która znacząco ogrzała wychłodzony wcześniej górotwór.

W związku z powyższym ustalono, że limity liczebności grup odwiedzających jaskinię będą wynosić maksymalnie 30 osób, interwał czasowy między kolejnymi wejściami będzie wynosił 15 minut, a podczas wejść i wyjść grup turystycznych służą w tunelu będą zamykane. Uregulowano również napływ chłodnego powietrza do jaskini w sezonie zimowym. Jednakże, pomimo wyżej wymienionych działań zasięg stałego zlodzenia na początku XXI wieku był dwukrotnie mniejszy, w porównaniu z latami 60-tych XX wieku.

Obecnie obserwuje się powolne zwiększanie zalodzenia w Kungurskiej JL. Stało się to możliwe dzięki wybudowaniu przegrody lodowej między dwiema zalodzonymi salami oraz sterowaniu wentylacją powietrza w jaskini w zimie, co umożliwiło skuteczniejsze wychładzanie jej wnętrza (Andrejchuk 1995, Mavlyudov, Kadebskaya 2004, Sivinskih 2005). Równolegle, w celu skuteczniejszej ochrony środowiska jaskiniowego, w tym szczególnie utrzymania zalodzenia w jaskini, zainstalowano kompleksowy monitoring hydrologiczno-klimatyczno-lodowy (Kadebskaya 2007, Kadebskaya, Pyatunin 2007).

W Silickiej Jaskini przekopanie się do niezalodzonych fragmentów jaskini jakie miało miejsce w 1931 roku naruszyło jej mikroklimat, a następnie wywołało wyraźny ubytek

lodu. W 1948 roku sztucznie utworzone przejście zamknięto drewnianymi drzwiami, dzięki czemu przywrócono naturalny stan mikroklimatu w jaskini. W 1987 roku przekopano jeden z syfonów w niezalodzonej fragmentacji jaskini, wskutek czego mikroklimat ponownie się zmienił. W 1998 roku ostatecznie zamknięto przejście do niezalodzonego fragmentu szczelnymi drzwiami, normalizując tym samym mikroklimat w jaskini (Zelinka 1999).

Zmiany w morfologii Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL wiązały się z ich eksploracją oraz przygotowaniem tych obiektów dla turystów. Zaburzyło to naturalną równowagę warunków mikroklimatyczno-lodowych panujących w ich wnętrzu (problem ten omówiono szerzej w podrozdziałach 3.1. i 3.2.). W związku z zaistniałymi wcześniej zmianami, w celu

rozpoznania długookresowych zmian mikroklimatu, w obu jaskiniach lodowych założono stały monitoring meteorologiczny. Obejmuje on obecnie rejestrację: temperatury, wilgotności względnej oraz kierunku i prędkości ruchu powietrza w jaskini (Zelinka 2002, Zelinka, Omelia 2008).

Z uwagi na wyjątkowy i niepowtarzalny charakter jaskiń lodowych czyni się starania o włączenie ich na Światową Listę Dziedzictwa Przyrody UNESCO. Udało się to już w przypadku Silickiej Jaskini (Zelinka 1999) oraz Dobšinskiej JL (Hlaváč 2001). Obecnie do nominacji proponowane są jaskinie lodowe: Kungurska (Krasnoshtein, Kadebskaya 2008) oraz Bolshaya Baidinskaya, Urungaiskaya i Argaracan (Trofimova 2008).

2. Cele i hipotezy badawcze pracy

Na przebieg rozwoju zjawisk klimatyczno-lodowych w badanych jaskiniach zasadniczy wpływ mają: różne położenie geograficzne jaskiń lodowych oraz ich indywidualne cechy morfologiczne. Klimat w otoczeniu jaskiń lodowych zależy od położenia geograficznego, tj. szerokości geograficznej i wysokości n.p.m., z kolei indywidualne cechy morfologiczne jaskiń kształtują przebieg wewnętrznej cyrkulacji powietrza. Ostatecznie, wewnętrzna cyrkulacja powietrza wraz z warunkami hydrologicznymi sprawia, że zjawiska klimatyczno-lodowe przybierają w jaskiniach lodowych właściwy dla nich charakter.

W świetle dotychczasowych badań klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach, w tym również w słowackich jaskiniach lodowych, nie zostały w pełni rozpoznane. Zgłębienie tego problemu jest ważne, ponieważ środowisko mikroklimatyczno-lodowe w jaskiniach kształtowane jest przede wszystkim przez naturalne zmiany klimatu zachodzące w ich otoczeniu. Jednocześnie środowisko to cechuje się szczególną wrażliwością na różnego rodzaju czynności związane z działalnością eksploratorską oraz przygotowaniem tych obiektów dla turystów.

W związku z powyższym podjęte opracowanie ma dwa cele. Pierwszy z nich, cel badawczy, ma przybliżyć zagadnienie klimatycznych uwarunkowań rozwoju zjawisk lodowych w jaskiniach. Na realizację tego celu złożony się ocena:

1. współczesnego stanu środowiska klimatyczno-lodowego w badanych jaskiniach;
2. bilansu cieplnego w zalodzonej fragmentacji Demänovskiej JL, w szczególności zbilansowanie dwóch strumieni wychładzających, tj. ciepła odczuwalnego i ciepła utajonego;
3. wpływu zewnętrznych warunków termicznych i wewnętrznej cyrkulacji powietrza na

zmiany temperatury monolitu lodowego w badanych jaskiniach;

4. zróżnicowanego oddziaływania czynników naturalnych i antropogenicznych na zmiany objętości i powierzchni lodu w badanych jaskiniach;
5. wpływu zewnętrznych warunków termicznych na zmiany zasięgu występowania form lodowych w badanych jaskiniach;
6. zmienności zasięgu występowania kryształów lodowych jako naturalnego wskaźnika przebiegu cyrkulacji powietrza w Dobšinskiej JL;
7. morfologicznych zmian wybranych form lodowych zachodzących pod wpływem warunków termicznych.

Równie ważnym celem badawczym będzie odnalezienie cech wspólnych oraz odrębności w rozwoju zjawisk klimatyczno-lodowych w badanych jaskiniach lodowych.

Drugi cel pracy jest natury użytkowej, a jego realizacja będzie miała następujący wymiar:

1. ustalenie zakresu oddziaływań antropogenicznych na zjawiska lodowe w badanych jaskiniach lodowych w Słowacji;
2. opracowanie wskazań ograniczających oddziaływania antropogeniczne i optymalizujących zachowanie naturalności środowiska lodowego w badanych jaskiniach.

W niniejszej pracy postawiono następujące hipotezy badawcze:

1. w jaskiniach lodowych istnieje ścisła zależność rozwoju zjawisk lodowych od warunków termicznych panujących w otoczeniu jaskini podczas półroczia chłodnego;
2. obecność turystów w jaskiniach lodowych w niewielkim stopniu oddziałuje na równowagę panującą w środowisku klimatyczno-lodowym, w porównaniu ze skutkami zmian związanymi z przekształcaniem morfologii badanych obiektów przez eksploratorów.

Wyniki badań przeprowadzonych w Demänovskej JL i Dobšinskej JL w Słowacji w okresie 2003-2008 oraz w JL Scărișoara w Rumunii w okresie 2007–2008, a także wy-

niki dotychczasowych badań i analiz z innych jaskiń lodowych, pozwalają na sformułowanie argumentów potwierdzających trafność wymienionych hipotez.

3. Ogólna charakterystyka badanych jaskiń lodowych

Podstawowy obszar badań obejmował dwie największe jaskinie lodowe w Słowacji, a mianowicie Demänovską JL i Dobšinską JL. Największa jaskinia lodowa w Rumunii tj. JL Scărișoara, stanowiła dodatkowy obiekt porównawczy.

3.1. Demänovská Jaskinia Lodowa

Pierwsza udokumentowana informacja o Demänovskiej JL pochodzi z 1672 roku, a jej autorstwo jest przypisywane J.P. Hainemu. W 1719 roku J. Bucholtz młodszy wykonał pierwszy plan jaskini. Późniejsze informacje podawane przez wielu podróżników, przyrodników i publicystów miały jedynie opisowy charakter. Jaskinia została udostępniona dla zwiedzających w latach 80-ych XIX wieku (Bernardovič 2000). Pod koniec XIX wieku badaniami genezy lodu jaskiniowego zajmowali się Schwalbe i Balch (Bella 2003b).

Zasadnicze badania nad lodem w Demänovskiej JL rozpoczęły się dopiero na początku lat 50-tych XX wieku. Impulsem do zainteresowania się przez badaczy Demänovską JL było zachwianie stabilności mikroklimatu w jaskini. Przebieg cyrkulacji powietrza we wnętrzu jaskini uległ zasadniczej zmianie, wskutek czego znajdujący się w jej wnętrzu lód zaczął raptownie zanikać (Boček 1954, Benicky 1957, Droppa 1957a, Otruba 1957, Otruba 1971, Halaš 1984). Głównymi przyczynami tego procesu były:

1. zmiany w morfologii jaskini, związane z eksploracją oraz przygotowaniem tego obiektu dla turystów;
2. zmniejszenie dostawy wody infiltracyjnej do jaskini spowodowane zmianami w pokryciu szaty roślinnej;
3. kilkuletnia seria ciepłych zim.

Aby przeciwdziałać postępującej ablacji monolitu lodowego podjęto działania naprawcze. Polegały one na zamurowaniu bądź przegrodzeniu śluzami nowo przekopanych przejść. Wskutek działań naprawczych warunki klimatyczne w jaskini powróciły do stanu quasi-naturalnego (Droppa 1957a, Otruba 1971, Halaš 1984).

Jednocześnie dla przywrócenia stanu zalodzenia jaskini sprzed 1950 roku zaczęto w sztuczny sposób dostarczać dodatkowe ilości wody do jej zalodzonego fragmentu. Dostawa dodatkowej wody jest praktykowana do tej pory, gdyż zakłada się (co nie jest potwierdzone naukowo), że w jaskini istnieje „niedobór naturalnie skapującej wody”.

Obecnie dodatkowa woda dostarczana jest w okresie największego wychłodzenia jaskini, tj. w środku zimy. Czynność ta wykonywana jest za pomocą spryskiwaczy ulokowanych na kilkunastu stanowiskach w zalodzonym fragmencie jaskini, które podają wodę w sposób „rozpraszający” bezpośrednio na powierzchnię lodu dennego. W innych miejscach wprowadzana woda dostaje się do jaskini przez szczeliny stropowe. Woda ta pochodzi z nawadnianego korytarza, znajdującego się bezpośrednio nad zalodzonym fragmentem jaskini. W ten sposób, obok naturalnej akumulacji lodu w jaskini, ma miejsce przyrost „sztucznego” lodu.

Pierwsze okresowe pomiary temperatury i wilgotności względnej powietrza przeprowadzono w jaskini w 1952 roku. Przedstawiono wówczas schemat letniej i zimowej cyrkulacji powietrza w jej wnętrzu oraz scharakteryzowano najważniejsze cechy jej zlodzenia. Określono wiek lodu, a także wyjaśniono jego genezę (Droppa 1957a).

W latach 1954–1956 i 1969–1970 wykonano okresowe pomiary temperatury, wilgotności względnej i ruchu powietrza, a w latach 1955–1957 okresowe pomiary tem-

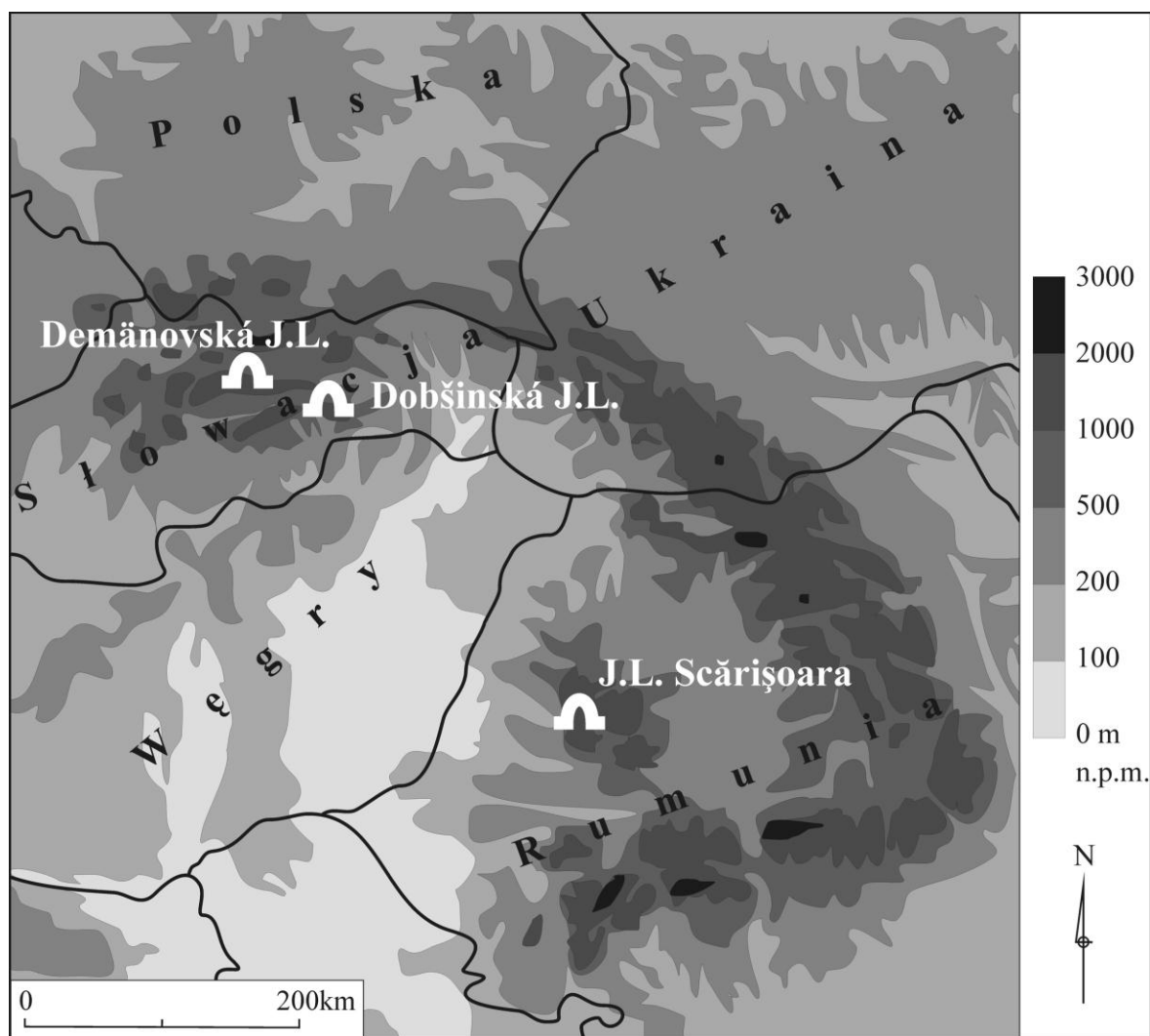
peratury skały. Przedstawiono również ogólne schematy cyrkulacji powietrza w jaskini dla trzech zim: 1953/54, 1954/55 i 1969/70. Przedmiotem rozważań było także wyjaśnienie genezy zlodzenia jaskini oraz prognoza kierunku jego rozwoju. Stwierdzono, że zasięg występowania lodu w jaskini nie zmienia się. Jednocześnie scharakteryzowano warunki meteorologiczne panujące w jaskini w kontekście problemu istnienia lodu (Otruba 1957, Otruba 1971).

Najdłuższy, ciągły monitoring temperatury powietrza przeprowadzono w latach 1970–1982, Uzupełnieniem pomiarów temperatury powietrza w jaskini były wyniki pomia-

rów temperatury skały z okresu 1977–1978 (Halaš 1983, Halaš 1984). Wszyscy wymienieni wyżej badacze opisali ogólnie te fragmenty jaskini, które cechowały się stałym bądź sezonowym występowaniem form lodowych.

3.1.1. Położenie, geneza i morfologia jaskini

Demänovská JL znajduje się w środkowej części Słowacji (ryc. 3). Jest położona na $49^{\circ}01'$ szerokości geograficznej północnej i $19^{\circ}35'$ długości geograficznej wschodniej,



Ryc. 3. Rozmieszczenie badanych jaskiń lodowych w Europie Środkowej (opracowanie własne na podstawie: Górski, Jędrzejewska 2004).

9 km na południe od miejscowości Liptovský Mikuláš. Jaskinia znajduje się na wschodnim zboczu Demänovskiej doliny (w Niskich Tatrach; ryc. 4), 90 metrów nad jej dnem, pod skałą Bašta (Bella 2003b). Stanowi ona północną część systemu Jaskiń Demänovskich (ryc. 5), którego łączna długość wynosi 35 214 m.

Wejście do jaskini skierowane jest na północny-zachód, natomiast wyjście na południowy-zachód (ryc. 6 i 7). Łączna długość korytarzy jaskiniowych wynosi 2445 m, przy deniwelacji sięgającej 57 m. Otwór wejściowy do jaskini znajduje się na wysokości 840 m n.p.m. Otwór wyjściowy z jaskini o przekroju równym około 15 m² jest położony kilka metrów poniżej otworu wejściowego. Długość trasy turystycznej wynosi 650 m (Bella i in. 2007).

Jaskinia powstała w neogenie, na skutek podziemnego przepływu potoku Demänovka

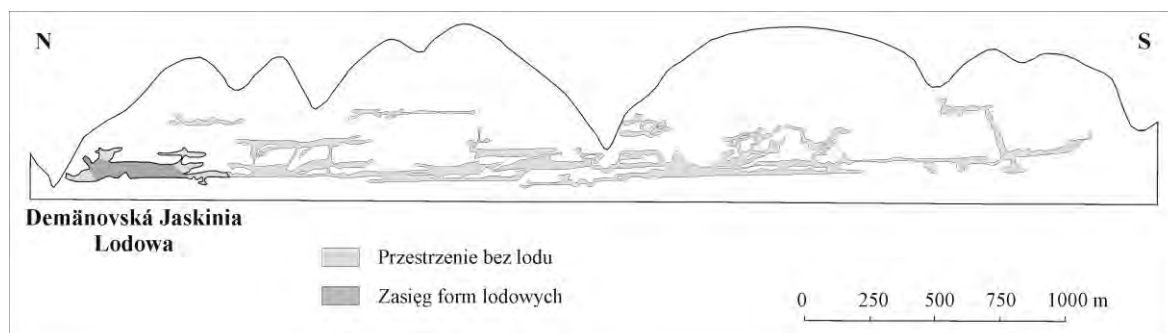
w środkowo-triasowych, ciemnoszarych wapieniach gutenstainskich. Zbudowana jest z szeregu komór i wąskich korytarzy rozwiniętych na trzech poziomach, o głównej osi przebiegającej z południowego-wschodu na północny-zachód (Droppa 1957a). Obecnie w Demänovskiej JL nie ma żadnego aktywnego cieku. Naturalna woda dostaje się do wnętrza jaskini poprzez system szczelin łączących jaskinię z powierzchnią.

Demänovská JL znajduje się w Parku Narodowym Niskie Tatry na terenie Narodowego Rezerwatu Przyrody Demänovská dolina (Lacika 1992). Obecnie jaskinia jest udostępniona dla turystów w okresie od 15 maja do 30 września każdego roku.

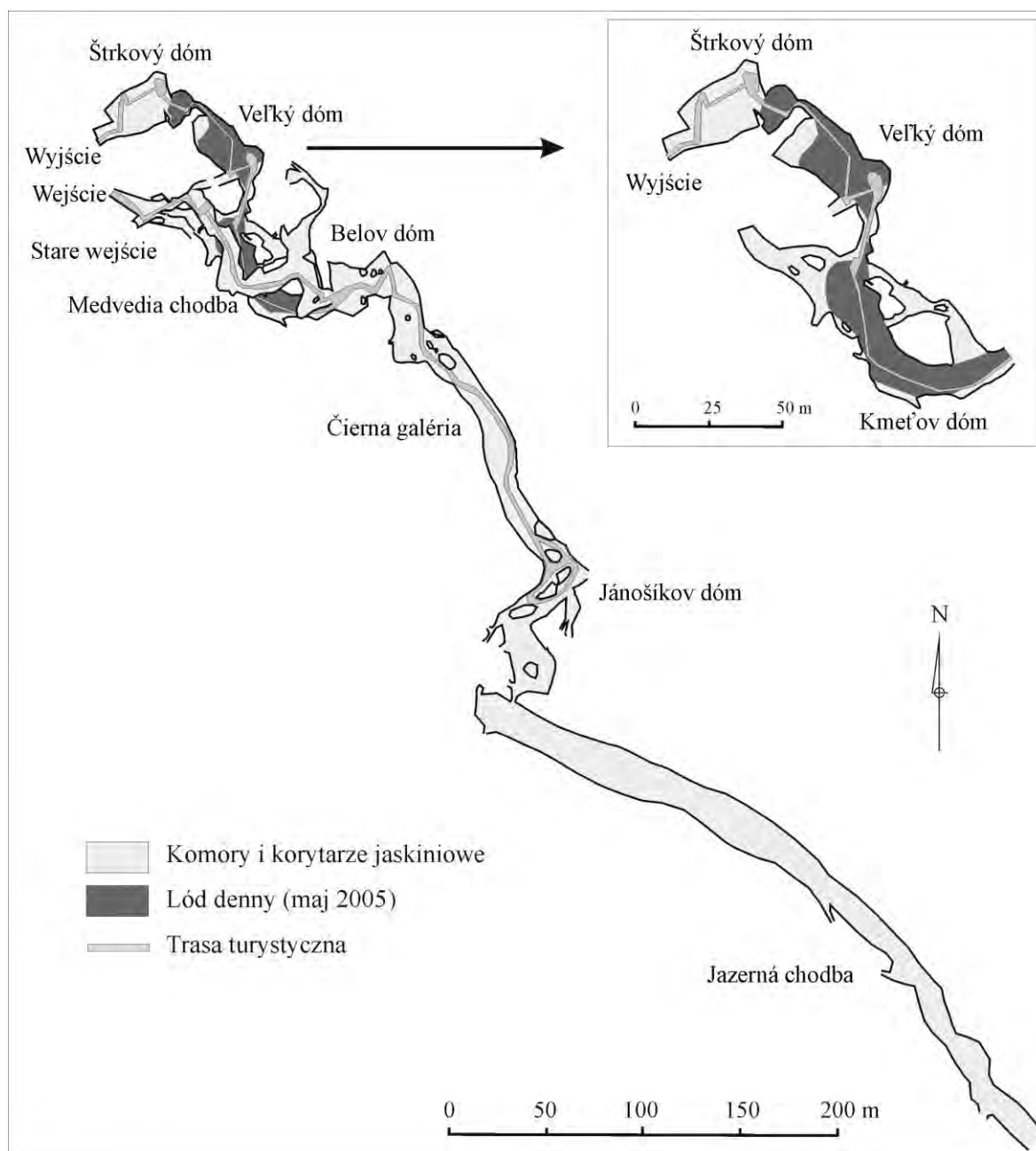
Warunki determinujące stałe występowanie monolitu lodowego w Demänovskiej JL są związane z morfologią, położeniem otworów wejściowych oraz cyrkulacją powietrza jaskiniowego (Droppa 1957a, Otruba 1957,



Ryc. 4. Górny odcinek Demänovskiej doliny, widok z tarasu przy Demänovskiej JL (fot. K. Strug).



Ryc. 5. Demänovská JL w systemie Demänovskich jaskiń – przekrój podłużny (opracowanie własne na podstawie: Bella 1988).



Ryc. 6. Plan Demänovskiej JL; w prawym górnym rogu zalodzony fragment jaskini (opracowanie: Strug, Ze-linka 2008b).



Ryc. 7. Otwór wyjściowy w Demänovskiej JL, widok z jaskini (fot. K. Strug).

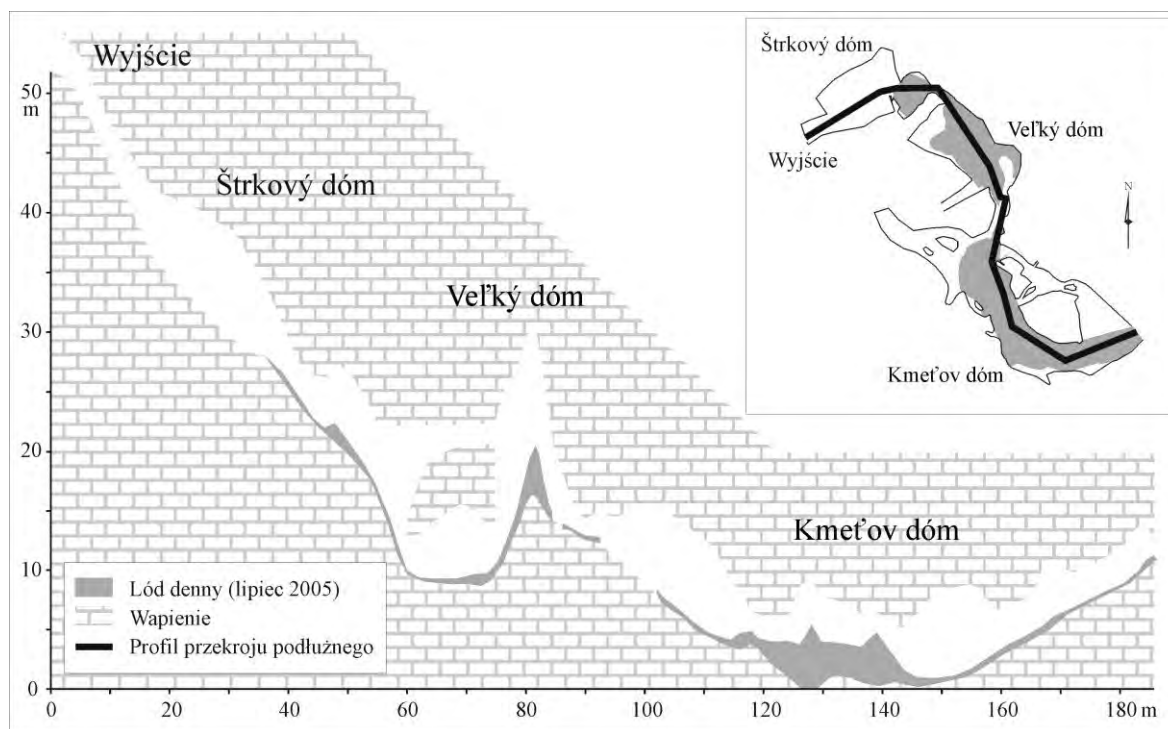
Otruba 1971, Halaš 1984, Strug i in. 2006, Piasecki i in. 2007, Strug, Zelinka 2008a). Przebieg cyrkulacji powietrza w jaskini omówiono szerzej w podrozdziale 5.1.

3.1.2. Lód jaskiniowy

W północno-zachodnim fragmencie Demänovskiej JL, w tzw. zalodzonej fragment jaskini – rozciągającym się między otworem wyjściowym a komorą Kmeťov dóm – znajduje się trwałe wypełnienie lodowe, tj. lód denný. Lód denný stanowi podstawę wypełnienia lodowego Demänovskiej JL i występuje przede wszystkim w dwóch salach: Kmeťov dóm i Veľký dóm. Wypełnienie lodowe rozciąga się na długości około 150 m i nie tworzy pokrywy o charakterze ciągłym.

Najbardziej zalodzoną komorą jest Kmeťov dóm. W jej środkowej części, na stosunkowo niewielkiej powierzchni, zgromadzona jest ponad połowa całej objętości lodu jaskiniowego (ryc. 8 i 9). Ponad połowę powierzchni monolitu lodowego w jaskini zajmuje jego cienka, 0,5 m warstwa (Strug i in. 2006). Lód denný nie posiada żadnych cech świadczących o jego ruchu postępowym (Knap 2000).

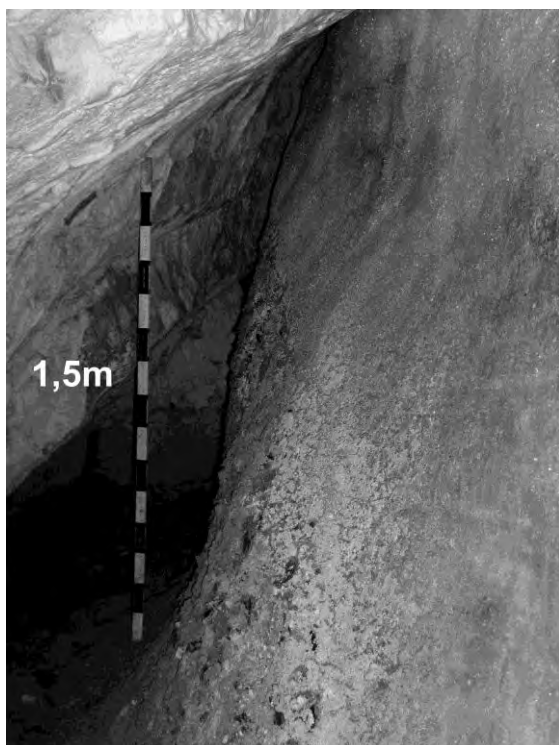
Północno-środkowy fragment lodu dennego w sali Kmeťov dóm zakończony jest klifem lodowym o wysokości 3 m (ryc. 10). Na uwagę zasługuje fakt, że w najgłębszym miejscu komory Kmeťov dóm znajduje się jezioro o powierzchni kilkunastu metrów kwadratowych, które utrzymuje się przez cały rok, a jego temperatura wynosi około 0,1°C (Droppa 1957a).



Ryc. 8. Zalodzony fragment Demänovskej JL – przekrój podłużny i plan (opracowanie: Strug i in. 2008b).



Ryc. 9. Demänovská JL – środkowy fragment komory Kmeťov dóm (fot. K. Strug).



Ryc. 10. Fragment klifu lodowego w Demänovskiej JL w sali Kmeťov dóm (fot. K. Strug).

Lód w jaskini pojawił się prawdopodobnie około 400–500 lat temu na skutek naturalnego zasypania starego otworu wyjściowego, znajdującego się kilkadziesiąt metrów poniżej współczesnego wyjścia z jaskini (Droppa 1957a, Bella 1998). Następstwem tego zdarzenia było intensywne wychładzanie komór znajdujących się bezpośrednio za obecnym wyjściem z jaskini w okresie zimowym, co sprzyjało procesowi akumulacji lodu. Na pojawienie się lodu wpłynęło również zablokowanie przez osady namuliskowe przejścia między Demänovską JL a dalszą częścią systemu jaskiń Demänovskich, co znacznie ograniczyło wymianę ciepłego powietrza między nimi.

W Demänovskiej JL, obok lodu dennego, występują sezonowo bądź sporadycznie również inne formy lodowe. Należą do nich: kolumny lodowe, stalaktyty lodowe, stalagmity lodowe, naścienne i spągowe polewy lodowe, kryształy lodowe, jeziora lodowe, lód włóknisty oraz nawiewany śnieg. W optimum

ich rozwoju, tj. wiosną, występują one niezwykle licznie. Rozmieszczenie tych form zależy przede wszystkim od przestrzennego zróżnicowania warunków termicznych panujących we wnętrzu jaskini. Warunki te kształtowane są głównie przez intensywność i trwałość napływu chłodnego powietrza do jaskini w półroczu chłodnym oraz przebieg cyrkulacji powietrza w jej wnętrzu (Strug 2004).

3.2. Dobšinská Jaskinia Lodowa

Pierwsza udokumentowana informacja o Dobšinskiej JL pochodzi z 15 czerwca 1870 roku. Jej autorem był inż. Eugen Ruffini, odkrywca jaskini. W 1871 roku wykonał on pierwszy plan jaskini. W tym samym roku jaskinia została udostępniona dla turystów (Bella 2003b).

Od samego początku jaskinia wzbudziła ogromne zainteresowanie naukowców. Pierwsze jej badania dotyczyły mikroklimatu, następnie – lodu jaskiniowego, a w konsekwencji całego środowiska jaskini. Pierwsze wyjaśnienie genezy monolitu lodowego i innych form lodowych w jaskini podał J.S. Krenner (za: Prikryl 1985, Bella, Lalkovič 2004).

Do szerszego zainteresowania Dobšinską JL przyczynił się obserwowany, na przełomie lat 40-tych i 50-tych XX wieku, ubytek lodu w jaskini (Anonim 1951, Ondroušek 1952, Petrovič 1952b, Petrovič, Šoltís 1971). Powodami tego procesu były prawdopodobnie:

- otwarcie dostępu do nieznanymi fragmentów jaskini i związana z tym zmiana cyrkulacji powietrza;
- kilkuletnia seria ciepłych zim;
- wystąpienie wiatrołomu nad jaskinią, sprzyjającego większemu ogrzewaniu skały i większej dostawie ciepłej wody do jej wnętrza w okresie letnim;
- intensywna eksploatacja turystyczna.

Zagadnieniami klimatycznymi oraz zalodzeniem Dobšinskiej JL zajął się na początku lat 50-tych XX wieku A. Droppa (1957b, 1960). Oszacował on wiek i objętość lodu

w jaskini, opisał jego genezę i strukturę oraz wymieniał korzystne i niekorzystne warunki dla jego rozwoju. Nadmienił również o występowaniu w jaskini kryształów lodowych o kilkucentymetrowych rozmiarach. Autor opracował schemat cyrkulacji powietrza w jaskini i opisał najważniejsze cechy jej mikroklimatu.

Na podstawie regularnych pomiarów kierunku i prędkości ruchu powietrza oraz temperatury powietrza prowadzonych w okresie 1950–1965 opisano warunki mikroklimatyczne oraz ich związek z istnieniem lodu w jaskini. Stwierdzono, że kryształy lodowe tworzą się obficie w szczelinach między skałą i lodem (Petrovič 1952a, Petrovič 1952b, Petrovič, Šoltís 1971). Kilka lat później opisano morfologię lodu jaskiniowego (Déneš 1968) oraz zbadano związek rozmieszczenia nacieków lodowych z istnieniem szczelin w stropie jaskini (Jakal 1971).

W latach 1975–1976 badania nad mikroklimatem i cyrkulacją powietrza w jaskini prowadził F. Šiška z zespołem (1977). Stwierdzono wówczas, że wymiana chłodnego powietrza jest głównym czynnikiem odpowiedzialnym za formowanie lodu w jaskini. Badaniami mikroklimatu, cyrkulacji powietrza oraz temperatury skały w jaskini zajmowano się również w latach 70-tych i 80-tych XX wieku. Opracowano wówczas schemat przebiegu i struktury wymiany powietrza w jej zalodzonej fragmentacji (Halaš 1985, Halaš 1989).

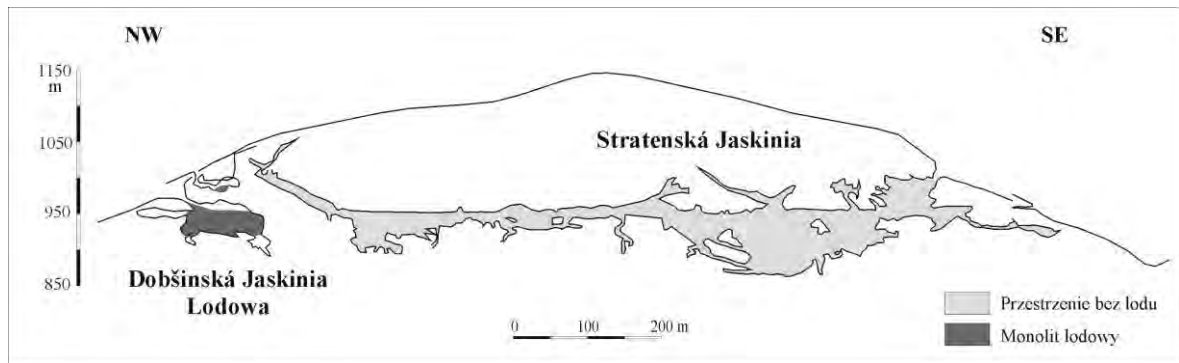
Istotne zmiany w morfologii lodu jaskiniowego w Dobšinskiej JL miały miejsce w latach 70 i 80-tych XX wieku. Były one związane z rekonstrukcją trasy turystycznej. W tym czasie wyciosano w monolicie lodowym, nieopodal naturalnego otworu, drugi otwór wejściowy do jaskini. Na skutek tego działania zmianie uległa cyrkulacja powietrza, a także zaobserwowano zwiększony ubytek lodu w komorze sąsiadującej z otworem wejściowym. Zniknęło wówczas wiele nacieków

lodowych i przestały się pojawiać kryształy lodowe. Wkrótce potem nowo powstałe wejście zostało całkowicie zagrodzone, dzięki czemu warunki mikroklimatyczno-lodowe powróciły do stanu poprzedniego (Bobro i in. 1995a, Bobro i in. 1995b, Zelinka 1996).

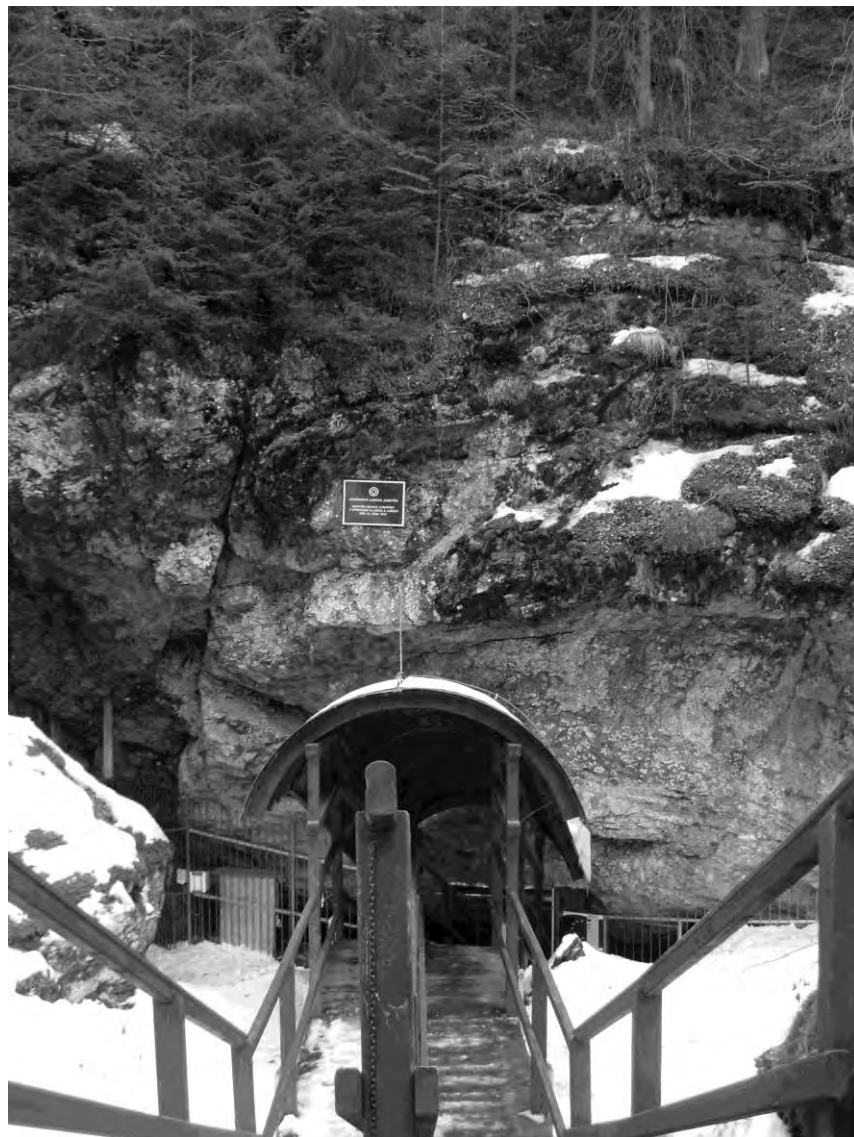
3.2.1. Położenie, geneza i morfologia jaskini

Dobšinská JL położona jest około 60 km na ESE od Demänovskiej JL (ryc. 3) na 48°52' szerokości geograficznej północnej i 20°18' długości geograficznej wschodniej, 20 km na południe od Popradu. Jaskinia znajduje się w Słowackim Raju (Spišsko-Gemerski kras) i pod względem genezy stanowi część systemu jaskini Stratenskej (ryc. 11), którego łączna długość korytarzy wynosi 21 987 m. Otwór wejściowo-wyjściowy jaskini ma miejscami do 2,5 m wysokości i jest szeroki na około 20 m. Znajduje się na północno-zachodnim stoku masywu krasowego Duča na wysokości 969 m n.p.m, 130 m ponad dnem doliny rzeki Hnilec (ryc. 12). Długość korytarzy jaskiniowych wynosi 1491 m, przy deniwelacji sięgającej 112 m. Długość trasy turystycznej wynosi 475 m (Bella 2003b, Bella i in. 2007).

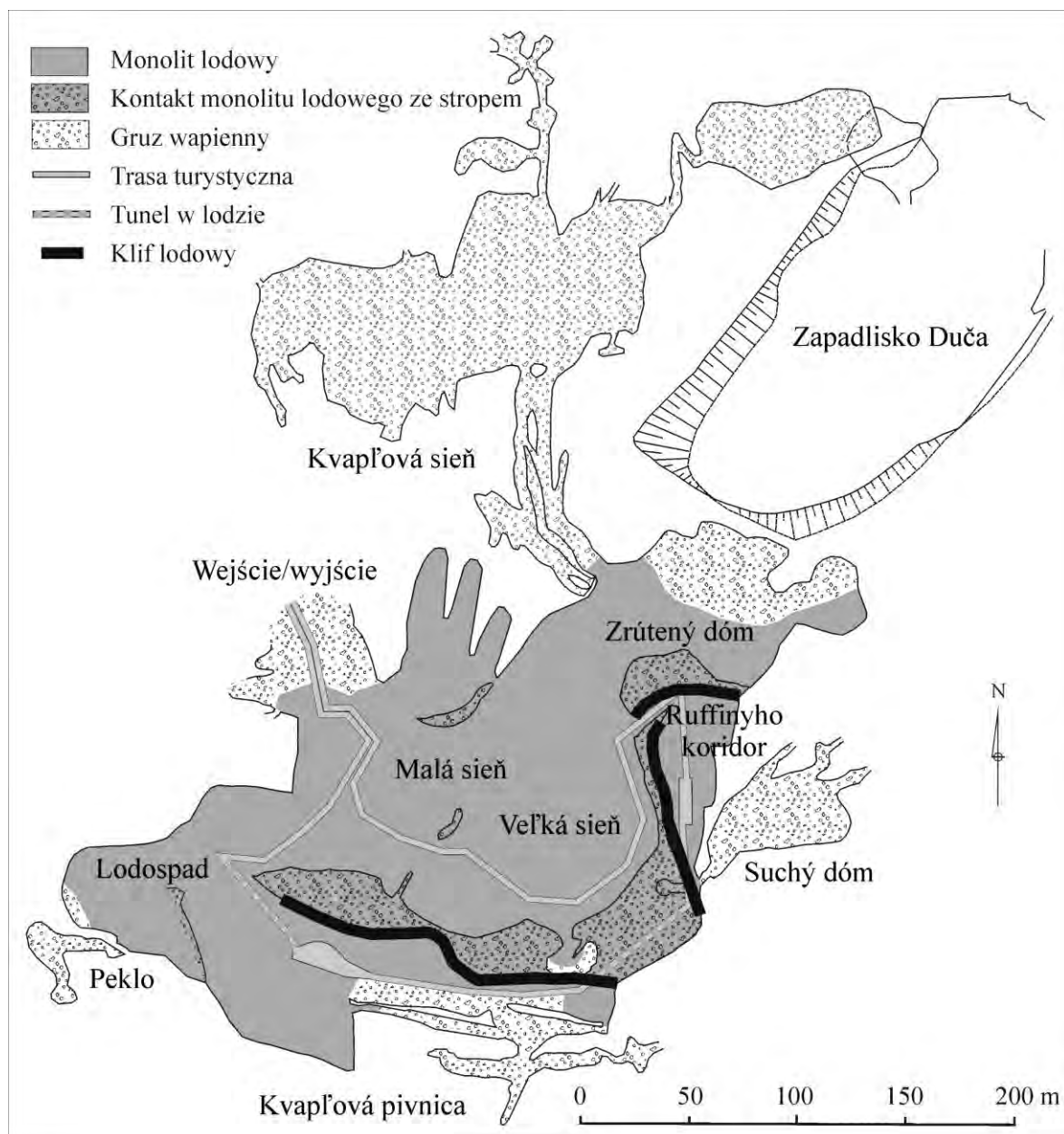
Dobšinská JL powstała w neogenie, w wyniku erozyjnej działalności paleo-Hnilca, w środkowotriasowych, steinalmskich i wettersteińskich wapieniach budujących masyw Duča. Główny element jaskini stanowi ogromna komora wypełniona monolitem lodowym, wokół której rozmieszczone są niezalodzone komory (ryc. 13). Obecnie w Dobšinskiej JL nie ma żadnego aktywnego cieku. Główny element hydrologiczny stanowi woda infiltracyjna, która do wnętrza jaskini przedostaje się systemem szczelin w górotworze.



Ryc. 11. Dobšinská JL w systemie Jaskini Stratenskiej – przekrój podłużny (opracowanie własne na podstawie: Tulis, Novotný 2002).



Ryc. 12. Otwór wejściowo-wyjściowy w Dobšinskiej JL, widok sprzed jaskini (fot. K. Strug).



Ryc. 13. Plan Dobšinskéj JL (opracowanie: Strug, Zelinka 2008c).

Współcześnie Dobšinská JL nie jest bezpośrednio połączona z jaskinią Strateńską. Rozdzielenie obu jaskiń nastąpiło w plejstocenie, prawdopodobnie między zlodowaceniem mindel i riss, na skutek zapadnięcia się części stropów jaskiń. W wyniku kolapsu powstało zapadlisko Duča rozdzielające obie jaskinie oraz zapadlisko wejściowe w Dobšinskéj JL (ryc. 13). Wskutek powstania zapadlisk rozpoczął się intensywny napływ chłodnego powietrza w okresie zimowym do wnętrza Dobšinskéj JL, który do dzisiaj kształtuje odpowied-

nie warunki dla zlodzenia jaskini (Novotný 1995).

Dobšinská JL znajduje się na terenie Narodowego Rezerwatu Przyrody Stratená wchodzącego w skład, utworzonego w 1988 roku, Parku Narodowego Słowacki Raj. Jaskinia jest udostępniona dla turystów w okresie od 15 maja do 30 września każdego roku (Tulis, Novotný 1989, Bella 2003b).

3.2.2. Lód jaskiniowy

Główny element środowiska jaskiniowego Dobšinskiej JL stanowi monolit lodowy. Spąg monolitu lodowego opada pod kątem 30–40° w kierunku południowo-wschodnim. Monolit lodowy styka się ze stropem jaskini na długości ponad 150 m (ryc. 13). Na północ od tego odcinka, w salach Malá sieň, Veľká sieň i Zrútený dóm, monolit lodowy ma kształt nierównej powierzchni i buduje górny poziom jaskini. Natomiast południowa strona jaskini, w profilu: Lodospad-Kvapľová pivnica-Ruffinyho koridor, tworzy długi korytarz z klifem lodowym o kilku, bądź kilkunastometrowej wysokości (ryc. 14, 15 i 16). Korytarz ten stanowi dolny poziom jaskini.

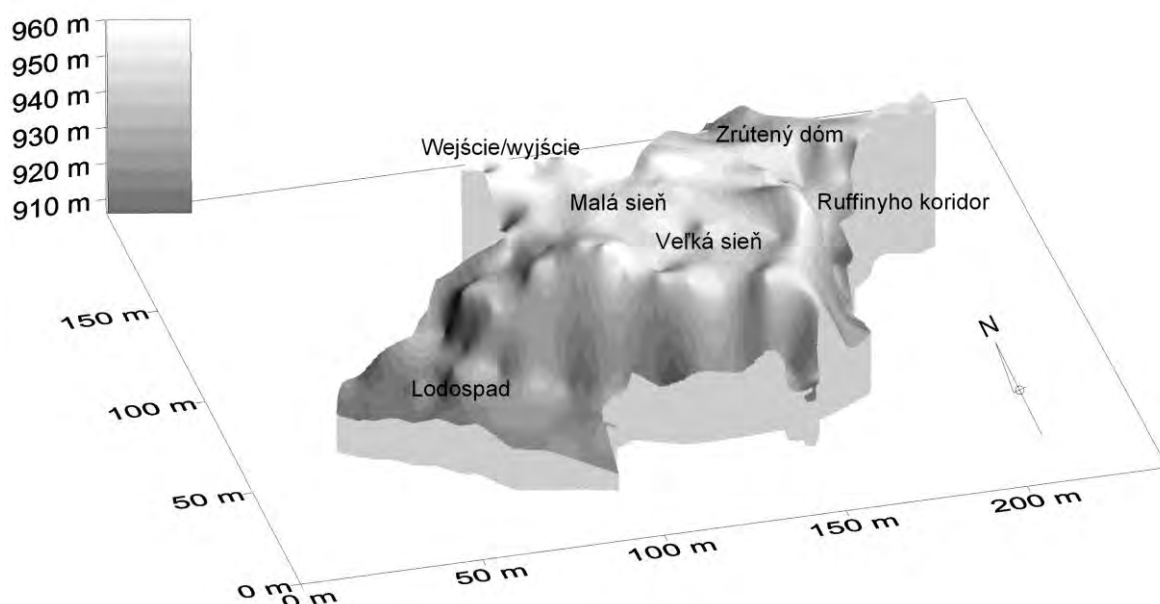
Monolit lodowy w Dobšinskiej JL przemieszcza się w sposób horyzontalny i wertykalny w tempie od kilku do kilkudziesięciu milimetrów w ciągu roku (Lalkovič 1995, Tulis 1997).

Powierzchnia monolitu lodowego jest urozmaicona różnego rodzaju formami morfo-

logicznymi. Są wśród nich naturalne formy ablacyjne oraz mechaniczne uszkodzenia spowodowane działaniem człowieka (Bella 2003a, Bella 2007).

Całkowita powierzchnia monolitu lodowego w jaskini wynosi 9772 m², objętość oszacowano na 110 000 m³, a jego największą grubość na 26,5 m (Tulis, Novotný 2007). W salach: Peklo, Kvapľová pivnica, Kvapľová sieň oraz Suchý dóm monolit lodowy nie występuje.

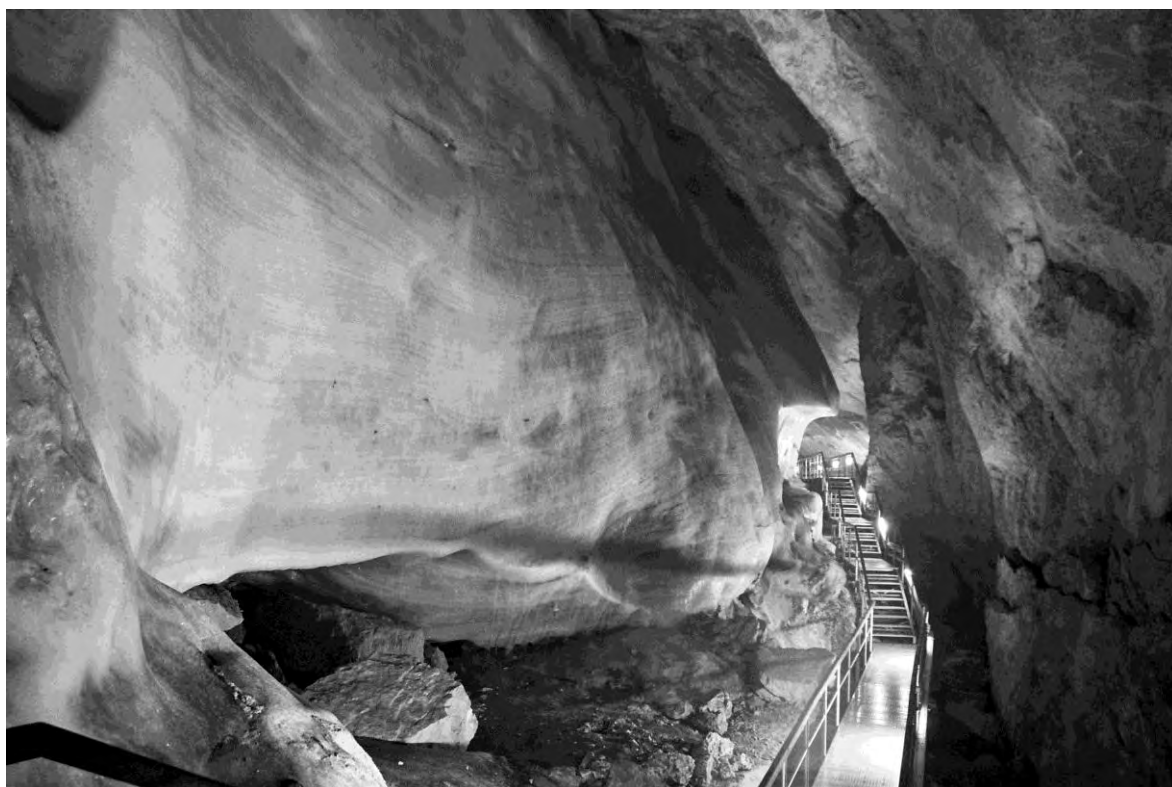
Innym ważnym składnikiem środowiska lodowego jaskini są nacieki lodowe: stalaktyty, stalagmity, stalagnaty i naścienne polewy lodowe. Wśród nich przeważają niewielkie stalaktyty i stalagmity lodowe o wysokości do kilkudziesięciu centymetrów. W kilku miejscach na powierzchni monolitu lodowego rozmieszczone są wieloletnie stalagmity i stalagnaty lodowe o kilkumetrowej wysokości (ryc. 15). Powszechnie występującą w jaskini formą lodową są niewielkich rozmiarów kryształy lodowe. W jaskini pojawia się również lód włóknisty oraz nawiewany śnieg (Strug 2004).



Ryc. 14. Morfologia powierzchni monolitu lodowego w Dobšinskiej JL (opracowanie własne na podstawie danych hipsometrycznych z: Tulis, Novotný 1989, Tulis, Novotný 1995, Tulis, Novotný 2002).



Ryc. 15. Dobšinská JL – komora Veľká sieň (fot. K. Strug).



Ryc. 16. Klif lodowy w dolnym poziomie Dobšinskiej JL (fot. Ł. Pawlik, za zgodą autora).

3.3. Jaskinia Lodowa Scărișoara

Pierwsza udokumentowana informacja o JL Scărișoara znalazła się w przewodniku turystycznym wydany w 1847 i 1857 roku. Pierwszą pracę na temat jaskini opublikował Peters, natomiast Schmidl wykonał jej pierwsze mapy i przekroje. W latach 1921–1923 E. Racoviță odwiedził jaskinię kilkakrotnie i stwierdził, że monolit lodowy ma najprawdopodobniej dziesiątki metrów grubości i wypełnia jej znaczący obszar. Jako pierwszy zauważył on związek akumulacji i ablacji lodu z sezonowymi zmianami temperatury powietrza w jaskini, jak również fakt akumulowania się w jej wnętrzu ogromnych ilości chłodnego powietrza.

W 1947 roku zespół pod kierunkiem M. Popa odwiedził, eksplorował i skartował nieznane korytarze jaskiniowe oraz opisał morfologię monolitu lodowego. W czasie ekspedycji pozostawiono na wapiennej ścianie, widoczny do dzisiaj, reper ilustrujący poziom lodu jaskiniowego (Holmlund i in. 2005).

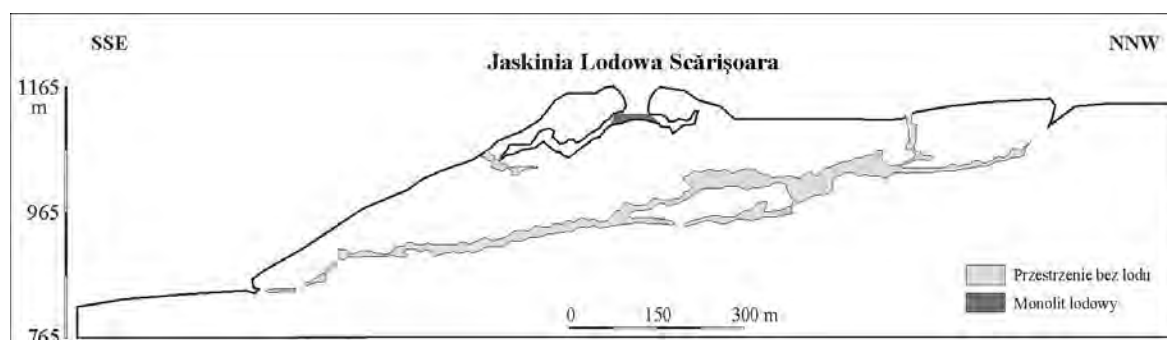
Przed kilkoma laty ukazała się monografia autorstwa Racoviță i Onaca (2000), w której zostały przedstawione wyniki badań środowiska klimatyczno-lodowego JL Scărișoara. Jest to kompilacja 45 wcześniejszych publikacji z okresu 1963–1995 opisujących warunki klimatyczne i lodowe jaskini oraz ich wzajemne powiązania. Autorami tych prac byli naukowcy z Instytutu Speleologii w Cluj-Napocy.

3.3.1. Położenie, geneza i morfologia jaskini

JL Scărișoara znajduje się w północno-zachodniej części Rumunii (ryc. 3). Położona jest na 46°25' szerokości geograficznej północnej i 22°52' długości geograficznej wschodniej, w odległości 62 km na WSW od miejscowości Cluj-Napoca. Jaskinia znajduje się w centralnej części Gór Apuseni i pod względem genezy stanowi fragment systemu Ocoale-Ghețar-Dobrești (ryc. 17), którego łączna powierzchnia wynosi 3,6 km².

Jaskinia znajduje się na obszarze typowego płaskowyżu krasowego. Korytarze jaskiniowe powstały w środkowotriasowych wapieniach w wyniku rozpuszczania skał przez wody freatyczne, a następnie przez erozyjną działalność podziemnych rzek z sąsiednich dolin: Ordâncușa i Gârda Seacă. Z kolei powstanie zapadliska wejściowego było związane z zapadnięciem się doliny nad jaskinią. Po powstaniu zapadliska wejściowego rozpoczął się intensywny napływ chłodnego powietrza do wnętrza jaskini w półroczu chłodnym, dzięki czemu zaistniały sprzyjające warunki do jej zlodzenia.

Otwór wejściowo-wyjściowy jaskini znajduje się w centralnej części masywu krasowego Bihor na wysokości 1165 m n.p.m., 465 m ponad dnem doliny Gârda Seacă. Otwór o wymiarach 24 m na 17 m i ekspozycji zachodniej, znajduje się w dnie kolistego zapadliska o średnicy 60 m i głębokości 47 m



Ryc. 17. JL Scărișoara w systemie jaskiń Ocoale-Ghețar-Dobrești – przekrój podłużny (opracowanie własne na podstawie: Racoviță, Onac 2000).

(ryc. 18). Długość korytarzy jaskiniowych wynosi 700 m, przy deniwelacji sięgającej 105 m. Długość trasy turystycznej wynosi około 320 m.

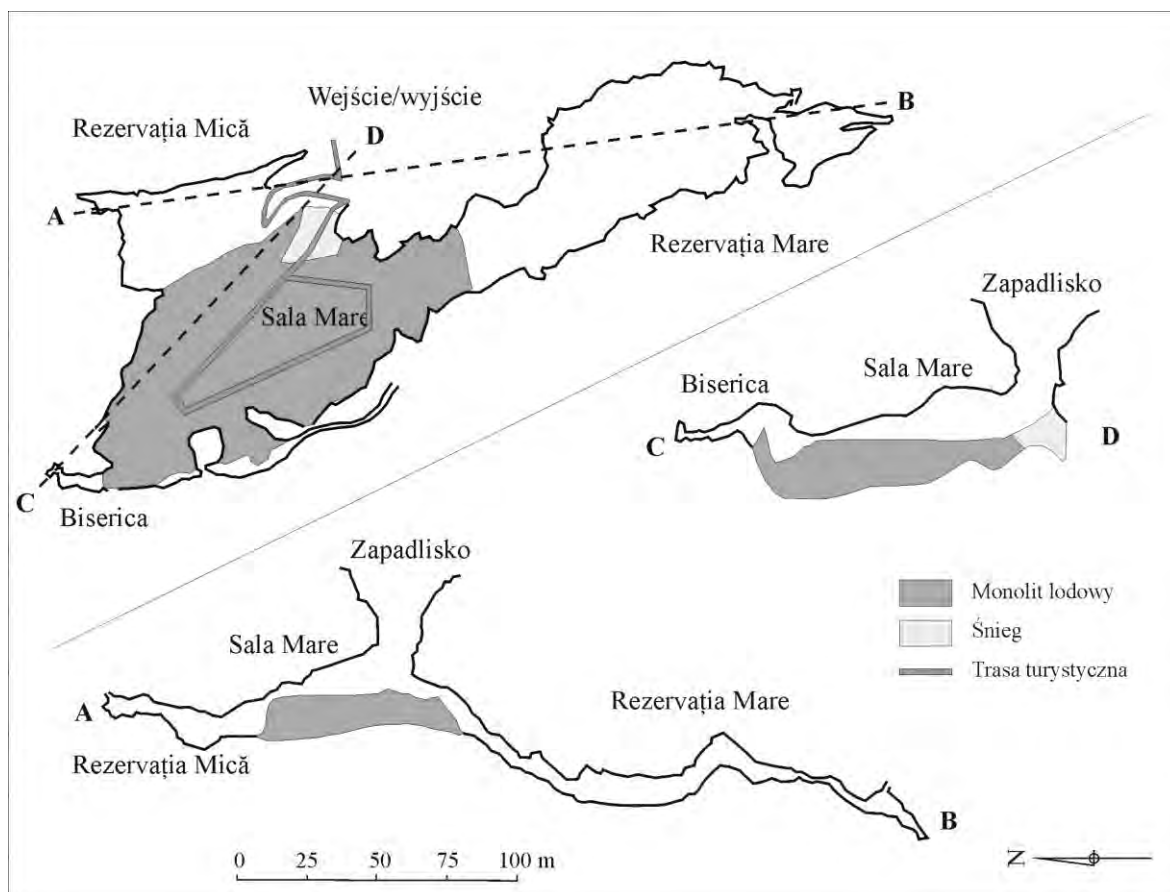
JL Scărișoara zbudowana jest z wielkiej komory wypełnionej monolitem lodowym, od której na południowy-wschód rozciąga się

pozbawiona monolitu lodowego komora Rezerwatia Mare (ryc. 19).

Od 1933 roku jaskinia jest Naturalnym Zabytkiem Przyrody Rumunii. Współcześnie obiekt jest udostępniony dla turystów przez cały rok (Racoviță, Onac 2000, Holmlund i in. 2005).



Ryc. 18. Otwór wejściowo-wyjściowy w dnie zapadliska w JL Scărișoara, widok z jaskini (fot. K. Strug).



Ryc. 19. Plan i przekroje przez JL Scărișoara (opracowanie: Strug i in. 2008a, na podstawie: Racoviță, Onac 2000).

3.3.2. Lód jaskiniowy

Główny element środowiska jaskini stanowi monolit lodowy, który jest usytuowany na dnie zapadliska, 48 m poniżej jego górnego poziomu. Powierzchnia monolitu lodowego w centralnej sali Sala Mare rozciąga się w sposób horyzontalny (ryc. 20). Wschodni fragment monolitu lodowego, w kierunku wyjścia z jaskini, pokryty jest wieloletnią i wielometrową warstwą śniegu (ryc. 18). Od strony sali Rezervația Mare i Rezervația Mică monolit lodowy jest zakończony klifem lodowym o kilkunastometrowej wysokości, z kolei od strony sali Biserica klif lodowy ma wysokość 8 m.

W półroczu ciepłym na powierzchni monolitu lodowego w sali Sala Mare tworzy się 10–15 centymetrowa warstwa wody o powierzchni kilkuset metrów kwadratowych.

Podstawowe źródło nadbudowywania monolitu lodowego w półroczu chłodnym stanowi woda pochodząca z topniejącego śniegu oraz z infiltracji (Racoviță, Onac 2000, Perșoiu 2004).

Innym ważnym składnikiem środowiska lodowego jaskini są nacieki lodowe. Znajdują się one głównie w komorze Biserica, gdzie obserwuje się ponad 100 wieloletnich stalagmitów lodowych o kilkumetrowej wysokości. Dynamika ich rozwoju zależy bezpośrednio od ilości skapującej wody oraz temperatury powietrza panującej we wnętrzu jaskini. W okresie zimowo-wiosennym w sali Sala Mare występują obfite ilości kryształów lodowych o grubości do 20 cm (Perșoiu 2004).

Stalagmity formują się również w sali Rezervația Mică i w centralnej części komory Sala Mare. W sali Rezervația Mare nacieki lodowe pojawiają się w odległości kilkudziesięciu metrów od monolitu lodowego znajdu-



Ryc. 20. JL Scărișoara – komora Sala Mare (fot. A. Perșoiu, za zgodą autora).

jącego się w komorze Sala Mare. W końcowym fragmencie komory Rezervația Mare nie obserwuje się już form lodowych.

Powierzchnia monolitu lodowego w jaskini wynosi łącznie 3000 m², objętość osza-

cowano na około 100 000 m³, a jego największa grubość wynosi minimum 22,5 m (Holmlund i in. 2005). W spągu monolitu lodowego istnieją tunele subglacjalne (Perșoiu 2004).

4. Metody i zakres badań

W niniejszej pracy podstawową jednostką analizy był rok hydrologiczny, który obejmuje okres od 1 listopada do 31 października. Wybór ten był podyktowany faktem, iż z początkiem listopada w otoczeniu badanych jaskiń notuje się ujemną temperaturę powietrza, w konsekwencji czego rozpoczyna się rozwój zjawisk lodowych w ich wnętrzu. W pracy przyjęto, że rok hydrologiczny składał się z półroczia chłodnego, obejmującego okres od 1 listopada do 30 kwietnia, oraz z półroczia ciepłego, obejmującego okres od 1 maja do 31 października. Obserwacje i pomiary form lodowych w słowackich jaskiniach lodowych prowadzono w okresie od marca 2003 do września 2008 roku. Zakres badań obejmował:

1. pomiary grubości oraz niwelację powierzchni lodu dennego;
2. pomiary objętości lodu dennego;
3. inwentaryzację jakościową oraz zasięg występowania form lodowych;
4. dokumentowanie przyrostu i rozmiarów kryształów lodowych.

W okresie badań przeprowadzono łącznie dwadzieścia dziewięć obserwacji i pomiarów, w regularnych odstępach 2–3 miesięcznych. Pomiary wykonywano w charakterystycznych momentach rozwoju i degradacji form lodowych w jaskini, tj.:

1. w zimie, kiedy rozpoczynał się rozwój form lodowych;
2. pod koniec zimy i wiosną, kiedy notowano największy rozwój form lodowych;
3. latem, kiedy rozpoczynał się okres degradacji form lodowych;
4. jesienią, kiedy notowano postępujący ubytek bądź całkowity zanik form lodowych.

W celu wyjaśnienia przyczyn obserwowanych zjawisk, równoległe do pomiarów form lodowych, prowadzone były ciągłe bądź okresowe rejestracje:

1. temperatury i wilgotności względnej powietrza;
2. prędkości i kierunku ruchu powietrza;
3. temperatury lodu i skały.

Dodatkowo w lutym 2008 roku wykonano pomiary wybranych parametrów morfologicznych w zalodzonej fragmentacji Demänovskiej JL. Do pomiaru wysokości stropu w zalodzonej fragmentacji jaskini zastosowano dalmierz laserowy firmy Leica DISTOTM A8 cechujący się dokładnością pomiaru do 1 mm (udostępniony przez UJS). Przy pomocy dalmierza laserowego wykonano również pomiar przekroju otworu wyjściowego w miejscu lokalizacji anemometru akustycznego (Strug i in. 2008b). Wyniki tych pomiarów wykorzystano w analizie bilansu cieplnego Demänovskiej JL.

Wyniki uzyskane z wybranych pomiarów form lodowych i parametrów morfologicznych poddano przestrzennej interpolacji danych metodą krigingu. Wykorzystując możliwości tej metody oraz narzędzia programu „SURFER 8” obliczono:

1. zmiany objętości i powierzchni monolitu lodowego w słowackich jaskiniach;
2. objętość powietrza w zalodzonej fragmentacji Demänovskiej JL.

W przypadku JL Scărișoara do analiz wykorzystano wyłącznie pomiary temperatury powietrza i monolitu lodowego w okresie od lipca 2007 do lipca 2008 roku.

W niniejszej pracy całkowicie pominięto analizę przebiegu i wielkości opadu atmosferycznego w otoczeniu jaskini, jak również zrezygnowano z podjęcia próby oszacowania objętości wody dostającej się naturalnie do wnętrza badanych obiektów. Taka decyzja wynikała z dwóch przyczyn. Pierwsza z nich była związana z technicznymi trudnościami pomiaru skapującej wody we wnętrzu jaskini. Takie badania były bardzo trudne do zrealizowania, gdyż skapywanie wody obserwowano

jednocześnie w wielu miejscach. Drugą przyczyną była związana z problemem ustalenia prawidłowej zależności między wielkością opadu atmosferycznego bądź grubości pokrywy śnieżnej nad jaskinią, a ilością skapującej wody w jej wnętrzu.

4.1. Wyznaczenie grubości lodu dennego oraz niwelacja jego powierzchni

Całkowitą objętość lodu dennego w Demänovskiej JL skalkulowano po raz pierwszy w maju 2005 roku na podstawie pomiarów grubości lodu dennego wykonanych za pomocą wierceń (ryc. 21). W sumie wykonano 82 odwierty (ryc. 22). Każdorazowe wiercenie odbywało się etapami wyznaczonymi koniecznością oczyszczenia wiertła z lodu. Wiercenie prowadzono do momentu osiągnięcia skalnego spągu jaskini. Głębokość otworu (grubość lodu) czytywana była z wyskalowanego wier-



Ryc. 21. Odwiert w lodzie dennym w Demänovskiej JL w sali Kmeťov dóm (fot. A. Strug, za zgodą autora).

tła. Błąd pomiaru grubości lodu dennego w danym punkcie wynosił maksymalnie 0,5 cm (Strug i in. 2006).

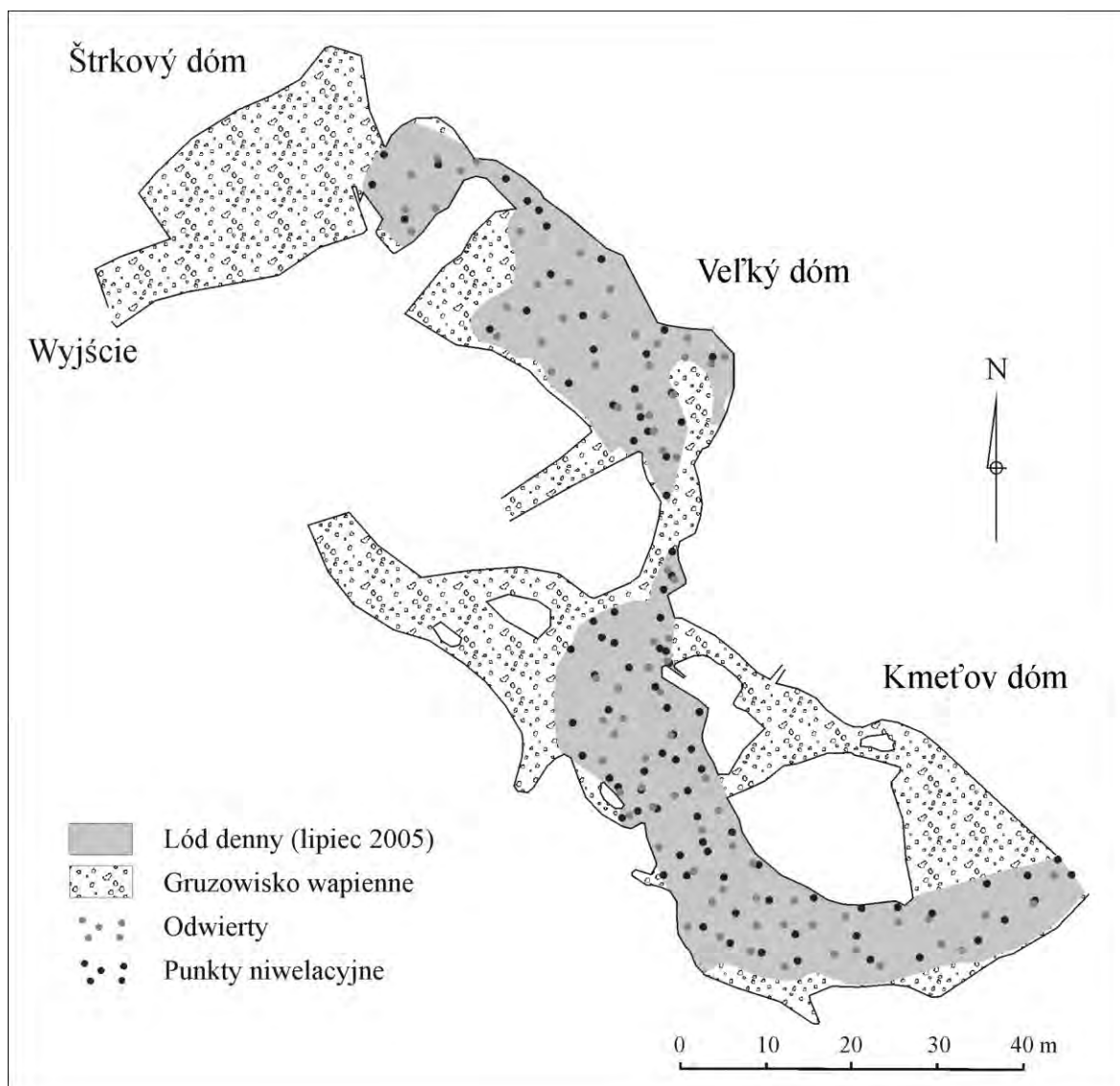
Dwa miesiące później (27.07.2005) dokonano niwelacji powierzchni lodu dennego. Użyto przy tym poziomicy wodnej o długości 20 m oraz łąty o wysokości 2,9 m. Niwelowanie rozpoczęto od wybranego punktu (poziom „0”) w komorze Štrkovy dóm i przyjętej dla niego wysokości względnej (również „0”). W stosunku do wybranego punktu wykonano niwelację w 88 punktach (ryc. 22). Maksymalny błąd pomiaru nie przekroczył 5 cm w stosunku do punktu reperowego (Strug i in. 2006). W Demänovskiej JL wykonano dodatkowo dwadzieścia osiem razy szczegółowe kartowanie zasięgu powierzchni lodu dennego.

W Dobšinskiej JL pomiary grubości lodu oraz niwelacja jego powierzchni zostały wykonane w latach 90-tych XX wieku (Géczy, Kucharič 1995, Tulis, Novotný 1995).

4.2. Zmiany objętości lodu dennego

Do skalkulowania zmian objętości lodu dennego w Demänovskiej JL w okresie od października 2003 do marca 2005 roku wykorzystano prowadzone regularnie, w odstępach 2–3 miesięcznych, pomiary akumulacji i ablacji lodu na jego powierzchni. Pomiary polegały na mierzeniu odległości między stropem jaskini a powierzchnią lodu dennego w 13 punktach (ryc. 23 i 24). Błąd pomiaru nie przekraczał 0,5 cm. Przy średniej powierzchni lodu dennego równej 1075 m², błąd ten w przeliczeniu na objętość lodu wynosił $\pm 5,5 \text{ m}^3$.

W maju 2005 roku, po oszacowaniu całkowitej objętości lodu jaskiniowego, uszczegółowiono pomiary odległości między skalnym stropem a powierzchnią lodu dennego, kontynuując je do września 2008 roku w 47 punktach (w 13 „starych” i 34 „nowych”; ryc. 23). Należy zaznaczyć, że grubość lodu



Ryc. 22. Lokalizacja odwiertów i punktów niwelacyjnych w zalodzoną fragmentie Demänovskej JL (opracowanie: Strug i in. 2006).

dennego w każdym z 47 punktów była znana na podstawie informacji z wcześniej wykonanych wierceń.

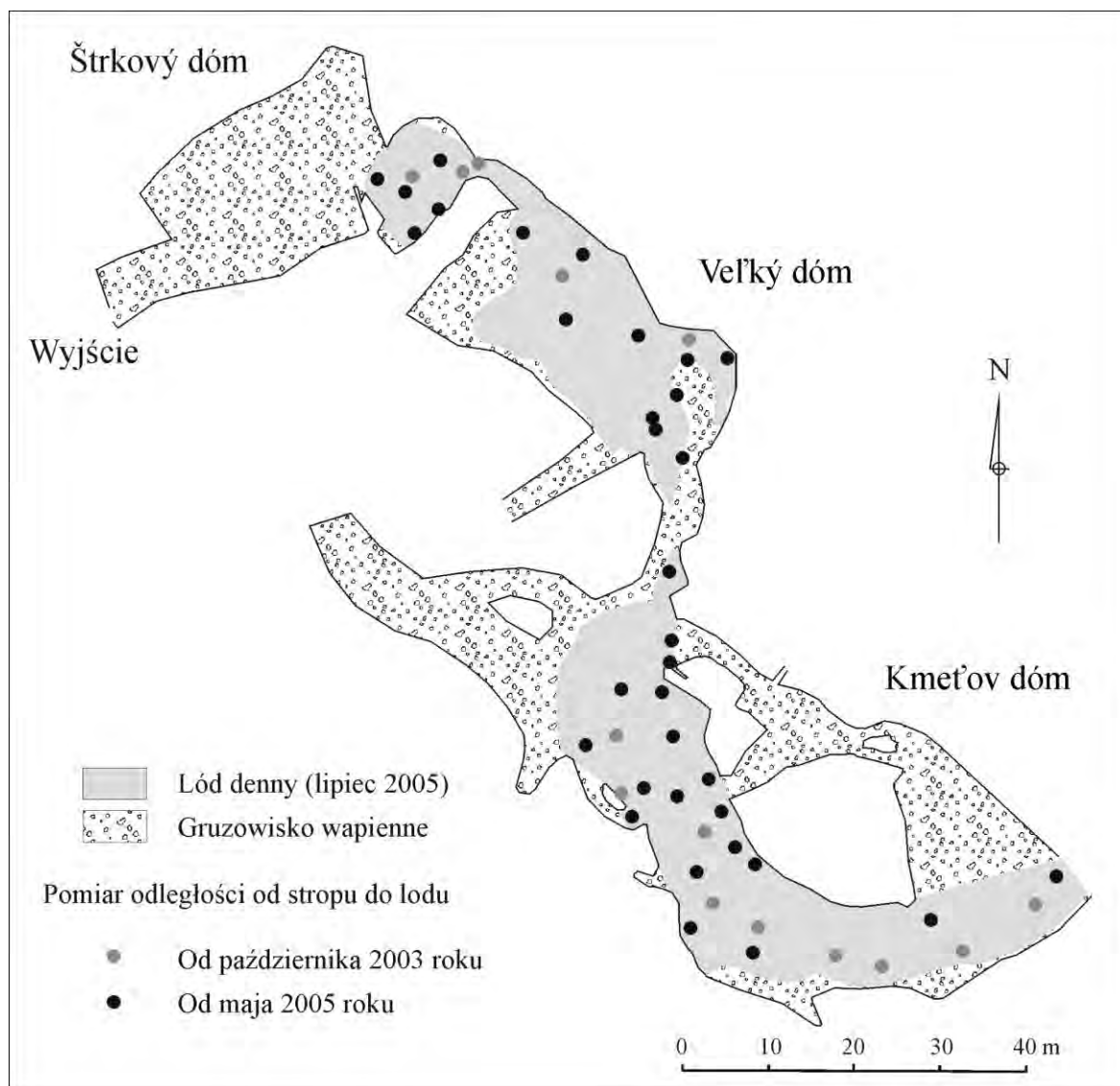
Reasumując każdą kalkulację objętości lodu dennego w jaskini w okresie od października 2003 do marca 2005 roku oraz od lipca 2005 do września 2008 roku oparto o grubości lodu wyliczone na podstawie poniższego wzoru (Strug, Zelinka 2008b):

$$Z = X - Y$$

gdzie: Z – grubość lodu dennego, X – stała odległość między stropem jaskini a spągiem lodu dennego, Y – zmierzona odległość między

stropem jaskini a powierzchnią lodu dennego.

Pomiary odległości między stropem jaskini a powierzchnią lodu w Dobšinskej JL były niezwykle utrudnione z uwagi na powolny ruch monolitu lodowego, który sięga w profilu poziomym od 5,4 do 18,1 mm/rok, natomiast w profilu pionowym – od 1,5 do 78,5 mm/rok (Lalkovič 1995, Tulis 1997). W związku z powyższym kalkulacje zmian objętości monolitu lodowego w Dobšinskej JL wykonano na podstawie pomiarów przyrostu i ubytku lodu na jego powierzchni. Szacowanie przyrostu i ubytku lodu wykonywano w oparciu o pomiary wysokości 28 drewnia-



Ryc. 23. Lokalizacja miejsc pomiaru odległości między stropem jaskini i powierzchnią lodu dennego w zalodzionym fragmencie Demänovskiej JL (opracowanie: Strug, Zelinka 2008b).



Ryc. 24. Pomiar odległości między stropem jaskini i powierzchnią lodu dennego w Demänovskiej JL w sali Kmeťov dóm (fot. R. Szmytkie, za zgodą autora).

nych tyczek zainstalowanych w monolicie lodowym (ryc. 25 i 26). Zmiany wysokości tyczki były tożsame ze zmianą poziomu monolitu lodowego. Połowa spośród 28 drewnianych tyczek została zainstalowana w lutym 2003 roku, drugą połowę zamontowano w styczniu i maju 2005 roku.

4.3. Inwentaryzacja jakościowa form lodowych oraz kartowanie zasięgu ich występowania

Kartowanie zasięgu występowania form lodowych polegało na identyfikacji wszystkich napotkanych form i nanoszeniu wyników obserwacji na plan jaskini (udostępniony przez UJS). Obserwacje form lodowych podczas jednego wyjazdu terenowego trwały od kilku do kilkunastu godzin i obejmowały swym zasięgiem wszystkie dostępne fragmenty jaskini. Inwentaryzacja jakościowa polegała na identyfikacji form lodowych według następującej klasyfikacji: monolit lodowy (lód denny), stalaktyty lodowe (sople lodowe), stalagmity lodowe (chłopki lodowe), stalagnaty lodowe (kolumny lodowe), naścienne i spągowe polewy lodowe, kryształ lodowy (szron), lód włóknisty, tafle lodowe i śnieg. Wszystkie wymienione wyżej formy lodowe spotyka się również w otoczeniu jaskini (Jania 1993).

Równoległe do inwentaryzacji form lodowych w jaskini, w celu uchwycenia najważniejszych momentów ich rozwoju i degradacji, prowadzono dokumentację fotograficzną najbardziej charakterystycznych form. W pięcioletnim okresie badań wykonano serię dwudziestu jeden zdjęć z tych samych punktów. W Dobšinskiej JL fotografowano dwanaście form lodowych, z kolei w Demänovskiej JL – siedemnaście.

4.4. Dokumentowanie przyrostu i rozmiaru kryształów lodowych

Podczas każdego wyjazdu terenowego do Dobšinskiej JL szczególną uwagę poświęcano kartowaniu i obserwacji rozmiarów kryształów lodowych. Pomiary polegały na nanoszeniu na plan jaskini zasięgu występowania tych form, przy jednoczesnym określeniu ich wielkości w miejscach dostępnych oraz ocenie ich rozmiarów w miejscach gdzie strop jaskini znajdował się kilkanaście metrów nad lodem (Strug i in. 2004, Pflitsch i in. 2007).

Tempo przyrostu kryształów lodowych było mierzone na dziewięciu drewnianych tyczkach (ryc. 25) o długości kilkudziesięciu centymetrów (ryc. 27). Zainstalowano je w reprezentatywnych miejscach jaskini. Tyczki były ustawione w sposób wertykalny i łączyły bezpośrednio strop jaskini oraz powierzchnię monolitu lodowego. Mierzenie wielkości przyrośniętych kryształów lodowych i szacowanie tempa ich narastania wykonywano po 2–3 miesięcznym okresie absencji w jaskini. Po wykonaniu pomiarów oczyszczano tyczkę z kryształów lodowych i rozpoczynano kolejny okres pomiarowy. Cztery tyczki do narastania kryształów lodowych zostały zainstalowane w grudniu 2003 roku, pozostałe pięć zamontowano w październiku 2004 roku.

W Demänovskiej JL występowanie kryształów miało charakter lokalny, w związku z tym nie zainstalowano tam drewnianych tyczek do pomiaru tempa ich przyrastania.

4.5. Temperatura i wilgotność względna powietrza

Do analizy wpływu warunków termicznych na przebieg zjawisk lodowych wykorzystano częściowo opublikowane wyniki z monitoringu temperatury powietrza prowadzonego na zewnątrz oraz we wnętrzu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL. Monitoring temperatury

i wilgotności względnej powietrza jaskiniowego był prowadzony przy pomocy automatycznych rejestratorów typu „Čierna skrinka” firmy Comet Systems Ltd od 2001 roku przez RNDr J. Zelinkę z UJS (Zelinka 2002; ryc. 28).

Temperatura i wilgotność względna powietrza była rejestrowana w odstępach jednogodzinnych lub jednodominutowych. Dokładność pomiaru temperatury powietrza wynosiła 0,1°C, a wilgotności względnej – 1%. W Demänovskiej JL umieszczono 10 rejestratorów (Strug 2004; ryc. 29). Zawieszono je:

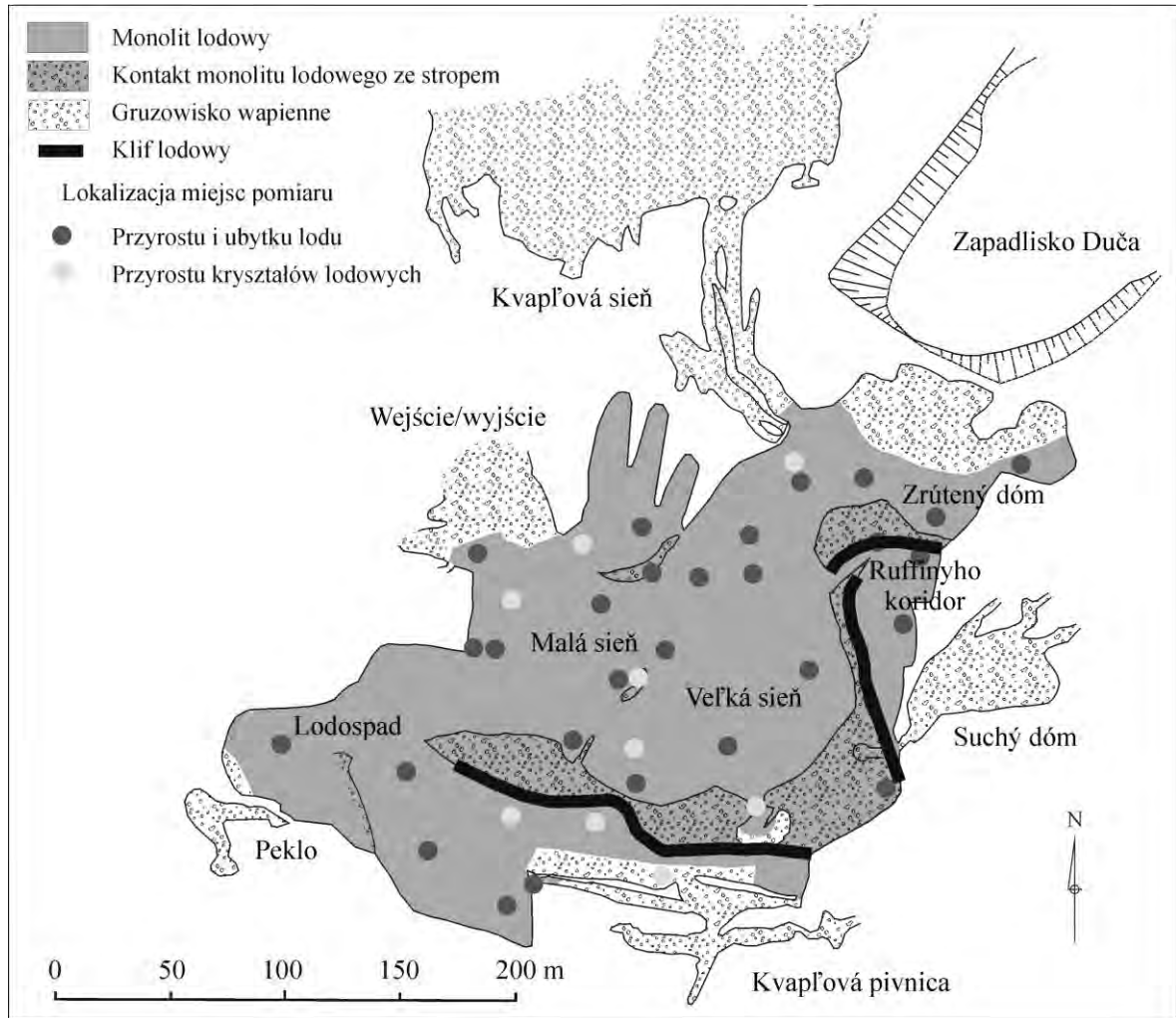
1. w komorze Štrkový dóm: rejestrator zlokalizowany jest 0,8 m nad spągiem i 1,2 m pod stropem sali, 1,0 m od ściany skalnej i 5,0 m od trasy turystycznej;
2. w sali Veľký dóm: czujnik znajduje się 3,0 m nad lodem i 5,0 m od chodnika;
3. w centralnej części komory Kmeťov dóm: rejestrator zawieszony jest 1,0 m nad poziomem lodu i 0,5 m poniżej trasy turystycznej;
4. w NW części sali Kmeťov dóm: rejestrator umieszczony jest 0,5 m nad spągiem i 0,3 m pod stropem sali, w odległości 0,2 m od skały;
5. w sali Belov dóm: czujnik znajduje się 0,7 m nad spągiem sali i 1,0 m od chodnika;
6. w korytarzu Čierna galéria: rejestrator zawieszony jest 1,2 m nad spągiem korytarza i 3,0 m od trasy turystycznej;
7. w sali Jánošíkov dóm: rejestrator zlokalizowany jest 1,1 m nad spągiem komory;
8. w korytarzu Jazerná chodba: czujnik umieszczony jest 1,0 m nad spągiem i 1,0 m pod stropem korytarza;
9. w korytarzu Medvedia chodba: rejestrator zlokalizowany jest 0,9 m nad spągiem i 0,6 m pod stropem korytarza, 5,0 m od trasy turystycznej;
10. w obszarze wejściowym jaskini: czujnik znajduje się 0,4 m nad spągiem jaskini, 0,8 m od ściany skalnej i 0,3 m od trasy turystycznej.

W Dobšinskiej JL zawieszono 6 rejestratorów (Strug 2004; ryc. 30). Umieszczono je:

- w sali Malá sieň: rejestrator zlokalizowany jest na wysokości 1,5 m nad poziomem lodu i 1,0 m pod stropem sali;
- w obszarze Lodospadu: czujnik zawieszony jest pod chodnikiem, 0,1 m nad powierzchnią lodu;
- przed salą Kvapľová Pivnica: rejestrator znajduje się 6,0 m nad trasą turystyczną;
- w korytarzu Ruffinyiho koridor: czujnik umieszczony jest pod trasą turystyczną, 2,0 m nad powierzchnią lodu;
- w sali Zrútený dóm: rejestrator zlokalizowany jest na wysokości 1,5 m nad poziomem lodu i 1,0 m pod stropem jaskini;
- w komorze Kvapľová sieň: czujnik zawieszony jest 1,5 m nad spągiem jaskini.

Na zewnątrz każdej z jaskiń znajdował się dodatkowo jeden rejestrator o identycznych parametrach (ryc. 29 i 30). W przypadku Demänovskiej JL był on zlokalizowany w odległości 100 m od wejścia do jaskini, 2,5 m nad gruntem i 0,1 m od ściany stojącego tam budynku. W Dobšinskiej JL rejestrator umieszczono na balkonie budynku zaplecza jaskini, w odległości 30 m od wejścia do jaskini, 4,0 m nad powierzchnią gruntu. Dane pochodzące z tych rejestratorów stanowiły podstawowe źródło informacji o zewnętrznej temperaturze powietrza, określanej w niniejszej pracy temperaturą otoczenia.

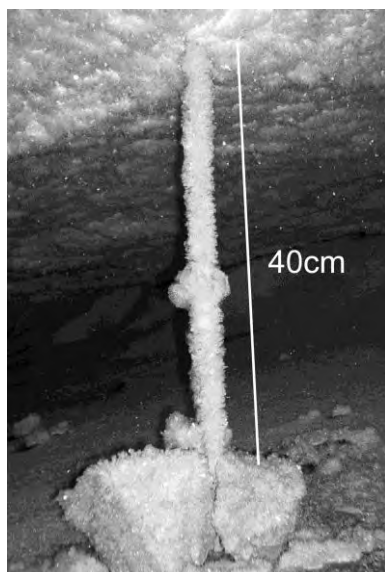
Podstawą analiz i opracowań graficznych były wielkości średnich dobowych, miesięcznych, półrocznych oraz rocznych temperatury powietrza z okresu od listopada 2001 do października 2007 roku. Wszystkie mapy ilustrujące strefy termiczne i lodowe w jaskini zostały opracowane dla przyspągowej warstwy powietrza, tj. do około 2 m. Do tej wysokości lokalizowano punkty pomiarowe. W tej warstwie powietrza występowała również większość trwałych i sezonowych form lodowych (Piasecki i in. 2007).



Ryc. 25. Lokalizacja miejsc pomiaru przyrostu i ubytku lodu oraz przyrostu kryształów lodowych w Dobšinskéj JL (opracowanie własne).



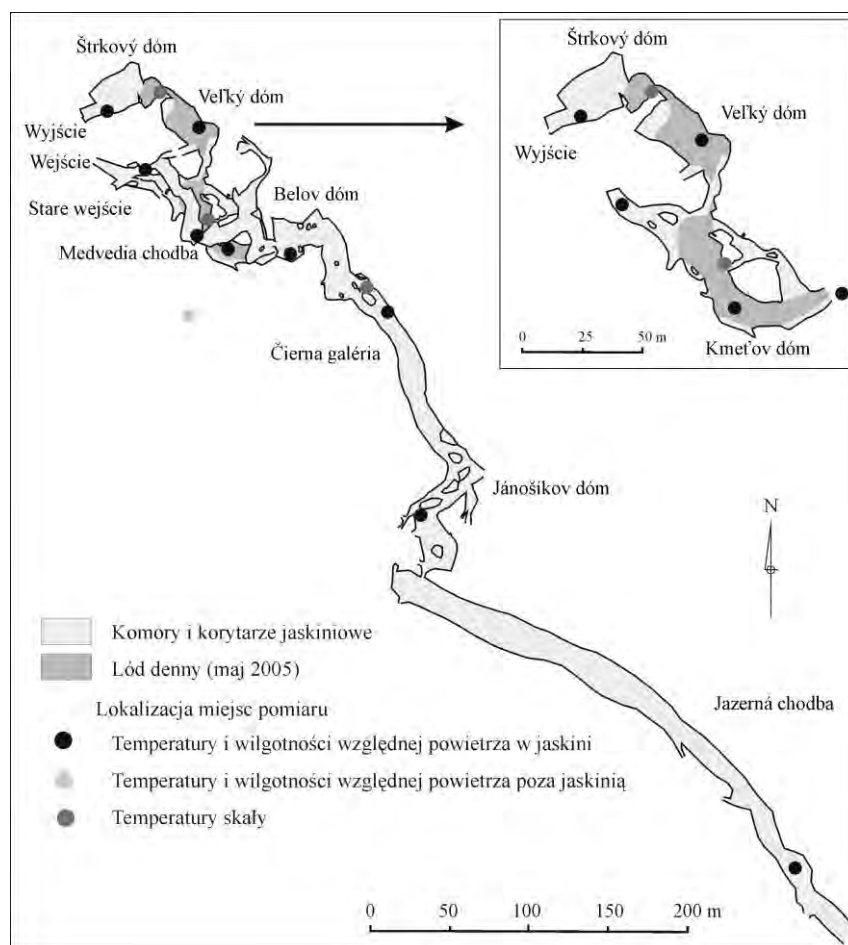
Ryc. 26. Pomiar wysokości drewnianej tyczki zainstalowanej w monolicie lodowym w Dobšinskéj JL (fot. K. Strug).



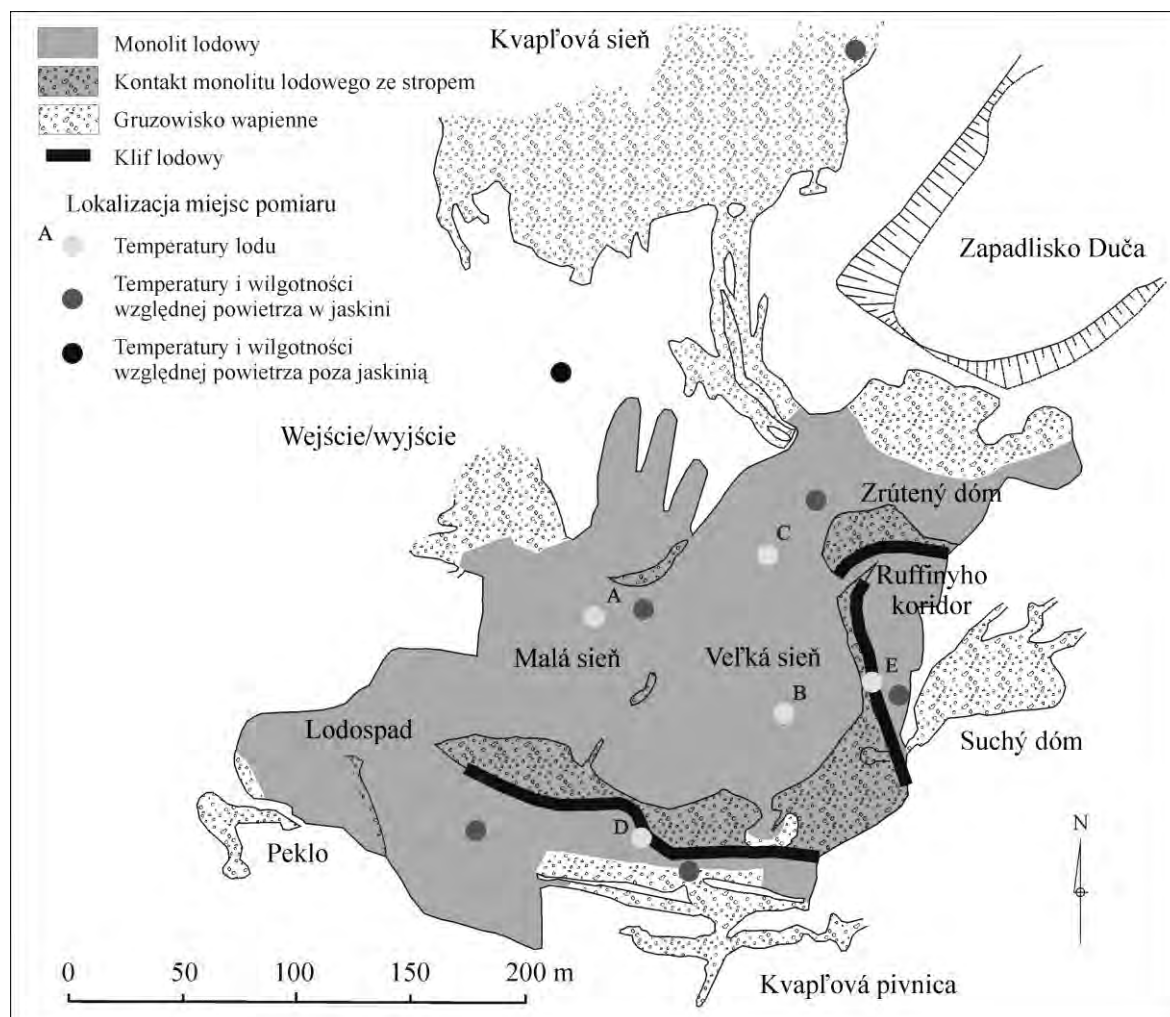
Ryc. 27. Pomiar przyrostu kryształów lodowych na drewnianej tyczce w Dobšinskiej JL (fot. K. Strug).



Ryc. 28. Automatyczny rejestrator temperatury i wilgotności względnej powietrza typu „Čierna skrinka” firmy Comet Systems Ltd (fot. K. Strug).



Ryc. 29. Lokalizacja miejsc pomiaru temperatury skały i powietrza oraz wilgotności względnej w Demänovskej JL; w prawym górnym rogu miejsca pomiaru w zalodzonej fragmentacji jaskini (opracowanie: Strug, Zelinka 2008b).



Ryc. 30. Lokalizacja miejsc pomiaru temperatury lodu i powietrza oraz wilgotności względnej powietrza w Dobšinskiej JL (opracowanie: Strug i in. 2008a).

W analizie warunków termicznych, jakie panowały w otoczeniu słowackich jaskiń lodowych, wykorzystano również dane o temperaturze powietrza z pięciu innych stacji meteorologicznych. Dobór stacji miał na celu zweryfikowanie jednego problemu, tj. czy odmienne warunki termiczne, jakie zanotowano w najbliższym otoczeniu badanych jaskiń lodowych w dwóch półroczach chłodnych: 2005/06 i 2006/07 miały jedynie charakter lokalny czy dotyczyły większego obszaru Europy Środkowej? Szczegóły tego zagadnienia omówiono szerzej w podrozdziale 5.3. Do wspomnianej analizy wybrano trzy stacje w Słowacji oraz po jednej w Rumunii i w Polsce, a mianowicie:

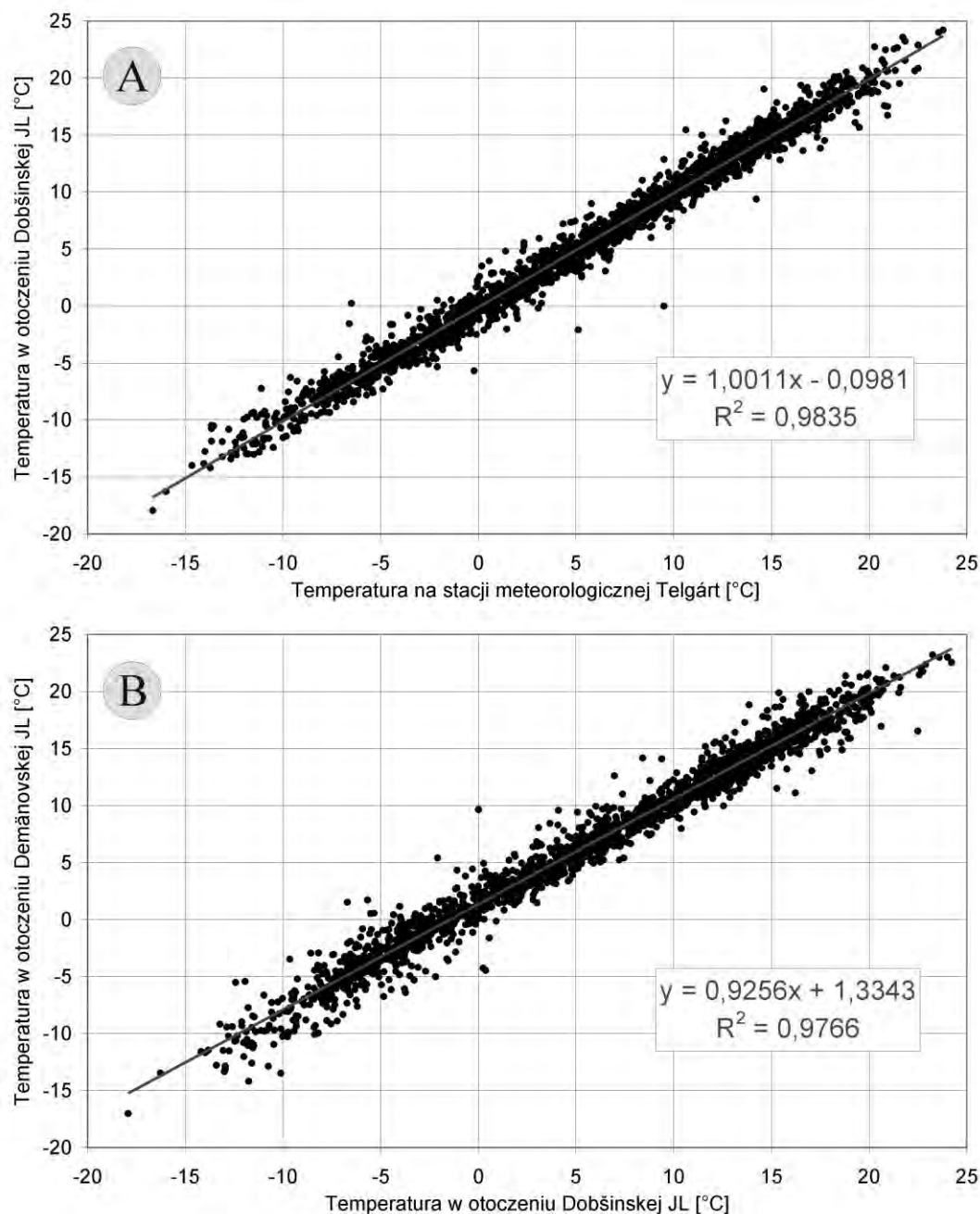
1. Chopok, 2007 m n.p.m., położoną 7 km na południe od Demänovskej JL;
2. Telgárt, 906 m n.p.m., znajdującą się 10 km na zachód od Dobšinskiej JL;
3. Poprad 696 m n.p.m., zlokalizowaną 21 km na północ od Dobšinskiej JL i 52 km na wschód od Demänovskej JL;
4. Cluj-Napoca, 413 m n.p.m., położoną 325 km na południowy-wschód od Dobšinskiej JL;
5. Wrocław, 116 m n.p.m., zlokalizowaną 300 km na północny-zachód od Demänovskej JL.

Dane o temperaturze powietrza we Wrocławiu (z okresu 1945–2008) pochodziły z archiwum Zakładu Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego

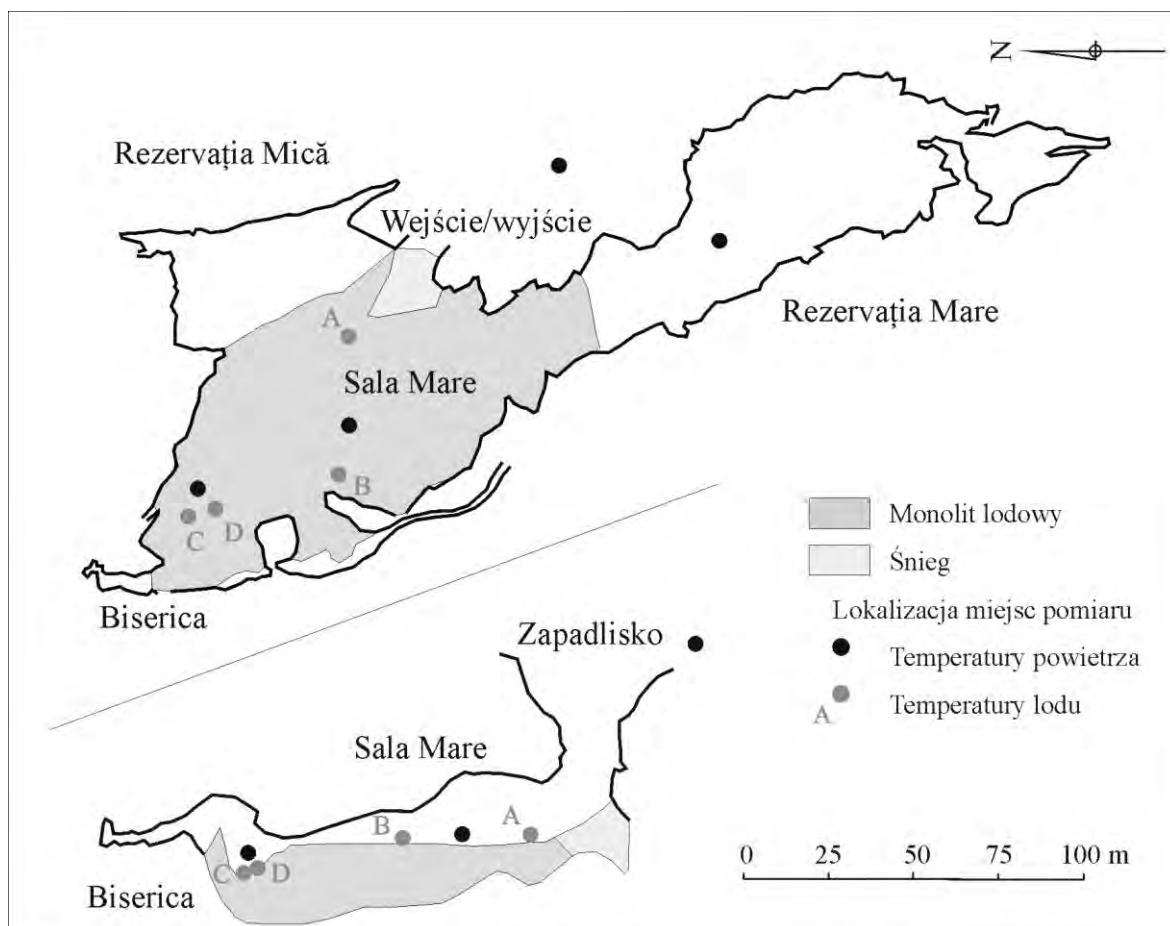
(ZKiOA UWr.), natomiast ze stacji Chopok, Poprad i Cluj-Napoca (z okresu 1973–2008) oraz Telgárt (z okresu 1988–2008) – z darmowych zasobów NOAA i NCDC (NOAA Satellite and Information Service, National Climatic Data Center, 2006, Strug, Zelinka 2008c).

Dane termiczne w otoczeniu badanych jaskiń z okresu od listopada 2007 do lipca 2008 roku uzyskano na podstawie równań

regresji (ryc. 31), które otrzymano ze skorelowania średnich dobowych wielkości temperatury powietrza panującej na stacji meteorologicznej Telgárt i w otoczeniu Dobšinskiej JL, a następnie w otoczeniu Dobšinskiej JL i Demänovskiej JL. Dane do korelacji pochodziły z okresu od listopada 2001 do października 2007 roku.



Ryc. 31. Średnia dobową temperaturę powietrza w otoczeniu Dobšinskiej JL względem stacji meteorologicznej Telgárt (A) oraz w otoczeniu Demänovskej JL względem otoczenia Dobšinskiej JL (B) w okresie 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).



Ryc. 32. Lokalizacja miejsc pomiaru temperatury lodu i powietrza w JL Scărișoara (opracowanie: Strug i in. 2008a).

Do analizy wpływu warunków termicznych na przebieg temperatury lodu w JL Scărișoara posłużyły najnowsze, niepublikowane wyniki z monitoringu temperatury powietrza udostępnione przez mgr A. Perșoiu. W otoczeniu jaskini monitoring jest realizowany przy pomocy automatycznej stacji meteorologicznej typu HOBO, natomiast w jej wnętrzu – przy udziale automatycznych rejestratorów firmy GeminiPlus. Wielkości temperatury powietrza były rejestrowane w odstępach godzinnych z dokładnością do $0,1^{\circ}\text{C}$. Trzy czujniki były zlokalizowane we wnętrzu JL Scărișoara, natomiast jeden w jej otoczeniu (ryc. 32). Podstawą analiz były wielkości średnich dobowych i miesięcznych temperatury powietrza z okresu od lipca 2007 do lipca 2008 roku.

4.6. Warunki cyrkulacyjne w jaskini

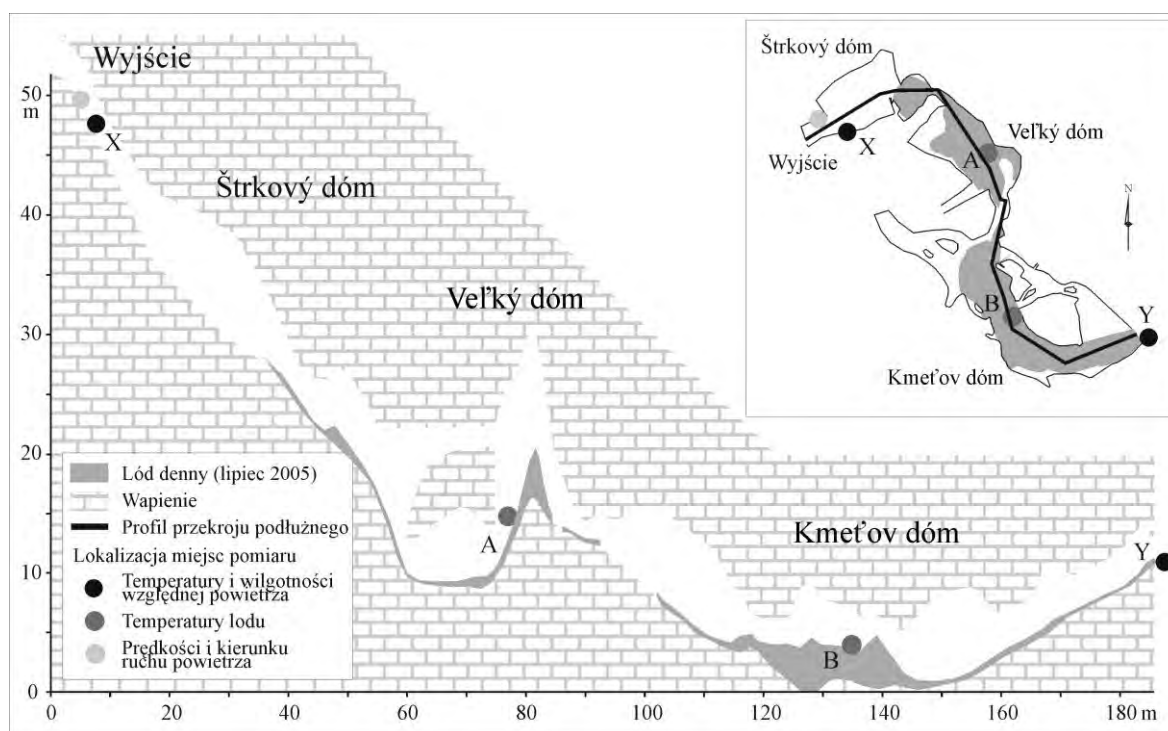
Kierunek przepływu powietrza w otworze wyjściowym w Demänovskiej JL wyznaczono w oparciu o najnowsze wyniki badań z monitoringu ruchu powietrza. Badania prowadzono przy zastosowaniu anemometru akustycznego 2D firmy ADOLF THIES GmbH w okresie od maja 2007 do stycznia 2008 roku. Anemometr akustyczny był zlokalizowany kilka metrów od otworu wyjściowego z jaskini (ryc. 33 i 34). Dokładność pomiaru prędkości ruchu powietrza wynosiła $0,1\text{ m/s}$, a jego kierunku – 1° . Wielkości te były rejestrowane w odstępach 10-minutowych lub 1-godzinnych (Strug i in. 2008b).

Na podstawie kilkumiesięcznej, niepublikowanej serii danych (rejestrowanych w odstępach 1-godzinnych i udostępnionych

przez RNDr J. Zelinę) pochodzącej z półroczu chłodnego 2007/08, skorelowano prędkość ruchu powietrza z różnicą jego temperatury w otoczeniu i we wnętrzu Demänovskiej JL dla stanowiska znajdującego się przy wyjściu z jaskini (ryc. 35). Wnętrze jaskini było reprezentowane przez korytarz Jazerná chodba cechujący się stałą temperaturą powietrza równą 5,8°C (Piasecki i in. 2007). Na podstawie otrzymanego równania i zgromadzonych

wcześniej danych o temperaturze powietrza w otoczeniu i we wnętrzu Demänovskiej JL, wyliczono prędkości ruchu powietrza napływającego do jaskini w półroczach chłodnych 2005/06 i 2006/07. W pracy przyjęto założenie, że wskazania anemometru akustycznego odpowiadają średniej prędkości ruchu powietrza w przekroju poprzecznym otworu wyjściowego z jaskini (Strug i in. 2008b).

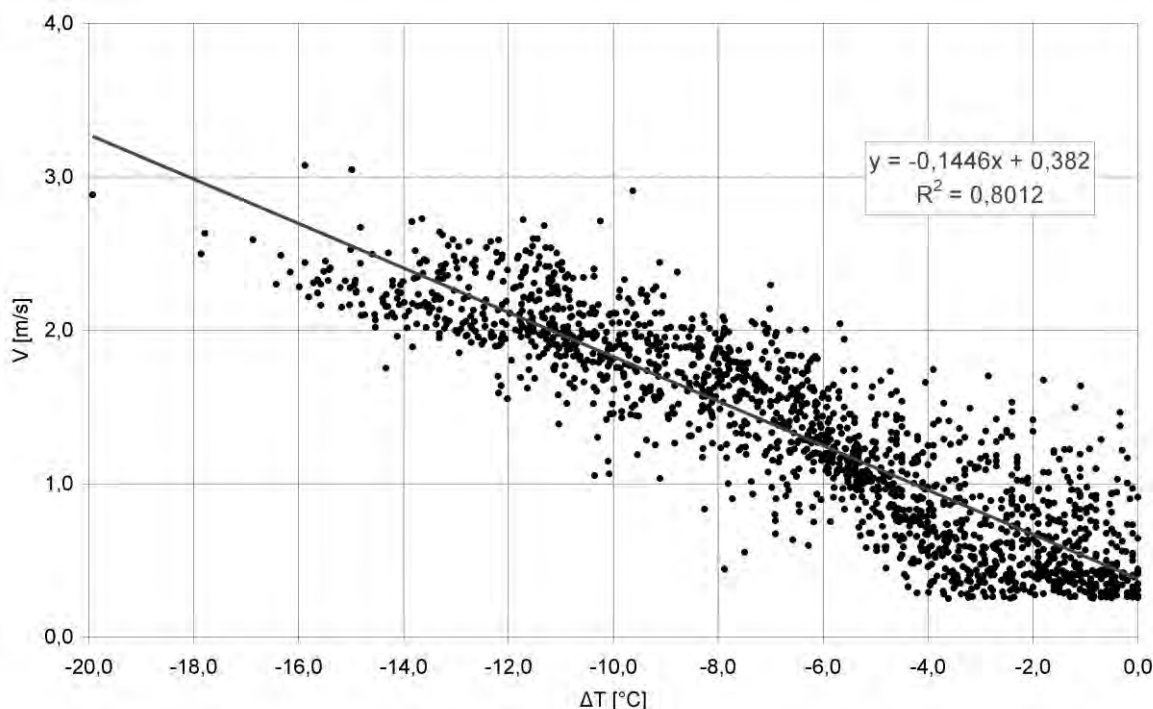
W analizie cyrkulacji powietrza



Ryc. 33. Lokalizacja miejsc pomiaru temperatury, prędkości i kierunku ruchu powietrza oraz wilgotności względnej w zalodzonej jaskini Demänovskiej JL – przekrój podłużny i plan (opracowanie: Strug i in. 2008b).



Ryc. 34. Anemometr akustyczny typu 2D umieszczony przy wyjściu z Demänovskiej JL (fot. K. Strug).

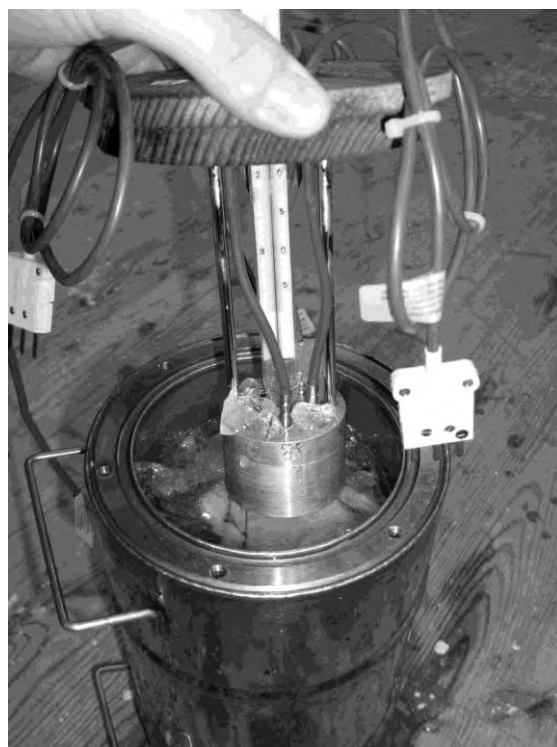


Ryc. 35. Prędkość ruchu powietrza (V) w otworze wyjściowym Demänovskiej JL, względem różnicy temperatury (ΔT) między otoczeniem i wnętrzem jaskini w półroczu chłodnym 2007/08 (opracowanie: Strug i in. 2008b).

w Dobšinskiej JL i JL Scărișoara skorzystano z istniejących już w tym zakresie wyników (Racoviță, Onac 2000, Pflitsch i in. 2007).

4.7. Temperatura lodu i skały

Pomiary temperatury lodu w każdej z trzech badanych jaskiń lodowych były prowadzone przy pomocy termometrów PT-100. Każdy z termometrów PT-100 został wcześniej skalibrowany z termometrem wzorcowym Augusta (w ZKiOA UW.) w zakresie temperatury $0,0^{\circ}\text{C}$ i $-5,0^{\circ}\text{C}$. Podczas kalibracji używano multimetrów (mierników temperatury) typu CHY-504, termometrów PT-100, termometru wzorcowego Augusta, termosu wypełnionego mieszaniną lodu i wody (o temperaturze $0,0^{\circ}\text{C}$) oraz mieszaniną wody, lodu i alkoholu (o temperaturze $-5,0^{\circ}\text{C}$; ryc. 36). Błąd pomiaru dla wszystkich termometrów PT-100 wynosił od $\pm 0,1$ do $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Po kalibracji wykonano wiercenia w lodzie w celu



Ryc. 36. Kalibracja termometrów PT-100 (fot. K. Strug).

instalacji termometrów PT-100. Do wierceń otworów w lodzie została użyta wiertarka o mocy 1100 Watt, składane wiertło o łącznej długości 12 m oraz drabina (ryc. 37).

Instalacji termometrów PT-100 w Demänovskiej JL dokonano 8 grudnia 2005 roku, w Dobšinskiej JL – od 24 do 26 czerwca 2007 roku, natomiast w JL Scărișoara – od 5 do 6 lipca 2007 roku.

W Demänovskiej JL termometry PT-100 były zainstalowane w dwóch profilach (ryc. 33):

1. profil „A” (komora Veľký dóm), oddalony od otworu wyjściowego o 40 m, składał się z dwóch termometrów umieszczonych na głębokości 0,2 i 0,7 m;
2. profil „B” (sala Kmeťov dóm), odległy od otworu wyjściowego o 100 m, składał się z trzech termometrów umieszczonych na głębokości 0,2, 1,25 i 2,65 m.

W Dobšinskiej JL wywiercono pięć profili – trzy wertykalne („A”, „B” i „C”) i dwa horyzontalne („D” i „E”; ryc. 30), z kolei w JL Scărișoara wywiercono ich cztery – trzy wertykalne („A”, „B” i „C”) i jeden horyzontalny („D”; ryc. 32). W każdym z dziewięciu profili termometry PT-100 były zainstalowane na głębokościach: 0,25, 0,5, 1,5 i 6,7 m. W Dobšinskiej JL były one oddalone od otworu wejściowego (wzdłuż kierunku napływu chłodnego powietrza do jaskini) w odległości:



Ryc. 37. Odwiert w monolicie lodowym w Dobšinskiej JL w sali Veľká sieň (fot. K. Strug).

punkt „A” (Malá sieň) – 20 m, punkt „B” (Veľká sieň) – 70 m, punkt „C” (Zrútený dóm) – 60 m, punkt „D” (Kvapľová pivnica) – 120 m oraz punkt „E” (Ruffinyho koridor) – 200 m. W JL Scărișoara profile termiczne znajdowały się w następującej odległości od dna zapadliska wejściowego: punkt „A” (Sala Mare) – 20 m, punkt „B” (Sala Mare) – 55 m oraz punkt „C” i „D” (Biserica) – 90 m.

W Dobšinskiej JL pierwsze wiercenia miały miejsce w punkcie „A”, a planowana maksymalna głębokość odwiertu wynosiła 7,75 m (równa długości kabla odchodzącego od czujnika PT-100). Jednak podczas pierwszego wiercenia natrafiono na skałę – najprawdopodobniej styk spągu monolitu lodowego i wapiennego gruzowiska – na głębokości 6,7 m. Biorąc ten fakt pod uwagę zdecydowano, iż dla osiągnięcia porównywalności wyników będzie to maksymalna głębokość we wszystkich planowanych profilach w Dobšinskiej JL i w JL Scărișoara (Strug i in. 2008a).

Pomiary temperatury monolitu lodowego (ryc. 38) w Dobšinskiej JL, JL Scărișoara i w Demänovskiej JL były prowadzone okresowo, w odstępach 1–2 tygodniowych. W dwóch pierwszych jaskiniach pomiary wykonywano w okresie od lipca 2007 do lipca 2008 roku, natomiast w Demänovskiej JL – w okresie od stycznia 2006 do października 2008 roku. Należy nadmienić, że w okresie od listopada 2007 roku do kwietnia 2008 roku pomiary temperatury lodu w JL Scărișoara zostały przerwane z przyczyn technicznych.

W pracy wykorzystano również wyniki z prowadzonych okresowo, co 1–2 tygodnie, pomiarów temperatury górotworu jaskiniowego. Pomiary te były prowadzone wyłącznie w Demänovskiej JL, w okresie od grudnia 2005 do maja 2008 roku przy pomocy termometrów rtęciowych Augusta. Termometry zamocowano w rurach wyciągowych (ich pomysłodawcą był T. Sawiński; ryc. 39) w trzech profilach poziomych (ryc. 29). Zbiorniki termometrów znajdowały się na głębokościach 0,05 i 1,35 m. Błąd pomiaru temperatury górotworu jaskiniowego wynosił 0,1°C.



Ryc. 38. Pomiar temperatury monolitu lodowego przy użyciu multimetru typu CHY-504 w Dobšinskiej JL w profilu „A” (fot. K. Strug).



Ryc. 39. Termometr Augusta zamocowany w rurze wyciągowej w Demänovskiej JL w sali Štrkový dóm (fot. K. Strug).

4.8. Bilans cieplny jaskini

Analizę wybranych składowych bilansu cieplnego przeprowadzono wyłącznie dla fragmentu Demänovskiej JL cechującego się stałym zalodzeniem. Przyjęto, że zalodzony fragment rozciąga się od wyjścia z jaskini – punkt X, do końca komory Kmeťov dóm – punkt Y (ryc. 33). Wszystkie oszacowane wielkości bilansu cieplnego w zalodzonym fragmencie jaskini odnoszą się do obszaru zawartego między tymi punktami.

Szacowanie bilansu oparto o fakt, że zmrożone powietrze dostające się przez wyjście do zalodzonego fragmentu jaskini w półroczu chłodnym podlegało transformacji, w następstwie czego notowano zmiany jego temperatury i ciśnienia pary wodnej.

Wyznaczając objętość i temperaturę przepływającego powietrza, jak również zawartą w nim parę wodną, możliwe było obliczenie wielkości strumienia ciepła odczuwalnego i utajonego między cyrkulującym powietrzem i skalno-lodowym otoczeniem w zalodzonym fragmencie jaskini.

Szacowanie wielkości ciepła odczuwalnego i ciepła utajonego odbywało się jedynie w sytuacjach, kiedy temperatura powietrza w otoczeniu jaskini była niższa od tej, która panowała w najgłębszych fragmentach systemu Demänovskiej JL, tj. w korytarzu Jazerná chodba. W takich warunkach termicznych w półroczu chłodnym obserwowano napływ zewnętrznego powietrza do wnętrza jaskini przez wyjście. Jednocześnie przez stare wejście odbywał się wypływ cieplejszego powietrza jaskiniowego. Sytuacje te występowały przez ponad 40% czasu w ciągu lat hydrologicznych: 2005/06 i 2006/07. Ciepło odczuwalne obliczono z następującej zależności (Strug i in. 2008b):

$$SH = -\Delta T \cdot \delta \cdot \lambda \cdot V \cdot t \cdot z$$

gdzie: SH – ciepło odczuwalne [J], ΔT – różnica temperatury powietrza między końcem i początkiem zalodzonego fragmentu jaskini

[°C], δ – gęstość powietrza suchego na wysokości 840 m n.p.m. [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$] obliczona z odrębnego wzoru, λ – ciepło właściwe powietrza [$\text{J} \cdot (\text{g} \cdot ^\circ\text{C})^{-1}$], V – prędkość ruchu powietrza [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], t – czas [s], z – powierzchnia przekroju poprzecznego przez otwór wyjściowy [m^2].

Średnią dobową gęstość powietrza suchego (δ) na wysokości 840 m n.p.m. wyliczono z następującego wzoru (za: Iwieronowoj, 1955):

$$\delta = 1293,2 \cdot P \cdot ((1 + 0,00367 \cdot T) \cdot 760)^{-1}$$

gdzie: δ – gęstość powietrza suchego na wysokości 840 m n.p.m. [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$], T – temperatura powietrza na wysokości 840 m n.p.m. [°C], P – ciśnienie powietrza na wysokości 840 m n.p.m. [mm Hg].

Ciśnienie powietrza (P) panujące na wysokości 840 m n.p.m. wyliczono z wzoru barometrycznego Babineta. We wzorze wykorzystano wielkość średniego dobowego ciśnienia ze stacji meteorologicznej Telgárt znajdującej się 906 m n.p.m. i oddalonej 60 km na ESE od Demänovskiej JL.

Do wyliczenia wielkości ciepła utajonego użyto następującej zależności:

$$LH = -b \cdot \Delta e \cdot L \cdot \delta \cdot V \cdot t \cdot z \cdot P^{-1}$$

gdzie: LH – ciepło utajone [J], b – stosunek gęstości pary wodnej do gęstości powietrza suchego, Δe – różnica ciśnienia pary wodnej między końcem i początkiem zalodzonego fragmentu jaskini [hPa], L – utajone ciepło parowania przy 0,0°C [$\text{J} \cdot \text{g}^{-1}$], δ – gęstość powietrza suchego na wysokości 840 m n.p.m. [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$], V – prędkość ruchu powietrza [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], t – czas [s], z – powierzchnia przekroju poprzecznego przez otwór wyjściowy [m^2], P – ciśnienie powietrza na wysokości 840 m n.p.m. [hPa].

Ciśnienie pary wodnej (e) obliczono z następującej zależności:

$$e = (6,1 \cdot 10^{(7,457 \cdot T/(235 + T))}) \cdot H \cdot 100^{-1}$$

gdzie: e – ciśnienie pary wodnej [hPa], T – temperatura powietrza [°C], H – wilgotność względna [%].

Do oszacowania ciepła emitowanego przez ludzi znajdujących się w zalodzonej fragmentacji Demänovskiej JL skorzystano z ogólnodostępnego modelu MENEX 2005 (Błażejczyk 1991, Błażejczyk 1993, Błażejczyk 1994, Błażejczyk 2005). Najważniejsze

dane wejściowe użyte w modelu zawarto w tab. 2. Należały do nich przybliżone wielkości meteorologiczne panujące w zalodzonej fragmentacji jaskini w półroczu ciepłym oraz przybliżone właściwości znajdującego się w tej części jaskini człowieka i jego odzieży (Strug i in. 2008b).

Tab. 2. Lista najważniejszych danych wejściowych użytych w modelu MENEX 2005 do oszacowania ciepła oddawanego przez ludzi znajdujących się w zalodzonej fragmentacji Demänovskiej JL (opracowanie: Strug i in, 2008b).

Opis	Parametr	Jednostka	Wielkość
Warunki meteorologiczne	Temperatura	°C	0,0
	Wilgotność względna	%	100
	Prędkość ruchu powietrza	m/s	0,2
	Ciśnienie pary wodnej	hPa	6,1
Właściwości człowieka	Prędkość ruchu człowieka	km/h	2,0
	Metabolizm	W/m ²	100
	Izolacja odzieży	clo	1,5
	Powierzchnia skóry	m ²	1,75

5. Warunki meteorologiczne obszaru badań

Poniższy rozdział będzie w głównej mierze poświęcony analizie warunków meteorologicznych w obszarze słowackich jaskiń lodowych. W przypadku JL Scărișoara omówiona zostanie jedynie wewnętrzna cyrkulacja powietrza i warunki termiczne panujące w obszarze jaskini.

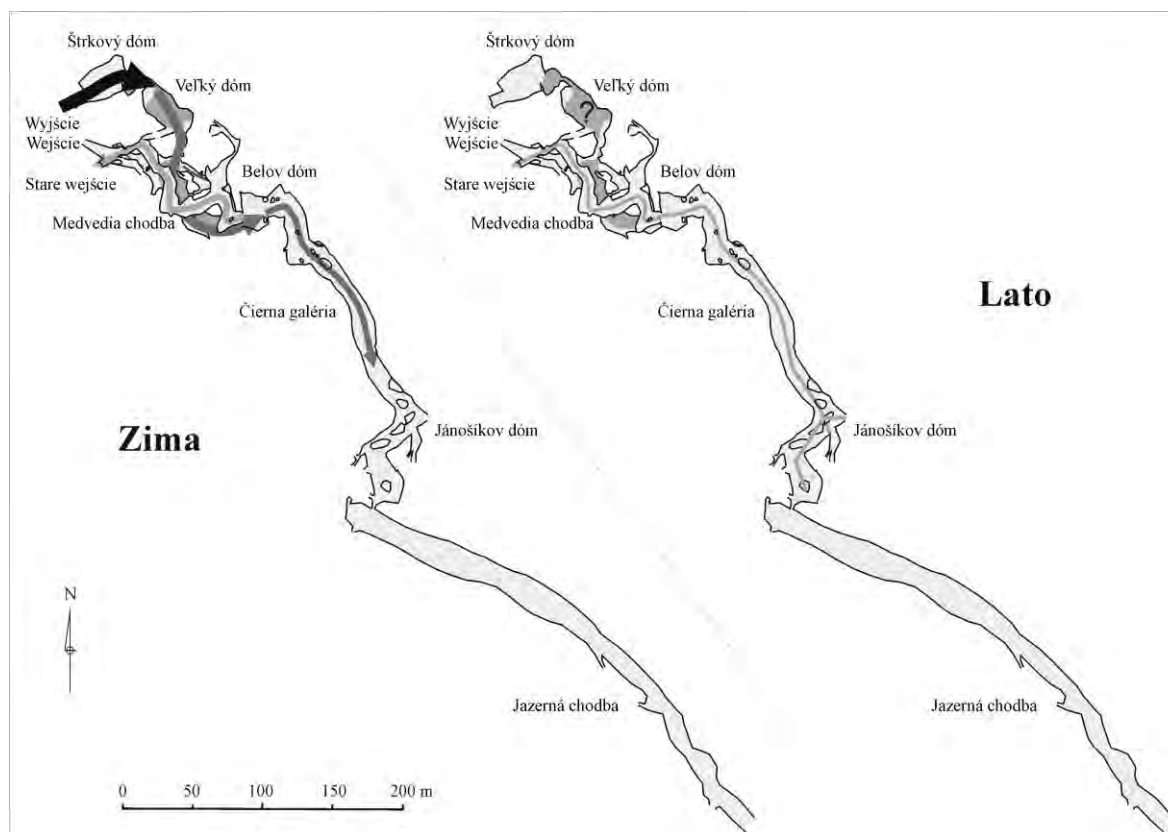
Dobšinská JL i Demänovská JL znacznie różnią się od siebie pod względem położenia geograficznego, jak również wysokości n.p.m. Powyższe fakty sprawiają, iż istnieją zasadnicze różnice w temperaturze powietrza w otoczeniu badanych jaskiń (szczegóły dotyczące tego zagadnienia omówione są w podrozdziałach 5.3. i 5.4.). Jednocześnie termiczna różnorodność w otoczeniu badanych jaskiń kształtuje odmienny mikroklimat oraz rozwój zjawisk lodowych w ich wnętrzu.

Kilku autorów podkreślało fakt, że średnia temperatura powietrza w półroczu chłodnym jest dobrym wskaźnikiem zmian zlodzenia jaskini (Ohata i in. 1994b, Luetscher i in. 2005). Korzystając ze spostrzeżeń innych badaczy, w poniższym rozdziale przedstawię najważniejsze cechy temperatury powietrza panującej w otoczeniu oraz we wnętrzu badanych jaskiń w okresie od 2001/02 do 2006/07. W tym okresie zanotowano całkowicie odmiennie warunki termiczne podczas dwóch półroczy chłodnych: 2005/06 i 2006/07. Analiza warunków termicznych panujących w tych półroczach chłodnych zostanie przedstawiona w podrozdziałach 5.3. i 5.4. Zróżnicowane wychłodzenie środowiska jaskiniowego kształtowało w zupełnie inny sposób bilans ciepły jaskini, a w konsekwencji wpłynęło na odmienny przebieg rozwoju zjawisk lodowych.

5.1. Cyrkulacja powietrza w badanych jaskiniach lodowych

Dane otrzymane z pomiarów temperatury powietrza w Demänovskiej JL wskazują, że w zimie napływ cięższego, chłodnego powietrza do jaskini odbywa się wyłącznie przez otwór wyjściowy i salę Štrkový dóm, w kierunku komór Veľký dóm i Kmeťov dóm. Silne wymrażanie tych sal sprzyja stałemu występowaniu w ich obszarze lodu dennego (Droppa 1957a, Otruba 1957, Otruba 1971, Halaš 1984, Strug i in. 2006, Piasecki i in. 2007). Wypływające z komory Kmeťov dóm przetransformowane, chłodne powietrze w mniejszym stopniu wymraża kolejno salę Bélov dóm i korytarz Čierna galéria. Równocześnie przez korytarz Medvedia chodba i stare wejście (położone nieco wyżej w stosunku do wyjścia), odbywa się wypływ na zewnątrz cieplejszego powietrza jaskiniowego (Otruba 1957, Otruba 1971, Halaš 1984, Piasecki i in. 2007). Taki obraz cyrkulacji ma miejsce zasadniczo dopóty, dopóki temperatura powietrza w otoczeniu jaskini jest niższa w porównaniu z temperaturą, która panuje w najgłębszych fragmentach systemu Demänovskiej JL (ryc. 40).

W półroczu ciepłym dochodzi najprawdopodobniej do wypływu chłodniejszego powietrza (w porównaniu z otoczeniem) z głębi Demänovskiej JL, tj. z okolicy korytarza Jazerná chodba, przez korytarz Medvedia chodba i stare wejście (ryc. 40). Za wypływ tej masy powietrza odpowiada mechanizm efektu kominowego (Wigley, Brown 1976, Luetscher 2005, Pflitsch i in. 2007). Mechanizm uruchamia się w momencie, gdy temperatura powietrza w systemie Demänovskiej JL jest niższa w porównaniu z temperaturą otoczenia.



Ryc. 40. Schemat cyrkulacji powietrza w zimie i lecie w Demänovskiej JL (opracowanie własne na podstawie: Piasecki i in. 2007, Strug i in. 2008b).

Przypuszcza się, że sterowane przez efekt kominowy, płynące z głębi jaskini powietrze, nie dostaje się do zalodzonych sal Veľký dóm i Kmeťov dóm. Spowodowane jest to takim ukształtowaniem tych sal, że sprzyjają one zaleganiu chłodniejszego, cięższego powietrza w tym fragmencie jaskini. (Droppa 1957a, Otruba 1957, Otruba 1971, Halaš 1984, Piasecki i in. 2007). Względna izolacja omawianych komór od powietrza pochodzącego z głębi jaskini chroni najprawdopodobniej monolit lodowy przed całkowitą degradacją i warunkuje jego utrzymywanie przez cały rok (Strug i in. 2008b).

W okresie zimowym intensywny napływ zimnego powietrza do wnętrza Dobšinskiej JL odbywa się przez otwór wejściowo-wyjściowy. Na wysokości komory Malá sieň chłodne powietrze dzieli się na dwa strumienie. Jeden z nich płynie przez dolny poziom jaskini, tj. od Lodospadu w kierunku korytarza Ruffinyho koridor, natomiast drugi – przez

górny poziom jaskini w kierunku sal Veľká sieň i Zrútený dóm (ryc. 41). Płynące w ten sposób powietrze podlega stopniowej transformacji, ogrzewając się od cieplejszego wnętrza jaskini. Najwyższy stopień transformacji osiąga ono w korytarzu Ruffinyho koridor.

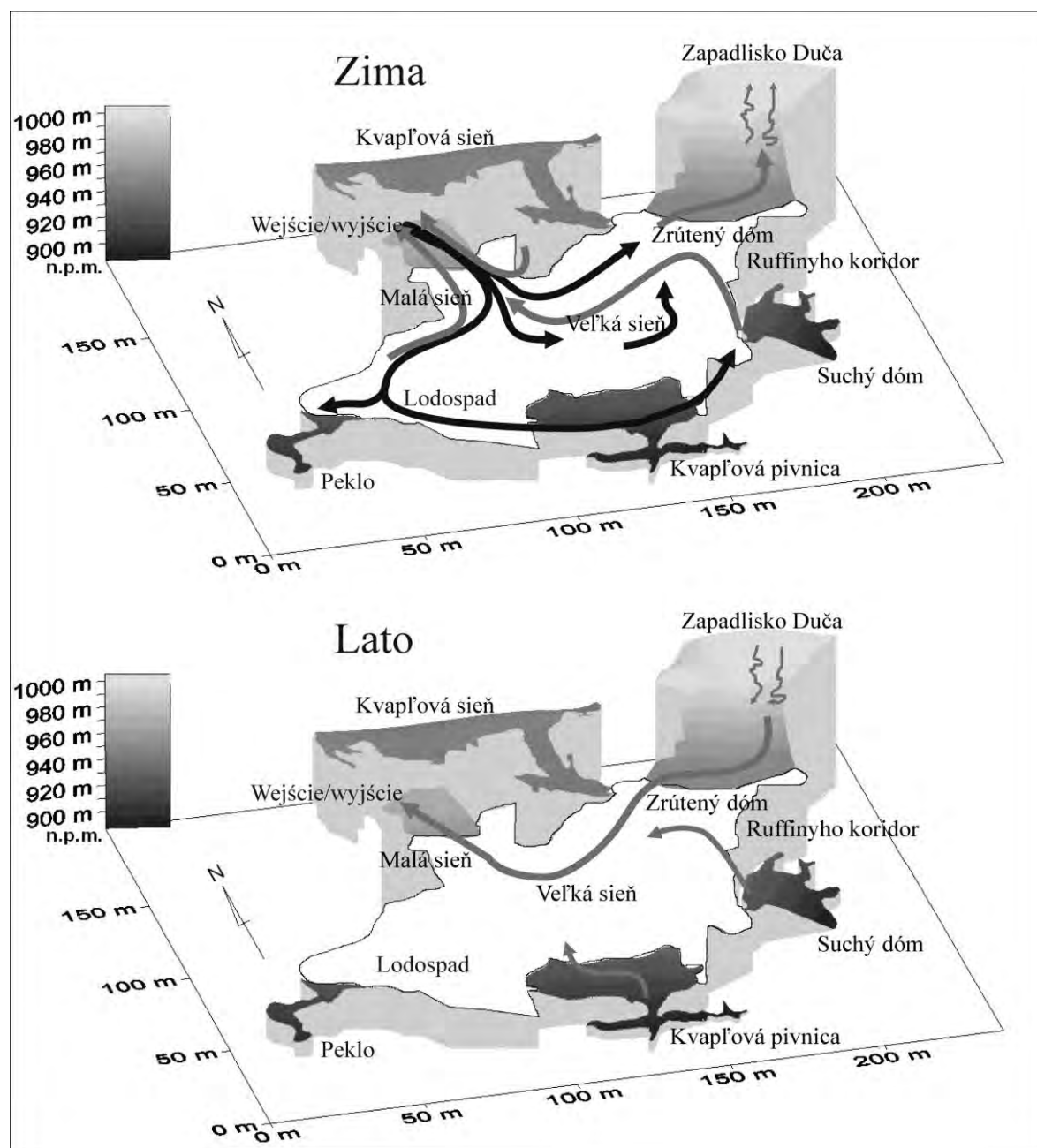
Zimowa faza efektu kominowego odpowiada za wpływanie powietrza (od strony sali Veľká sieň) w gruzowisko skalne komory Zrútený dóm i „wysysanie” go na zewnątrz poprzez szczeliny w zapadlisku Duča. Równocześnie powietrze opuszczające korytarz Ruffinyho koridor przemieszcza się pod stropem sali Veľká sieň w kierunku sali Malá sieň i otworu wejściowo-wyjściowego.

W lecie cyrkulacja powietrza w jaskini odbywa się od strony gruzowiska skalnego w sali Zrútený dóm, w kierunku sal Veľká sieň i Malá sieň. Wypływ na zewnątrz relatywnie chłodnego powietrza jaskiniowego (w stosunku do temperatury otoczenia) odbywa się przez otwór wejściowo-wyjściowy i jest ste-

rowany przez letnią fazę efektu kominowego. Wymiana powietrza między górnym a dolnym poziomem jaskini jest w lecie znacznie mniej intensywna niż zimą. Głównym impulsem tej wymiany jest wypływ powietrza z niezalodzonych fragmentów jaskini, tj. sal Suchý dóm i Kvapľová pivnica (za: Pflitsch i in. 2007; ryc. 41).

W okresie zimowym cyrkulacja powietrza w JL Scărișoara wywołana jest przez in-

tensywny napływ zimnego powietrza od strony zapadliska (efekt termiczny). Chłodne masy powietrza dostają się przez otwór wejściowo-wyjściowy do sali Sala Mare, po czym dzielą się na dwa strumienie. Pierwszy z nich płynie w stronę najniższego poziomu jaskini, tj. do sali Rezervația Mare, natomiast drugi – w kierunku sali Rezervația Mică (ryc. 42).



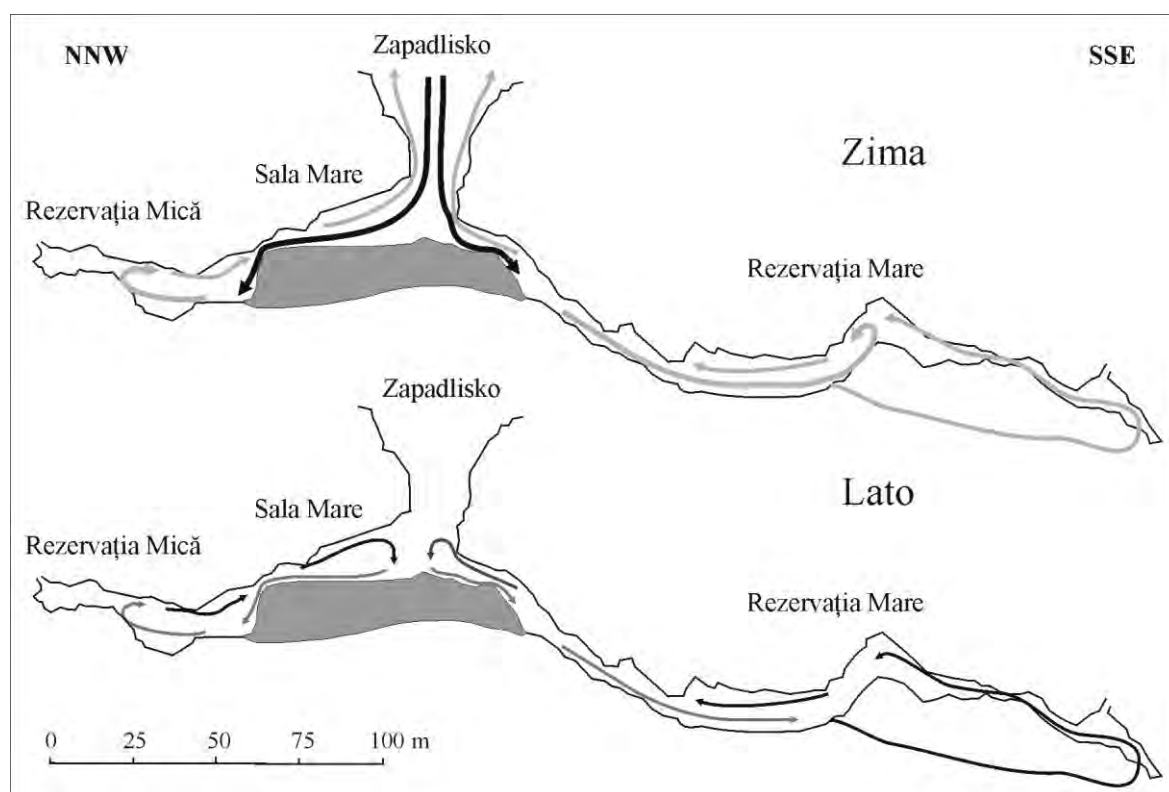
Ryc. 41. Schemat cyrkulacji powietrza w zimie i lecie w Dobšinskiej JL (opracowanie podkładu: Strug i in. 2008a, na podstawie: Tulis, Novotný 1989, Tulis, Novotný 1995; opracowanie schematu cyrkulacji: Pflitsch i in. 2007).

Równocześnie, podlegające stopniowej transformacji, chłodne powietrze wypycha cieplejsze powietrze jaskiniowe, które płynie w podstropowej warstwie jaskini i wydostaje się na zewnątrz przez otwór wejściowo-wyjściowy. Zimowa cyrkulacja powietrza trwa zasadniczo od listopada do kwietnia. W tym okresie do wnętrza jaskini dostaje się suche i zmrożone powietrze, którego wilgotność względna jest mniejsza niż 80%.

W lecie, w okresie od maja do października, kiedy gęstość powietrza w jaskini jest większa aniżeli w otoczeniu, nie obserwuje się wymiany powietrza. Między jaskinią a otoczeniem panuje stała równowaga, którą stabilizuje inwersja temperatury powietrza w zapadlisku. We wnętrzu jaskini obserwuje się powolną

cyrkulację powietrza między komorą Sala Mare a salami Rezervația Mare oraz Rezervația Mică. Powietrze w sali Sala Mare ochładza się od wymrożonej w okresie zimowym masy skalnej oraz monolitu lodowego po czym grawitacyjnie spływa w niższe, cieplejsze fragmenty jaskini, stopniowo się transformując. Stamtąd powietrze napływa w podstropowej warstwie jaskini jako względnie cieplejsze. Podczas wznoszenia się ulega ono stopniowemu ochładzaniu od powierzchni monolitu lodowego, po czym ponownie spływa w dół (ryc. 42).

W miesiącach przejściowych obserwuje się dynamiczne zmiany przechodzenia jednego typu cyrkulacji w drugi (za: Racoviță, Onac 2000, Perșoiu 2004).



Ryc. 42. Schemat cyrkulacji powietrza w zimie i lecie w JL Scărișoara (opracowanie: Strug i in. 2008a, na podstawie: Racoviță, Onac 2000).

5.2. Wpływ warunków zewnętrznych na temperaturę powietrza w badanych jaskiniach lodowych

Współczynnik korelacji między średnią dobową temperaturą powietrza w otoczeniu a średnią dobową temperaturą powietrza w wybranych komorach Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL wskazuje, że wpływ warunków zewnętrznych na termikę jaskini zaznacza się najsilniej w półroczu chłodnym (tab. 3 i 4).

W Demänovskiej JL wpływ ten jest najwyraźniejszy w obszarze rozciągającym się od komory Štrkový dóm do sali Kmeťov dóm, a w mniejszym stopniu w komorach Belov dóm i Čierna galéria, a w Dobšinskiej JL – w profilu: Malá sieň – Zrútený dóm, a w mniejszym stopniu w profilu: Lodospad – Kvapľová pivnica – Ruffinyho koridor. W wejściu do jaskini, w korytarzu Medvedia chodba i Jazerná chodba oraz w komorze Jánošíkov dóm w Demänovskiej JL wpływ warunków zewnętrznych zaznacza się bardzo

słabo. Podobna sytuacja jest w sali Kvapľová sieň w Dobšinskiej JL.

Zróznicowanie współczynnika korelacji w jaskini w półroczu chłodnym potwierdza, że kierunek penetracji zimnego powietrza dolinowego we wnętrzu Demänovskiej JL odbywa się przez otwór wyjściowy, natomiast wpływ na zewnątrz przetransformowanego powietrza jaskiniowego odbywa się przez stare wejście (Piasecki i in. 2007). Zróznicowanie współczynnika korelacji w Dobšinskiej JL wskazuje natomiast, że strumień chłodnego powietrza płynący przez górny poziom jaskini w okresie zimowym jest intensywniejszy, w porównaniu ze strumieniem z dolnego poziomu.

Wpływ warunków termicznych w otoczeniu badanych jaskiń na temperaturę powietrza w półroczu ciepłym w ich wnętrzu nie zaznacza się (tab. 3 i 4; Piasecki i in. 2007). Wiąże się to z ustaniem – jak w przypadku JL Scărișoara, bądź ograniczeniem – jak w przypadku Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL napływu powietrza z otoczenia do wnętrza jaskini.

Tab. 3. Współczynnik korelacji Pearsona (R^2) między średnią dobową temperaturą powietrza otoczenia a wybranymi miejscami w Demänovskiej JL w okresie 2001/02-2006/07 (opracowanie własne na podstawie: Piasecki i in, 2007).

Miejsce	Półroczcie ciepłe (V-X)	Półroczcie chłodne (XI-IV)
Štrkový dóm	0,01	0,80
Veľký dóm	0,02	0,60
Kmeťov dóm (centrum)	0,00	0,61
Kmeťov dóm (NW)	0,04	0,42
Belov dóm	0,07	0,49
Čierna galéria	0,05	0,45
Jánošíkov dóm	0,00	0,22
Jazerná chodba	0,00	0,02
Medvedia chodba	0,01	0,25
Wejście do jaskini	0,25	0,22

Tab. 4. Współczynnik korelacji Pearsona (R^2) między średnią dobową temperaturą powietrza otoczenia a wybranymi miejscami w Dobšinskiej JL w okresie 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).

Miejsce	Półrocze ciepłe (V-X)	Półrocze chłodne (XI-IV)
Malá sieň	0,07	0,53
Lodospad	0,00	0,43
Kvapľová pivnica	0,01	0,32
Ruffinyho koridor	0,04	0,35
Zrútený dóm	0,11	0,55
Kvapľová sieň	0,14	0,13

5.3. Zmiany temperatury powietrza w otoczeniu oraz we wnętrzu Demänovskiej Jaskini Lodowej i Dobšinskiej Jaskini Lodowej

W okresie 2001/02–2006/07 zmiany średniej temperatury powietrza w półroczu chłodnym w otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL, w porównaniu ze zmianami w półroczu ciepłym, cechowały się dużo większą zmiennością (ryc. 43). Większe fluktuacje średniej temperatury powietrza w półroczu chłodnym wskazują, że właśnie w tym okresie naturalna zmienność klimatu w otoczeniu jaskini była najwyraźniejsza.

W okresie badań 2001/02–2007/08 w otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL zanotowano całkowicie odmienne warunki termiczne w dwóch półroczach chłodnych: 2005/06 i 2006/07. Półrocze chłodne 2005/06 w otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL oraz na stacji meteorologicznej Chopok, Telgárt i Poprad było najzimniejsze, natomiast półrocze chłodne 2006/07 – najcieplejsze (ryc. 44).

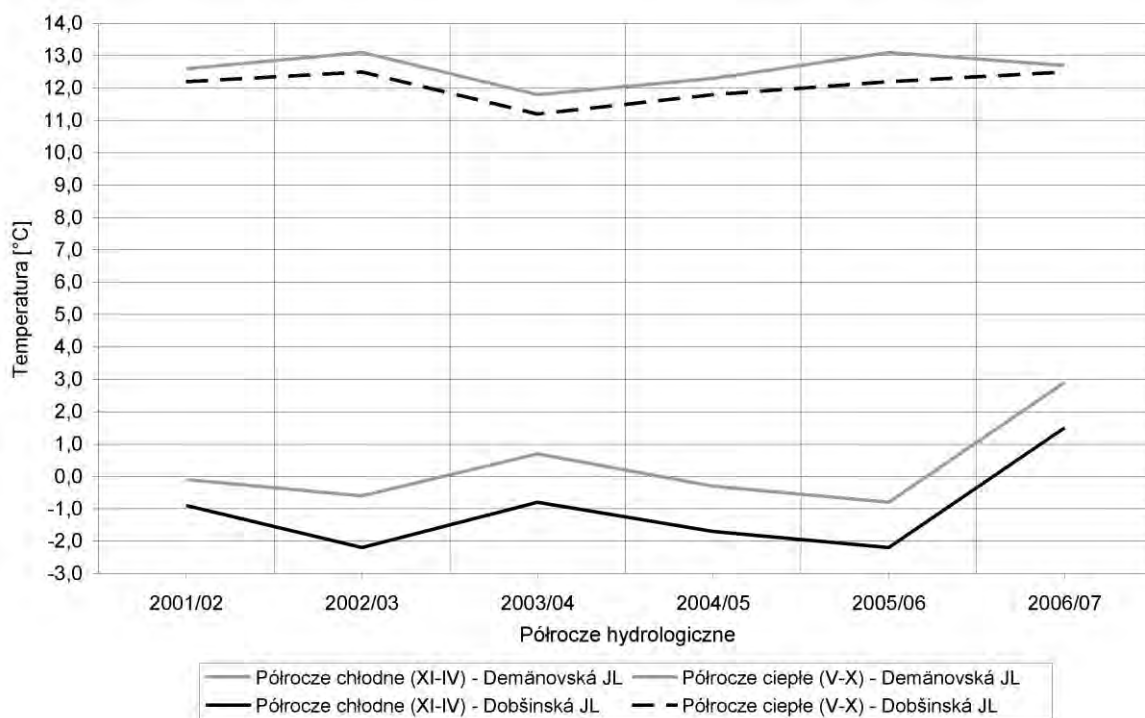
Dane ze stacji meteorologicznej Chopok, Telgárt, Poprad, Cluj-Napoca i Wrocław wskazują wyraźnie, że średnia temperatura powietrza w półroczu chłodnym 2005/06 była nie tylko najniższą w badanym siedmioletnim, ale i najniższą od roku 1995/96, natomiast średnia temperatura powietrza w półroczu

chłodnym 2006/07 – najwyższą od roku 1945/46 (ryc. 45). W związku z powyższym można stwierdzić, że skrajnie odmienne warunki termiczne, jakie zanotowano w dwóch półroczach chłodnych: 2005/06 i 2006/07, nie miały zasięgu lokalnego lecz regionalny, obejmując spory obszar Europy Środkowej.

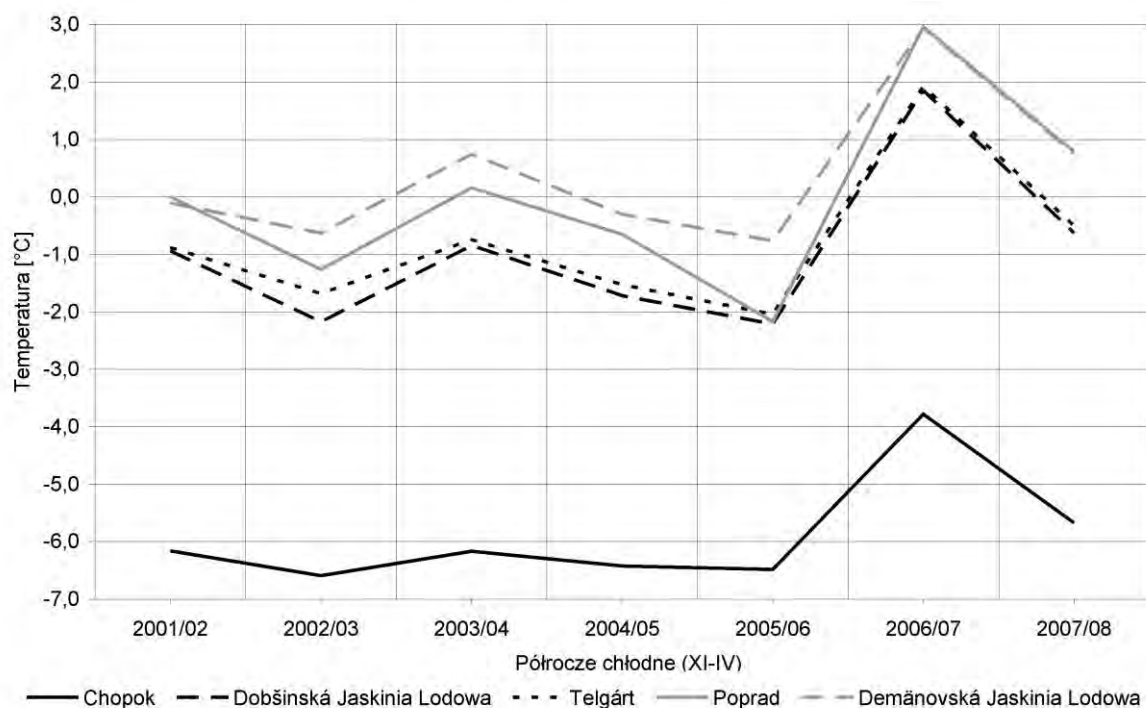
W otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL półrocze chłodne 2006/07 było o 3,7°C cieplejsze od półrocza chłodnego 2005/06. Jednakże w otoczeniu Demänovskiej JL średnia temperatura powietrza w półroczu chłodnym 2005/06, 2006/07 i w okresie 2001/02–2006/07 była o 1,4°C wyższa, w porównaniu z temperaturą powietrza w otoczeniu Dobšinskiej JL (tab. 5 i 6). Wynikało to przede wszystkim z różnicy wysokości między jaskiniami. Demänovská JL znajduje się 129 m niżej w porównaniu z Dobšinską JL.

Zróznicowane warunki termiczne w półroczach chłodnych 2005/06 i 2006/07 panujące w otoczeniu badanych jaskiń kształtowały w inny sposób wychłodzenie ich wnętrza.

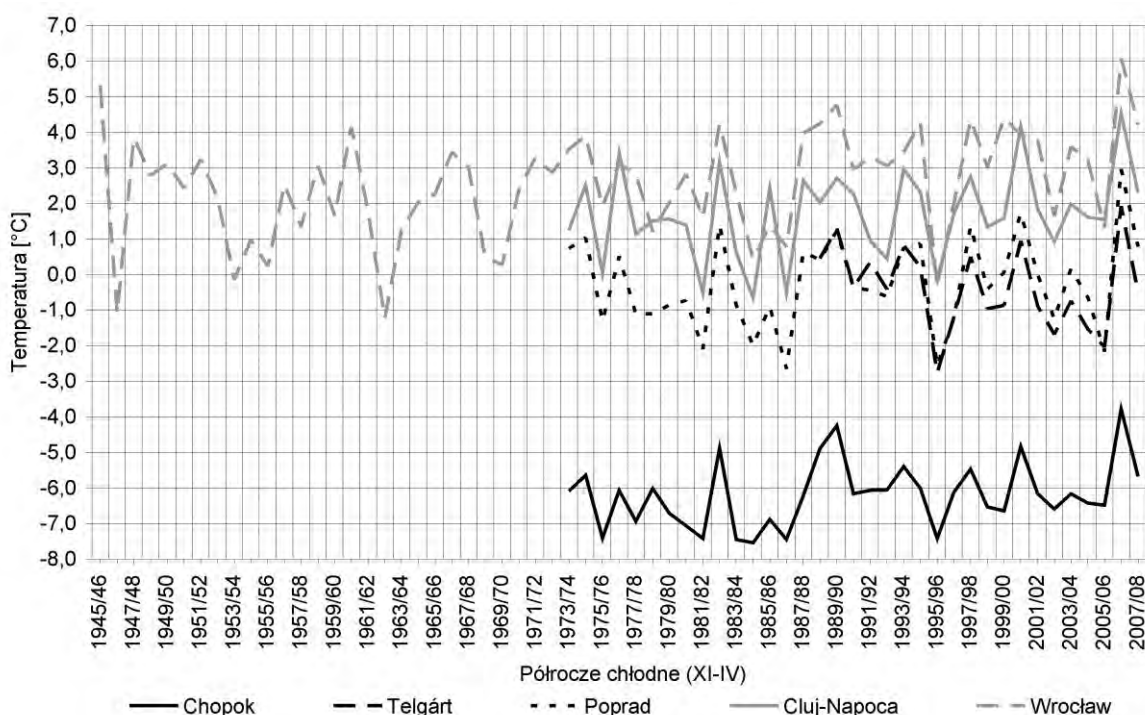
Średnia temperatura powietrza w półroczu chłodnym 2006/07 we wszystkich komorach Demänovskiej JL (z wyjątkiem korytarza Jazerná chodba) i Dobšinskiej JL (z wyjątkiem sali Kvapľová sieň) była wyraźnie wyższa w porównaniu ze średnią w półroczu chłodnym 2005/06. W Demänovskiej JL różnica temperatury powietrza między analizowanymi półroczami chłodnymi wynosiła od 0,7°C (w sali Jánošíkov dóm i Kmeťov dóm



Ryc. 43. Przebieg temperatury powietrza w otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinské JL w okresie od 2001/02 do 2006/07; wg średnich wielkości z półrocza chłodnego i półrocza ciepłego (opracowanie własne).



Ryc. 44. Przebieg temperatury powietrza na stacji meteorologicznej Chopok, Telgárt i Poprad oraz w otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinské JL w okresie od 2001/02 do 2007/08; wg średnich wielkości z półrocza chłodnego (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008c).



Ryc. 45. Przebieg temperatury powietrza na stacji meteorologicznej Chopok, Telgárt, Poprad, Cluj-Napoca i Wrocław w okresie od 1945/46 do 2007/08; wg średnich wielkości z półrocza chłodnego (opracowanie własne).

Tab. 5. Temperatura powietrza w poszczególnych komorach oraz w otoczeniu Demänovskej JL w okresie od 2001/02 do 2006/07; wg średnich wielkości z półrocza chłodnego i ciepłego (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008a).

Temperatura powietrza [°C]		Miejsce									
		Otoczenie jaskini	Štrkový dóm	Veľký dóm	Kmeťov dóm (centrum)	Belov dóm	Čierna galéria	Jánošíkov dóm	Jazerná chodba	Medvedia chodba	Wejście do jaskini
Półrocze chłodne (XI-IV)	2005/06	-0,8	-2,4	-1,9	-0,7	0,0	0,3	1,0	5,8	1,2	2,4
	2006/07	2,9	1,0	-0,1	0,0	0,8	1,1	1,7	5,7	1,9	3,2
	2001/02–2006/07	0,3	-1,3	-1,3	-0,4	0,3	0,6	1,3	5,8	1,5	2,6
Półrocze ciepłe (V-X)	2005/06	13,1	2,9	0,0	0,0	1,4	1,6	2,0	5,8	2,3	6,8
	2006/07	12,7	3,9	0,2	0,2	2,0	2,2	2,5	5,8	2,9	7,2
	2001/02–2006/07	12,6	3,2	0,1	0,1	1,7	1,8	2,2	5,8	2,5	6,6

Tab. 6. Temperatura powietrza w poszczególnych komorach oraz w otoczeniu Dobšinskiej JL w okresie od 2001/02 do 2006/07; wg średnich wielkości z półrocza chłodnego i ciepłego (opracowanie własne).

Temperatura powietrza [°C]		Miejsce						
		Otoczenie jaskini	Malá sieň	Lodospad	Kvapľová pivnica	Ruffinyho koridor	Zrútený dóm	Kvapľová sieň
Półrocze chłodne (XI-IV)	2005/06	-2,2	-2,0	-2,4	-1,9	-1,8	-2,2	2,9
	2006/07	1,5	-0,5	-0,7	-0,6	-0,6	-0,4	3,1
	2001/02– –2006/07	-1,1	-1,5	-1,8	-1,5	-1,4	-1,8	3,0
Półrocze ciepłe (V-X)	2005/06	12,2	-0,1	-0,5	-0,4	-0,4	-0,2	3,1
	2006/07	12,5	0,3	0,0	0,0	-0,1	0,4	3,2
	2001/02– –2006/07	12,1	0,1	-0,3	-0,3	-0,3	0,0	3,1

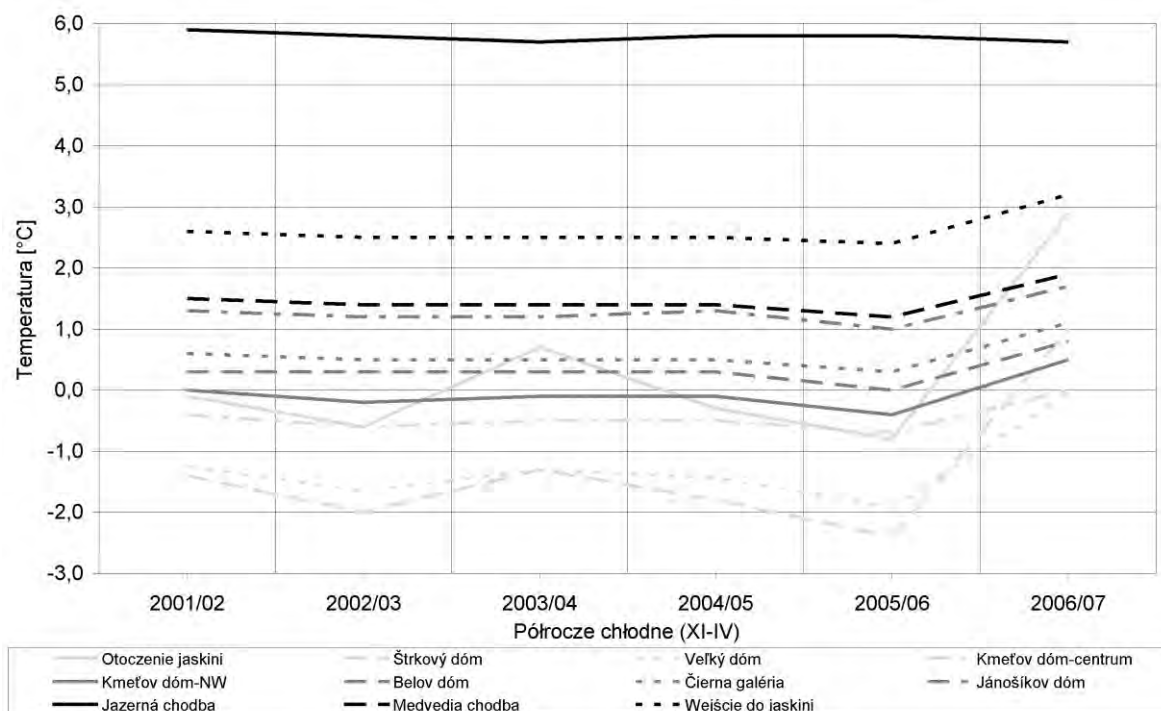
(centrum) oraz w korytarzu Medvedia chodba) do 3,4°C (w sali Štrkový dóm), natomiast w Dobšinskiej JL – od 1,2°C (w korytarzu Ruffinyho koridor) do 1,7°C (na stanowisku Lodospad). Korytarz Jazerná chodba okazał się wyjątkowy, ponieważ jest odizolowany służąc od pozostałej części Demänovskiej JL. Z kolei sala Kvapľová sieň łączy się z zalodzonego fragmentem Dobšinskiej JL wąskim i niskim korytarzem, który ogranicza wymianę powietrza między nimi. W obu miejscach panują zasadniczo statyczne warunki mikroklimatyczne, kształtowane głównie przez wymianę ciepła między górotworem i powietrzem.

W całym okresie badań, wyłącznie w stale zalodzonego fragmencie badanych jaskiń, rejestrowano średnią temperaturę powietrza w półroczu chłodnym mniejszą lub równą 0,0°C. W Demänovskiej JL obszar ten obejmował jedynie salę Veľký dóm oraz centrum komory Kmeťov dóm, natomiast w Dobšinskiej JL – komory: Malá sieň, Kvapľová pivnica, Ruffinyho koridor, Zrútený dóm oraz rejon Lodospadu. We wnętrzu Demänovskiej JL najniższa średnia temperatura powietrza

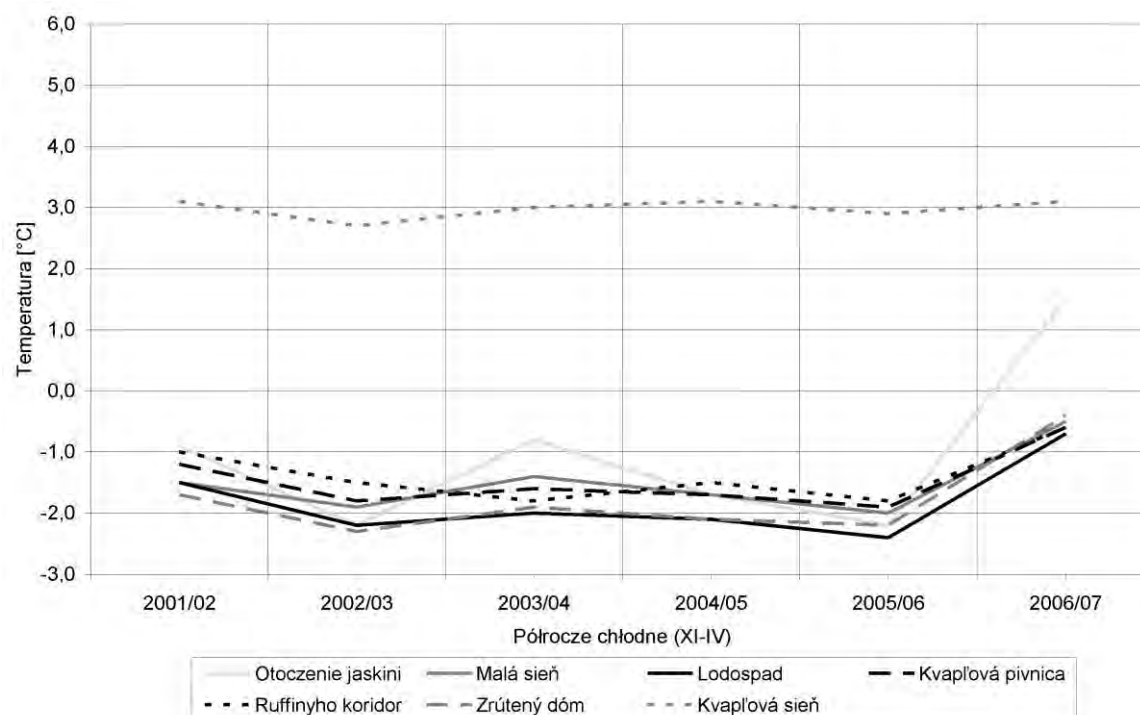
w półroczu chłodnym w okresie 2001/02–2006/07 wynosiła -1,3°C (odnotowano ją w sali Veľký dóm) i była o 0,5°C wyższa, od najzimniejszego obszaru w Dobšinskiej JL (tj. Lodospadu i sali Zrútený dóm; tab. 5 i 6).

Średnia temperatura powietrza w półroczach ciepłych w stale zalodzonego obszarze Demänovskiej JL była wyraźnie wyższa, w porównaniu ze stale zalodzonego fragmentem Dobšinskiej JL. W Demänovskiej JL średnia temperatura powietrza w półroczu ciepłym 2005/06 osiągnęła swoje minimum i wyniosła 0,0°C, podczas gdy w Dobšinskiej JL równała się -0,5°C (tab. 5 i 6).

W Demänovskiej JL wzrost średniej temperatury powietrza w półroczu chłodnym (wraz z oddalaniem się od otworu wyjściowego) notowano w dwóch profilach: Štrkový dóm – Kmeťov dóm – Bélov dóm – Čierna galeria – Jánošíkov dóm (tj. od -1,3°C do 1,3°C) oraz Štrkový dóm – Kmeťov dóm – Bélov dóm – Medvedia chodba-stare wejście (tj. od -1,3°C do 2,6°C; ryc. 46). We wnętrzu Dobšinskiej JL wzrost temperatury powietrza zaznaczał się bardzo słabo (ryc. 47).



Ryc. 46. Przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskej JL w okresie od 2001/02 do 2006/07; wg średnich wielkości z półrocza chłodnego (opracowanie własne).



Ryc. 47. Przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskéj JL w okresie od 2001/02 do 2006/07; wg średnich wielkości z półrocza chłodnego (opracowanie własne).

W przypadku Demänovskiej JL wyraźny wzrost temperatury powietrza, w kierunku do wnętrza jaskini, wiązał się zasadniczo z szybką transformacją chłodnego powietrza, które pokonując odcinek o długości ponad 400 m przepływało przede wszystkim przez niezalodzone i cieplejsze fragmenty jaskini. W Dobšinskiej JL niewielki wzrost temperatury powietrza, wraz z oddalaniem się od otworu wyjściowego, wiązał się z powolną transformacją chłodnego powietrza, które pokonując odcinek o długości ponad 200 m przepływało wyłącznie przez stale zalodzony fragment jaskini.

W otoczeniu badanych jaskiń lodowych średnia temperatura powietrza we wszystkich miesiącach półrocza chłodnego 2006/07, w porównaniu z jednakowymi miesiącami półrocza chłodnego 2005/06, była wyraźnie wyższa. W otoczeniu Demänovskiej JL średnia temperatura powietrza w styczniu 2007 roku, w porównaniu ze styczniem 2006 roku, była wyższa o 6,6°C, natomiast w otoczeniu Dobšinskiej JL – o 6,0°C. Jednakże w otoczeniu Demänovskiej JL średnia temperatura powietrza w styczniu w okresie 2001/02–2007/08 była o 1,4°C wyższa, w porównaniu z otoczeniem Dobšinskiej JL (tab. 7 i 8).

Tab. 7. Temperatura powietrza w otoczeniu Demänovskiej JL w okresie od 2001/02 do 2007/08; według średnich wielkości miesięcznych (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008c).

Miesiąc	Półrocze chłodne							2001/02-2007/08
	2001/02	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07	2007/08	
Listopad	-0,4	4,4	4,3	2,2	1,8	4,2	0,1	2,4
Grudzień	-6,2	-3,8	-0,7	-1,5	-2,2	1,4	-2,1	-2,2
Styczeń	-2,8	-4,1	-4,8	-2,8	-5,5	1,1	-0,9	-2,8
Luty	1,4	-5,9	-1,5	-4,2	-3,5	0,3	0,4	-1,9
Marzec	2,1	0,7	0,6	-1,8	-1,3	3,4	1,0	0,7
Kwiecień	5,3	4,9	6,5	6,2	6,1	7,2	6,2	6,1

Tab. 8. Temperatura powietrza w otoczeniu Dobšinskiej JL w okresie od 2001/02 do 2007/08; według średnich wielkości miesięcznych (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008c).

Miesiąc	Rok hydrologiczny							2001/02-2007/08
	2001/02	2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07	2007/08	
Listopad	-2,0	2,1	2,6	0,3	-0,2	2,5	-1,3	0,6
Grudzień	-7,3	-5,5	-2,4	-3,1	-4,0	-0,3	-3,8	-3,8
Styczeń	-2,9	-5,7	-7,0	-4,2	-6,6	-0,6	-2,4	-4,2
Luty	0,0	-7,0	-3,4	-6,1	-5,4	-1,9	-1,1	-3,6
Marzec	1,8	-0,6	-0,3	-2,5	-2,5	1,9	-0,4	-0,4
Kwiecień	4,9	3,5	5,6	5,4	5,4	7,2	5,3	5,3

W otoczeniu Demänovskiej JL każdy miesiąc półrocza chłodnego 2006/07 cechował się, po raz pierwszy od 2001 roku, temperaturą powietrza większą od 0,0°C. W pozostałych półroczach chłodnych liczba miesięcy z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C mieściła się w przedziale od 3 do 4. W otoczeniu Dobšinskiej JL w półroczu chłodnym 2006/07 odnotowano jedynie trzy miesiące ze średnią temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C. W półroczu chłodnym 2005/06 takich miesięcy było pięć, natomiast w pozostałych półroczach chłodnych – po cztery (tab. 7 i 8).

Zmiany średniej miesięcznej temperatury powietrza w otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL w okresie od 2001/02 do 2006/07 (ryc. 48 i 49) potwierdzają odmienny charakter termiczny omawianych dwóch półroczy chłodnych. Półrocze chłodne 2005/06, w porównaniu z półroczem chłodnym 2006/07, cechowało się w otoczeniu oraz we wnętrzu badanych jaskiń znacznie większym udziałem liczby dni i miesięcy z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C, o czym będzie mowa w podrozdziale 5.4.

Średnia temperatura powietrza w poszczególnych miesiącach półrocza chłodnego 2006/07, w porównaniu z miesiącami półrocza chłodnego 2005/06, była we wszystkich komorach Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL wyraźnie wyższa. Dla przykładu: w Demänovskiej JL różnica temperatury powietrza między styczniem 2006 i styczniem 2007 roku wynosiła od 1,0°C w sali Jánošíkov dóm aż do 6,0°C w sali Štrkovy dóm, natomiast w Dobšinskiej JL – od 2,2°C w korytarzu Ruffinyho koridor do 3,2°C w sali Zrúteny dóm. Wyjątek stanowiły korytarz Jazerná chodba i sala Kvapľová sieň (ryc. 48 i 49).

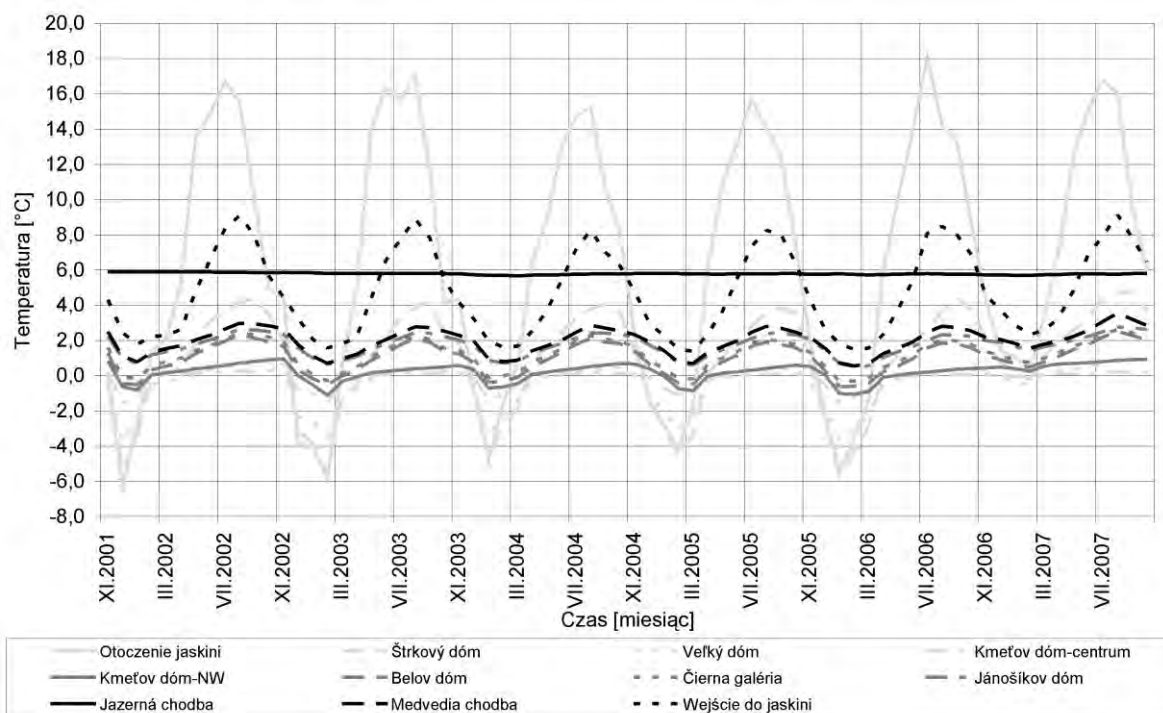
W Demänovskiej JL w półroczu chłodnym 2006/07, po raz pierwszy od 2001 roku, zanotowano średnią miesięczną temperaturę powietrza mniejszą lub równą 0,0°C wyłącznie w profilu: Štrkovy dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm. W pozostałych półroczach

chłodnych notowano ją w profilu: Štrkovy dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm – Bélov dóm – Čierna galéria. Z kolei w Dobšinskiej JL w półroczu ciepłym 2006/07, po raz pierwszy od 2001 roku, w sali Malá sieň i Zrúteny dóm zanotowano sześć miesięcy z temperaturą powietrza przekraczającą 0,0°C. W pozostałych półroczach ciepłych notowano maksymalnie cztery takie miesiące.

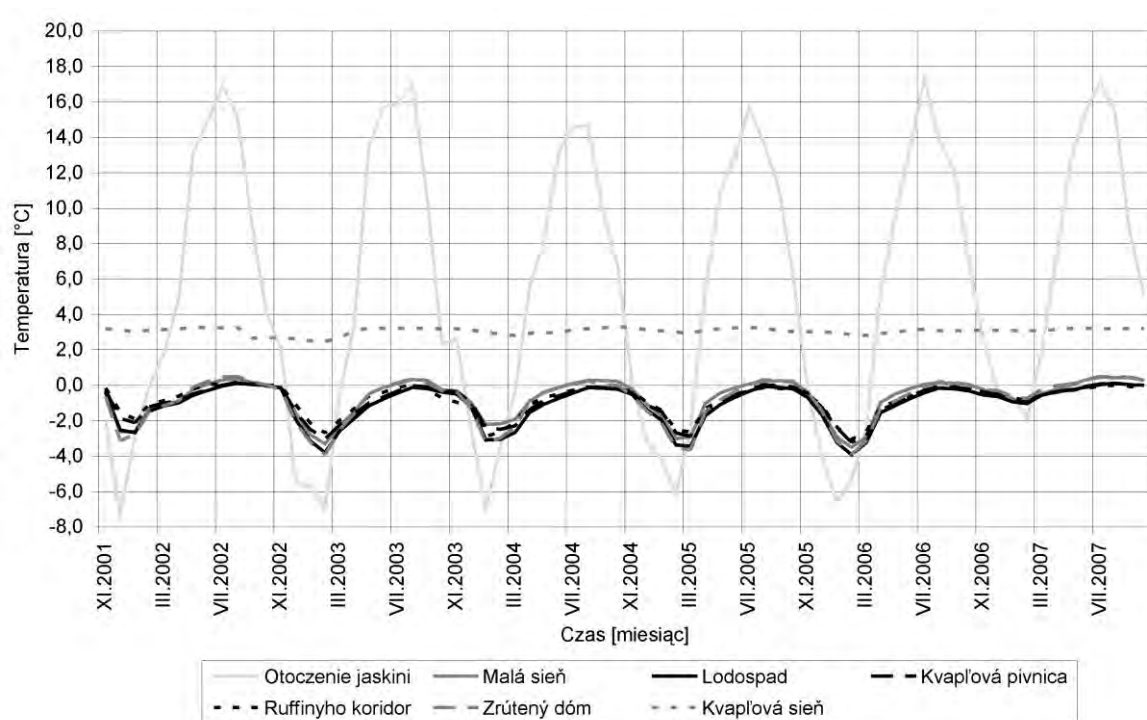
Najzimniejszym miesiącem w otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL był styczeń, natomiast najcieplejszym – lipiec (ryc. 50 i 51). Przeciętna roczna amplituda temperatury powietrza w otoczeniu Demänovskiej JL wynosiła 19,4°C, natomiast w otoczeniu Dobšinskiej JL równała się 20,8°C.

W otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL średnia dobową temperatura powietrza mniejsza lub równa 0,0°C utrzymywała się przez okres 3,5 miesiąca, tj. od początku grudnia do połowy marca. W tym okresie średnia dobową temperatura powietrza w otoczeniu Demänovskiej JL obniżała się maksymalnie do –6,0°C, natomiast w otoczeniu Dobšinskiej JL – do blisko –8,0°C. W pozostałej części roku średnia dobową temperatura powietrza w otoczeniu badanych jaskiń utrzymywała się zasadniczo powyżej 0,0°C, a jej maksymalne wielkości notowano w lipcu (ryc. 52 i 53).

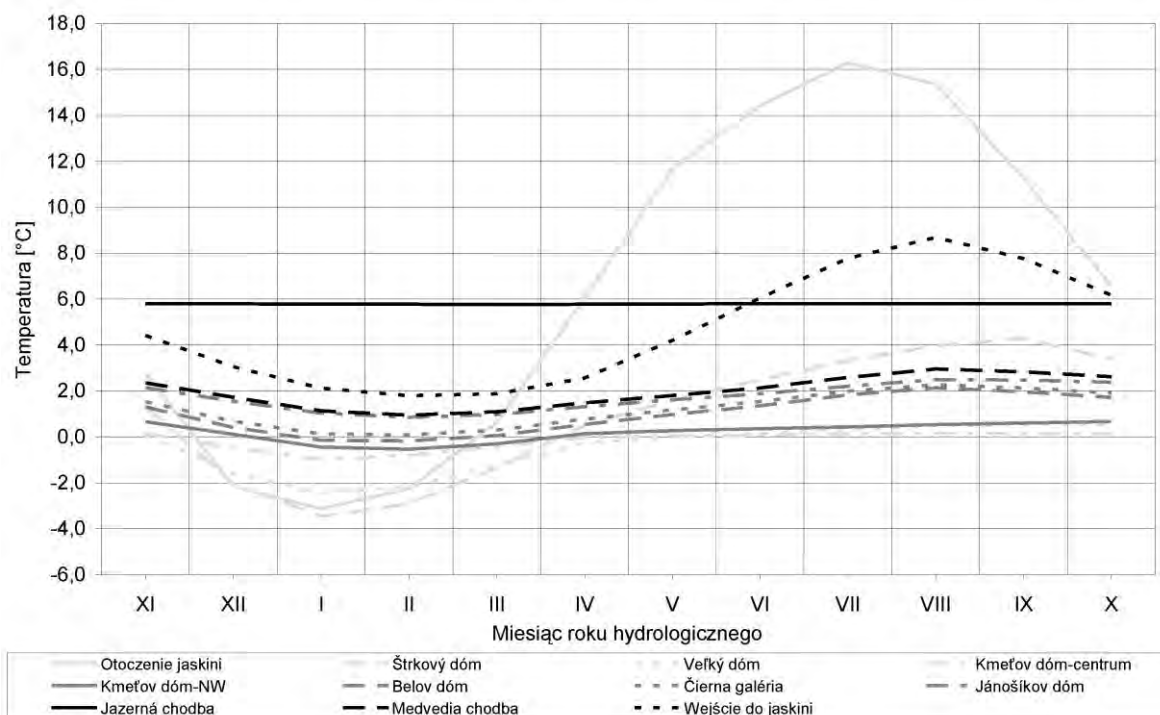
We wszystkich komorach Demänovskiej JL do najchłodniejszych miesięcy należały styczeń i luty, natomiast do najcieplejszych – sierpień (w obszarze sezonowo zalodzonej oraz pozbawionym lodu) i październik (w obszarze stale zalodzonej). Najwięcej miesięcy z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C zanotowano w sali Veľký dóm i Kmeťov dóm (po pięć), natomiast najmniejszą – w sali Bélov dóm (dwa). W Dobšinskiej JL najchłodniejszym miesiącem był luty, natomiast najcieplejszym – sierpień. W tej jaskini najwięcej miesięcy z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C zanotowano w profilu Lodospad – Kvapľová pivnica – Ruffinyho koridor (tj. dwanaście), natomiast najmniejszą – w sali Malá sieň (tj. siedem; ryc. 50 i 51).



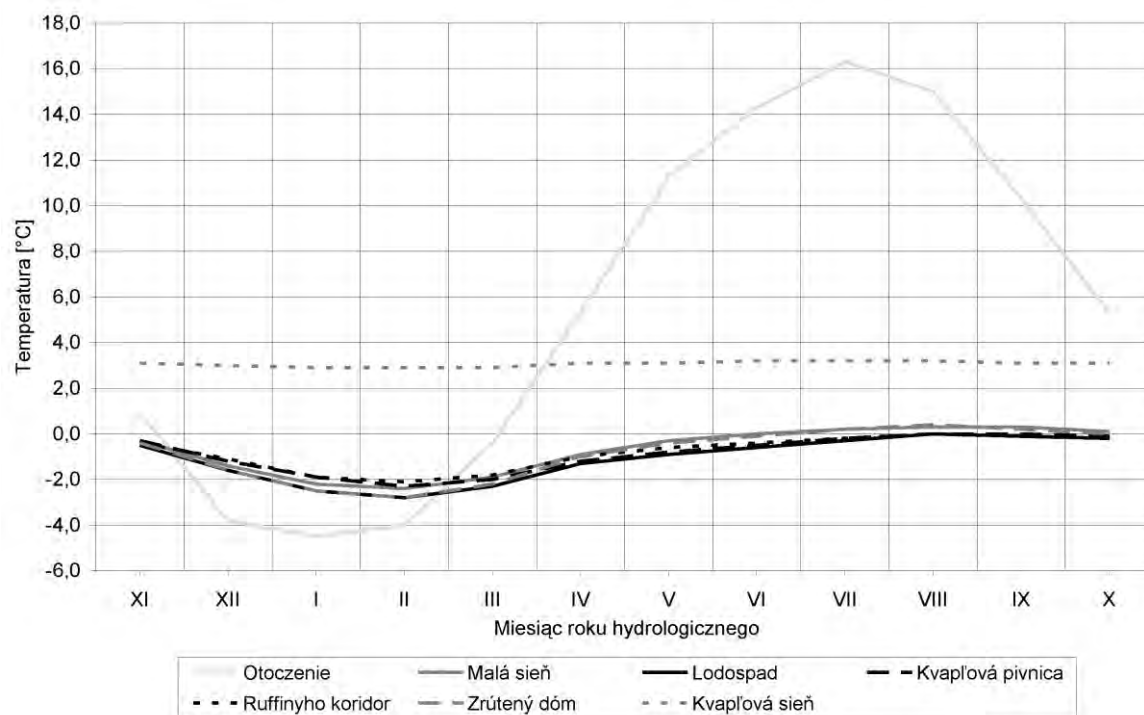
Ryc. 48. Przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskej JL w okresie od listopada 2001 do października 2007 roku; wg średnich wielkości miesięcznych (opracowanie własne).



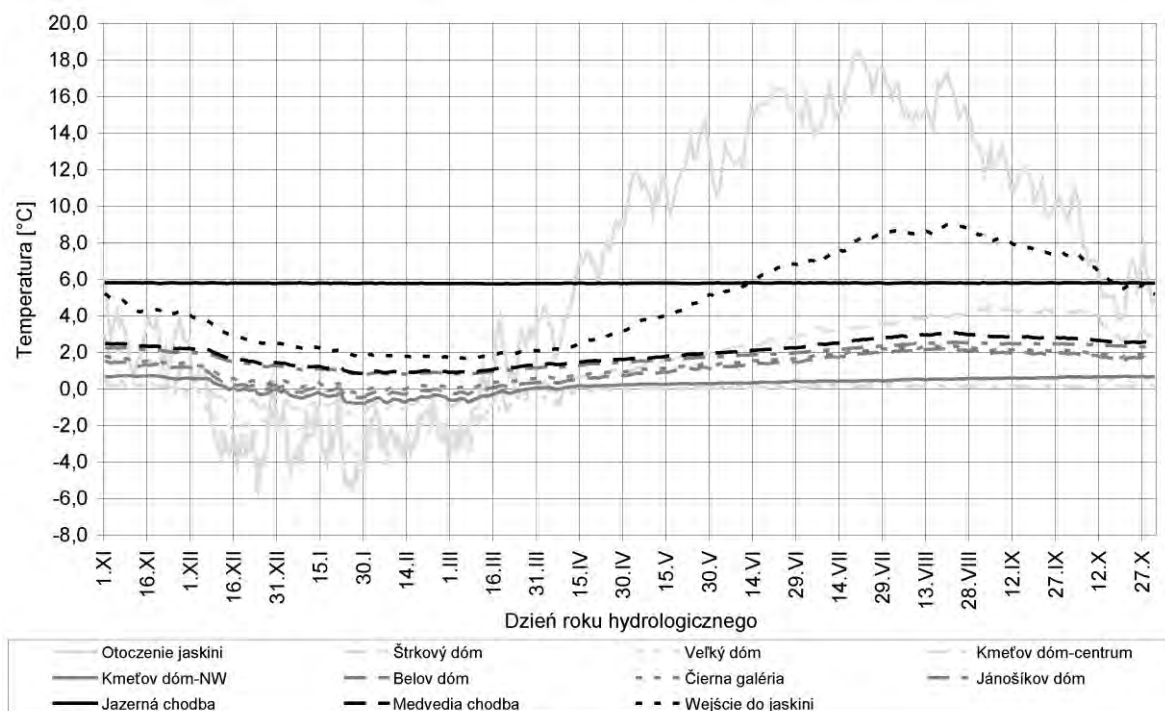
Ryc. 49. Przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskkej JL w okresie od listopada 2001 do października 2007 roku; wg średnich wielkości miesięcznych (opracowanie własne).



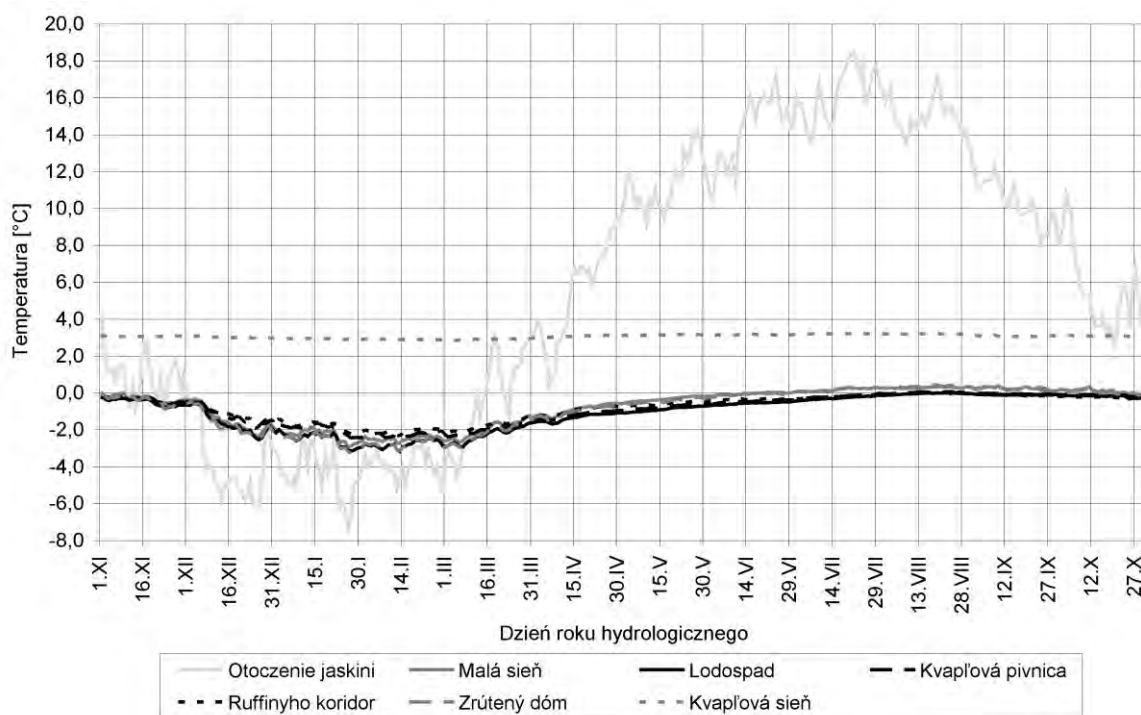
Ryc. 50. Przeciętny roczny przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskiej JL; wg uśrednionych wielkości miesięcznych z okresu 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).



Ryc. 51. Przeciętny roczny przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskéj JL; wg uśrednionych wielkości miesięcznych z okresu 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).



Ryc. 52. Przeciętny roczny przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskej JL; wg uśrednionych wielkości dobowych z okresu 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).



Ryc. 53. Przeciętny roczny przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskéj JL; wg uśrednionych wielkości dobowych z okresu 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).

W Demänovskiej JL średnia dobową temperatura powietrza mniejsza lub równa $0,0^{\circ}\text{C}$ utrzymywała się najdłużej w sali Veľký dóm, tj. w okresie od początku grudnia do połowy maja, natomiast najkrócej w korytarzu Čierna galéria, tj. w okresie od początku trzeciej dekady stycznia do końca pierwszej dekady lutego. Wówczas temperatura powietrza w komorze Veľký dóm sięgała maksymalnie do $-3,0^{\circ}\text{C}$, natomiast w korytarzu Čierna galéria – do $-0,2^{\circ}\text{C}$. W Dobšinskiej JL średnia dobową temperatura powietrza mniejsza lub równa $0,0^{\circ}\text{C}$ utrzymywała się przez prawie cały rok w korytarzu Ruffinyho koridor, a w okresie od końca listopada do połowy czerwca w sali Malá sieň. W tym czasie temperatura powietrza w całym zalodzonej fragmencie jaskini obniżała się maksymalnie do $-3,0^{\circ}\text{C}$. W izolowanym korytarzu Jazerná chodba w Demänovskiej JL temperatura powietrza utrzymywała się przez cały rok na stałym poziomie, tj. $5,8^{\circ}\text{C}$, natomiast w komorze Kvapľová sieň w Dobšinskiej JL – w okolicy $3,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 52 i 53).

W Demänovskiej JL największa amplituda temperatury powietrza, przekraczająca $6,0^{\circ}\text{C}$, występowała w obszarze wejściowym oraz w sali Štrkový dóm. W pozostałych komorach jaskini amplituda temperatury powietrza nie przekraczała $2,5^{\circ}\text{C}$. W Dobšinskiej JL w całym zalodzonej fragmencie jaskini amplituda temperatury powietrza nie była większa od $3,0^{\circ}\text{C}$. W najgłębszym obszarze Demänovskiej JL, tj. w korytarzu Jazerná chodba i Dobšinskiej JL, tj. w sali Kvapľová sieň amplituda temperatury powietrza nie przekraczała $0,5^{\circ}\text{C}$.

Absolutnie najniższą średnią dobową temperaturę powietrza w otoczeniu oraz we wnętrzu badanych jaskiń lodowych zanotowano w styczniu 2006 roku. W otoczeniu Demänovskiej JL osiągnęła ona wówczas $-17,0^{\circ}\text{C}$, natomiast w otoczeniu Dobšinskiej JL wynosiła $-17,9^{\circ}\text{C}$. Równocześnie w Demänovskiej JL w komorze Štrkový dóm temperatura powietrza sięgnęła $-17,0^{\circ}\text{C}$, natomiast w Dobšinskiej JL w komorze Zrútený dóm wynosiła $-6,3^{\circ}\text{C}$ (tab. 9 i 10).

W otoczeniu Dobšinskiej JL średnia roczna temperatura powietrza w okresie 2001/02-2006/07 wynosiła $5,6^{\circ}\text{C}$ i była o $0,9^{\circ}\text{C}$ niższa, w porównaniu z otoczeniem Demänovskiej JL. We wnętrzu Dobšinskiej JL najniższą średnią roczną temperaturę powietrza odnotowano na stanowisku Lodospad, tj. $-1,1^{\circ}\text{C}$. Było to o $0,6^{\circ}\text{C}$ mniej, w porównaniu z najchłodniejszym obszarem w Demänovskiej JL, tj. salą Veľký dóm (tab. 9 i 10).

Podsumowując, zmiany temperatury powietrza obserwowane w półroczu chłodnym w badanych jaskiniach lodowych nawiązywały do zmian temperatury powietrza w ich otoczeniu. Przebieg tych zmian zależał od odległości od otworów wejściowych oraz roli, jaką pełniły dane korytarze w wymianie powietrza w jaskini (Piasecki i in. 2007).

Przedstawiona analiza wykazała wyraźnie większe wychłodzenie Dobšinskiej JL, w porównaniu z Demänovską JL. W otoczeniu Dobšinskiej JL temperatura powietrza w półroczu chłodnym była przeciętnie o ponad $1,0^{\circ}\text{C}$ niższa, w porównaniu z otoczeniem Demänovskiej JL. Jednocześnie w zalodzonej wnętrzu Dobšinskiej JL temperatura powietrza w półroczu chłodnym była przeciętnie o ponad $0,5^{\circ}\text{C}$ niższa, w porównaniu z zalodzonej fragmentem Demänovskiej JL.

5.4. Liczba dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ w otoczeniu oraz we wnętrzu Demänovskiej Jaskini Lodowej i Dobšinskiej Jaskini Lodowej

W otoczeniu Demänovskiej JL największą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ zanotowano w półroczu chłodnym 2005/06, natomiast najmniejszą – w półroczu chłodnym 2006/07. W pierwszym z wymienionych półroczy chłodnych zanotowano 109 takich dni, natomiast w następnym 35 (ryc. 54 i 56).

Tab. 9. Wielkości charakterystyczne temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskej JL w okresie 2001/02–2006/07 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008c).

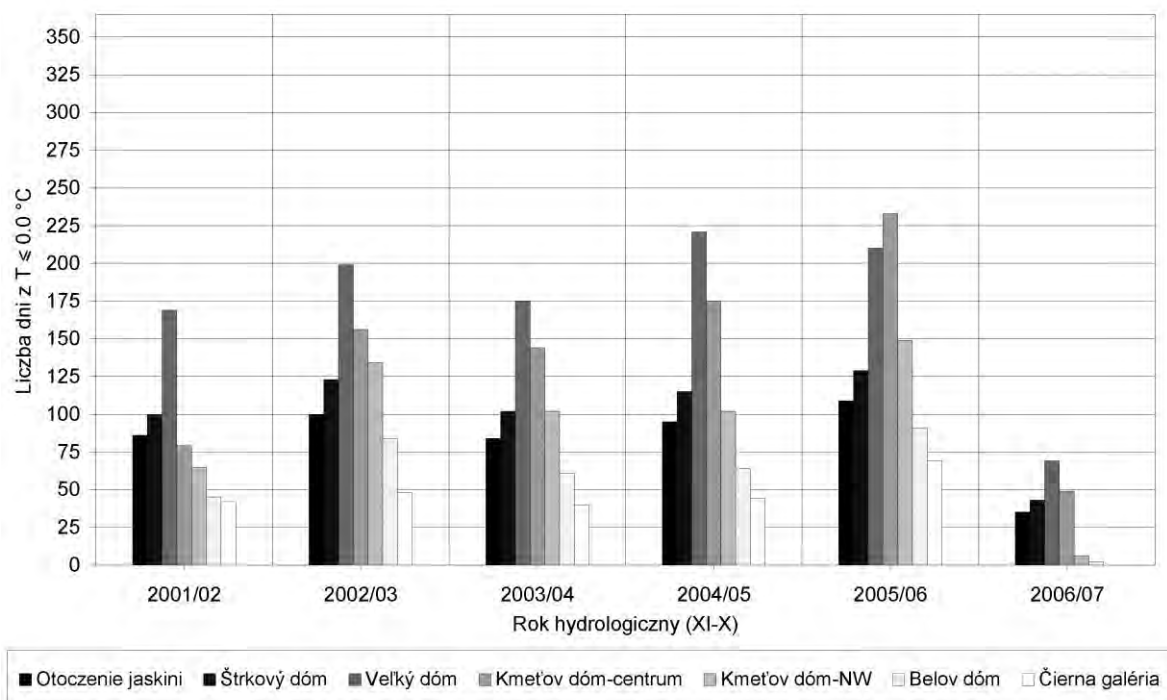
Miejsce	Temperatura powietrza [°C]		
	Średnia roczna	Średnia dobową	
		Najwyższa	Najniższa
Otoczenie jaskini	6,5	23,2	–17,0
Štrkový dóm	0,9	6,6	–17,0
Veľký dóm	–0,5	1,2	–9,4
Kmeťov dóm (centrum)	–0,2	0,4	–4,2
Kmeťov dóm (NW)	0,2	1,0	–2,6
Belov dóm	1,0	2,7	–2,1
Čierna galéria	1,2	2,8	–1,6
Jánošíkov dóm	1,7	2,8	0,2
Jazerná chodba	5,8	6,0	5,6
Medvedia chodba	2,0	3,8	0,1
Wejście do jaskini	4,7	9,9	1,0

Tab. 10. Wielkości charakterystyczne temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskej JL w okresie 2001/02–2006/07 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008c).

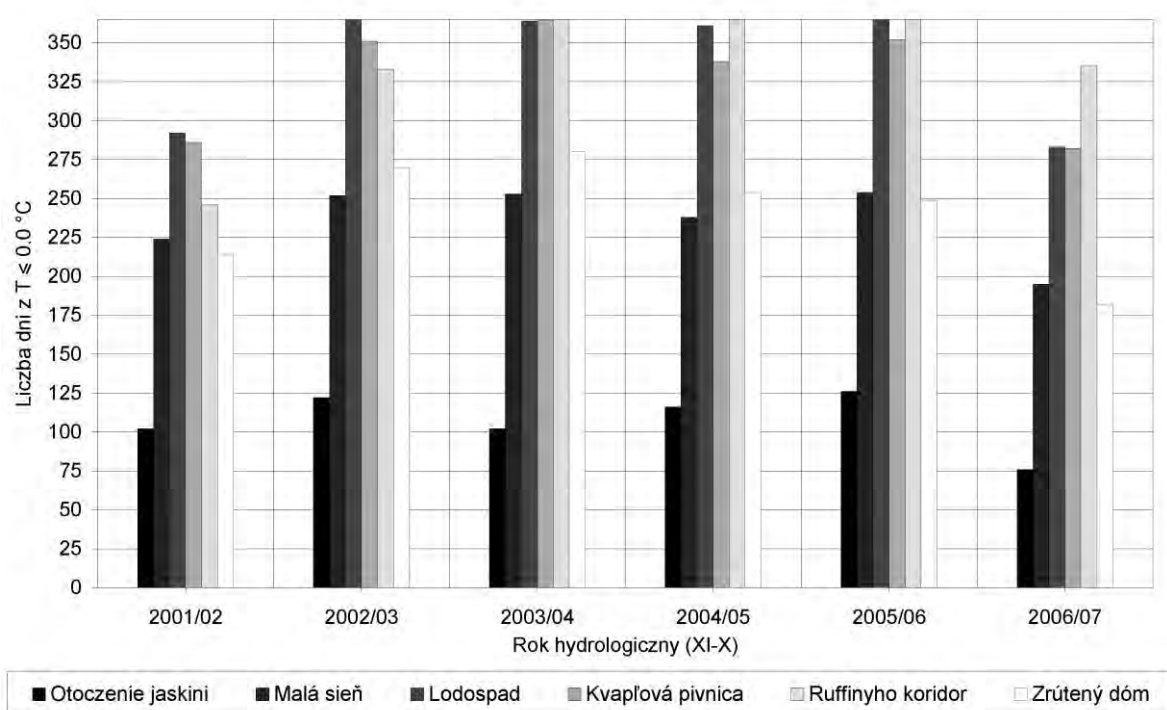
Miejsce	Temperatura powietrza [°C]		
	Średnia roczna	Średnia dobową	
		Najwyższa	Najniższa
Otoczenie jaskini	5,6	24,2	–17,9
Malá sieň	–0,7	1,1	–5,4
Lodospad	–1,1	0,3	–6,2
Kvapľová pivnica	–0,9	0,2	–4,4
Ruffinyho koridor	–0,8	0,4	–4,0
Zrútený dóm	–0,8	1,2	–6,3
Kvapľová sieň	3,1	3,4	2,4

Liczba dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C w półroczach chłodnych 2005/06 i 2006/07 zanotowana w otoczeniu Dobšinskej JL była wyraźnie większa w porównaniu z otoczeniem Demänovskej JL i wynosiła odpowiednio 126

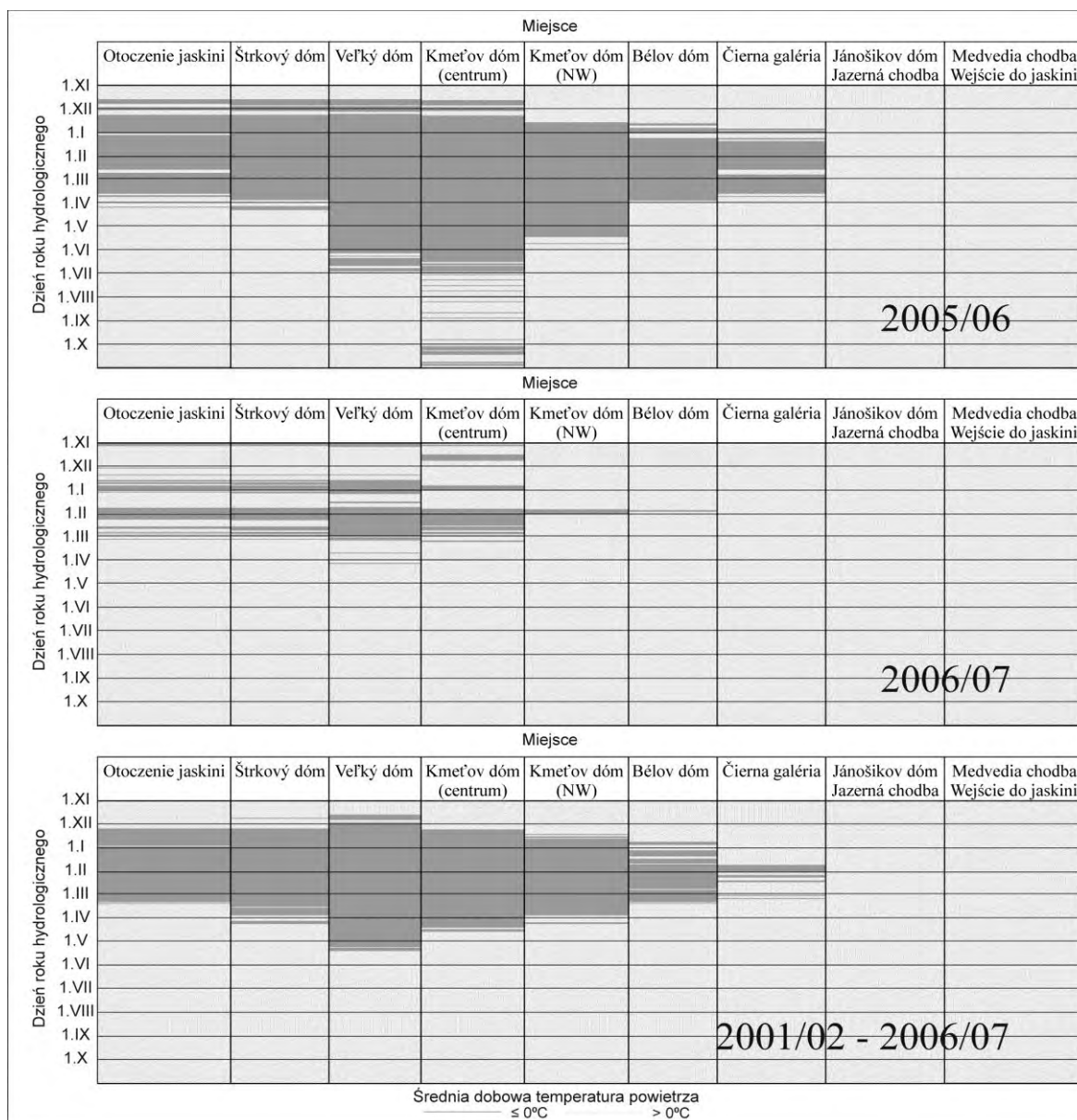
i 76 dni (ryc. 55 i 57). W okresie 2001/02–2006/07 w otoczeniu Demänovskej JL zanotowano przeciętnie o 22 takie dni mniej, w porównaniu z otoczeniem Dobšinskej JL (ryc. 56 i 57). Wynikało to zasadniczo z różnicy wysokości między jaskiniami.



Ryc. 54. Liczba dni z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0.0°C w roku hydrologicznym w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskej JL w okresie od 2001/02 do 2006/07; wg średnich wielkości dobowych (opracowanie własne).



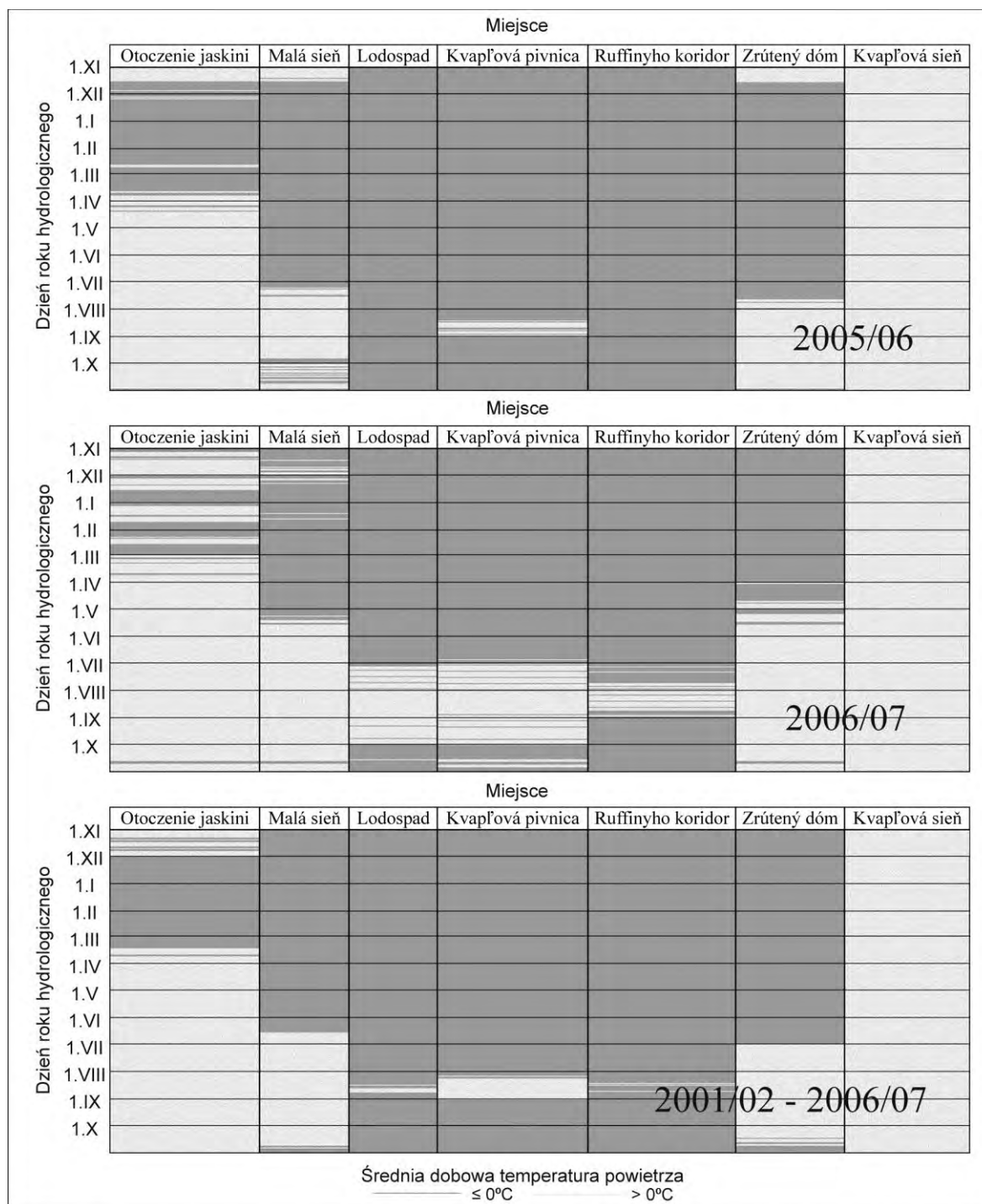
Ryc. 55. Liczba dni z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0.0°C w roku hydrologicznym w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskiej JL w okresie od 2001/02 do 2006/07; wg średnich wielkości dobowych (opracowanie własne).



Ryc. 56. Występowanie dni z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C i większą od 0,0°C w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz przeciętne występowanie tych dni w okresie 2001/02-2006/07 (opracowanie: Strug, Zelinka 2008a).

Największą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C w Demänovskiej JL (z wyjątkiem komory Veľký dóm) zanotowano w półroczu chłodnym 2005/06. W centralnej części zalodzonej komory Kmeťov dóm zanotowano aż 233 takie dni, natomiast w korytarzu Čierna galéria – 69. W półroczu chłodnym 2006/07 zanotowano wielokrotnie niższą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C, w porównaniu z półroczem

chłodnym 2005/06. W centralnej części komory Kmeťov dóm zanotowano ich jedynie 49, natomiast w korytarzu Čierna galéria – ani jednego (ryc. 54 i 56). Największą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C w okresie 2001/02-2006/07 odnotowano w zalodzonej sali Veľký dóm, natomiast najmniejszą – w korytarzu Čierna galéria. W pierwszym z wymienionych miejsc zanotowano przeciętnie 162 takie dni, natomiast w drugim 40 (ryc. 56).



Ryc. 57. Występowanie dni z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C i większą od 0,0°C w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz przeciętne występowanie tych dni w okresie 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).

W zalodzonej obszarze Dobšinskiej JL, w porównaniu z zalodzonego fragmentem Demänovskiej JL, w półroczu chłodnym 2005/06 zanotowano znacznie większą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza

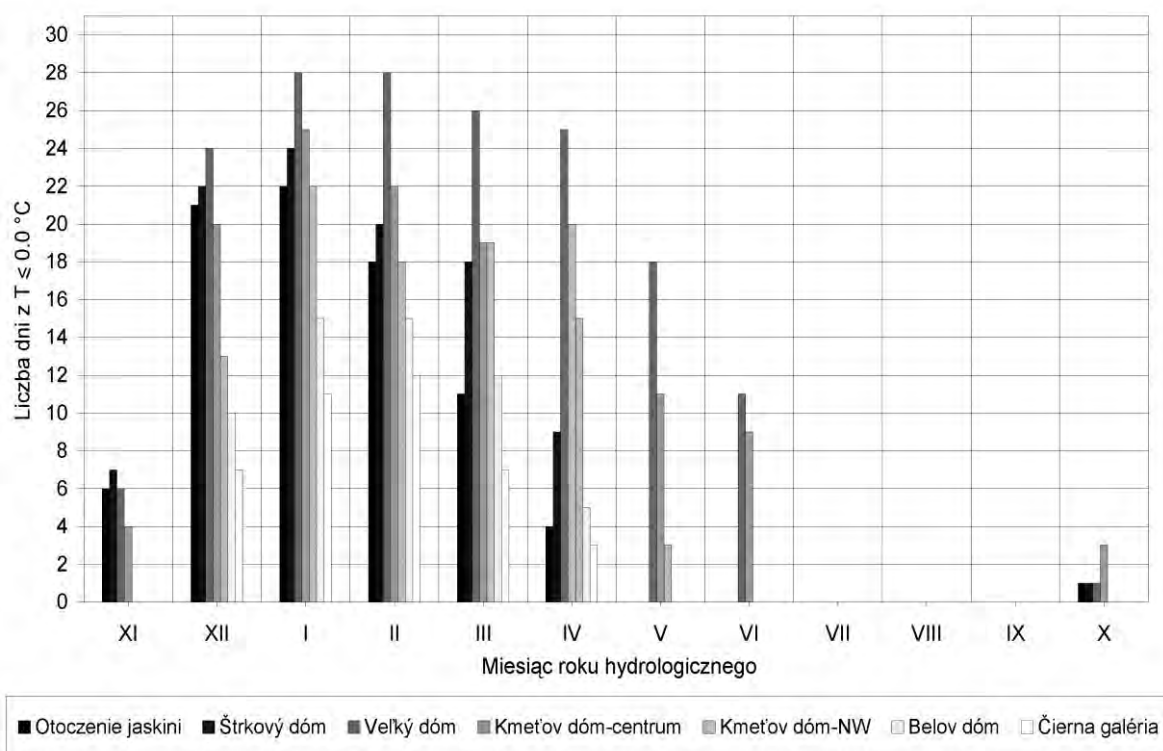
mniejszą lub równą 0,0°C. W dolnym poziomie jaskini, w profilu Lodospad – Kvapľová pivnica – Ruffinyho koridor, zanotowano od 352 do 365 takich dni, natomiast w jej górnym poziomie, w profilu: Malá sieň – Zrútený dóm

– od 249 do 254 takich dni. W półroczu chłodnym 2006/07, w porównaniu z półroczem chłodnym 2005/06, zanotowano niższą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$. W dolnym poziomie jaskini zanotowano ich od 282 do 335, natomiast w jej górnym poziomie od 182 do 195 (ryc. 55 i 57). Największą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ w okresie 2001/02–2006/07 odnotowano w obszarze Lodospadu, natomiast najmniejszą – w sali Malá sieň. W pierwszym z wymienionych miejsc zanotowano przeciętnie 338 takich dni, natomiast w drugim 236 (ryc. 57).

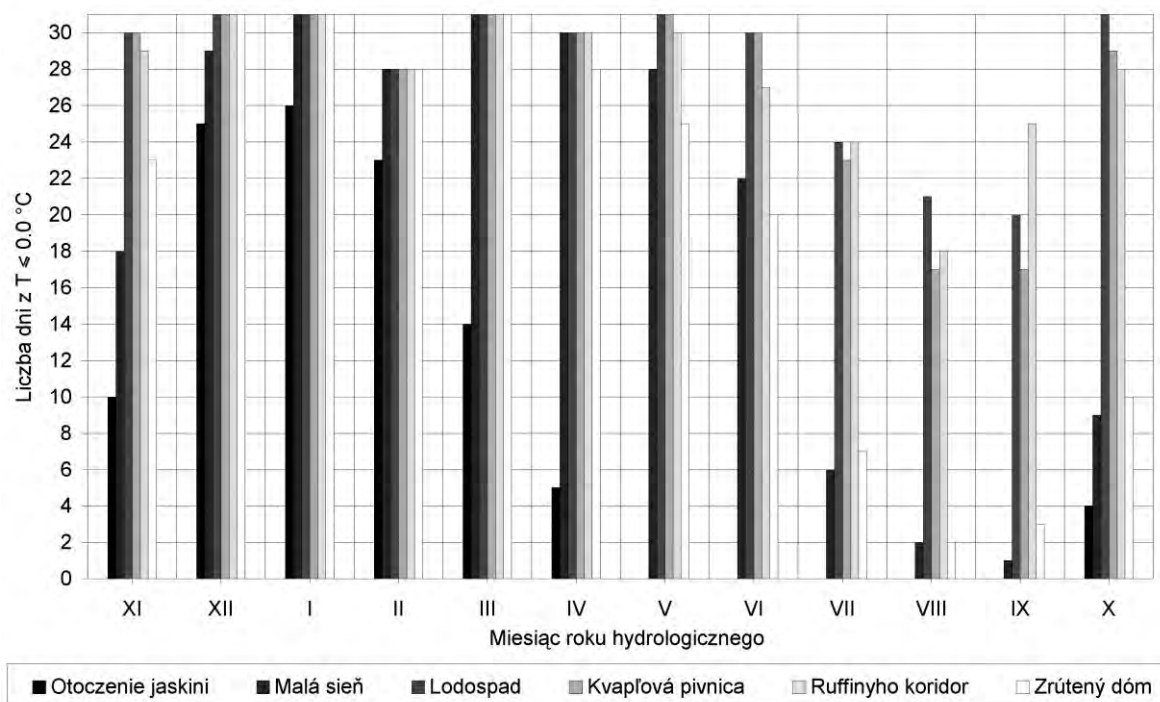
W otoczeniu Demänovskiej JL, w porównaniu z otoczeniem Dobšinskiej JL, w każdym miesiącu półrocza chłodnego zano-

towano wyraźnie niższą przeciętną liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$. W otoczeniu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL największą liczbę takich dni zanotowano w styczniu (odpowiednio 22 i 26 dni), natomiast najmniejszą w kwietniu (odpowiednio 4 i 5 dni; ryc. 58 i 59).

W Demänovskiej JL największą przeciętną liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ zanotowano w styczniu (od 11 dni w korytarzu Čierna galéria do 28 dni w sali Veľký dóm). W korytarzu Čierna galéria notowano je w okresie od grudnia do kwietnia, natomiast w sali Veľký dóm – od października do czerwca (ryc. 58).



Ryc. 58. Przeciętna liczba dni z temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ w miesiącu w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskiej JL; wg uśrednionych wielkości dobowych z okresu 2001/02–2006/07 (opracowanie własne).



Ryc. 59. Przeciętna liczba dni z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C w miesiącu w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskiej JL; wg uśrednionych wielkości dobowych z okresu 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).

W zalodzonej obszarze Dobšinskiej JL, w porównaniu z zalodzonej fragmentem Demänovskiej JL, w każdym miesiącu roku hydrologicznego zanotowano znacznie większą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C. W całym zalodzonej obszarze Dobšinskiej JL największą liczbę takich dni zanotowano w styczniu (31 dni). W pozostałych miesiącach roku hydrologicznego w profilu: Lodospad – Kvapľová pivnica – Ruffinyho koridor zanotowano od 17 do 31 takich dni, natomiast w profilu: Malá sieň – Zrútený dóm – od 1 do 28 takich dni. W całym zalodzonej obszarze Dobšinskiej JL najmniejszą liczbę dni ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C notowano w sierpniu (ryc. 59).

Podsumowując, różnica w liczbie dni ze średnią temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C między półroczem chłodnym 2005/06 i 2006/07 w otoczeniu oraz w zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL była wyraźnie większa, w porównaniu z otocze-

niem oraz zalodzonej obszarem Dobšinskiej JL. Równocześnie w zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL, w porównaniu z zalodzonej obszarem Dobšinskiej JL, liczba takich dni we wszystkich miesiącach oraz półroczach chłodnych była zdecydowanie mniejsza.

Z powyższej charakterystyki wynika, iż warunki termiczne (tzn. liczba dni ze średnią temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0,0°C) zapewniające utrzymywanie lodu w Demänovskiej JL cechują się wysoką wrażliwością na zmiany temperatury powietrza zachodzące w otoczeniu jaskini w półroczu chłodnym. Warunki termiczne zapewniające występowanie lodu w Dobšinskiej JL są zdecydowanie korzystniejsze.

5.4.1. Warunki termiczne w Dobšinskiej Jaskini Lodowej i Jaskini Lodowej Scărișoara w okresie od lipca 2007 do lipca 2008 roku

W celu zbadania przebiegu zmian temperatury monolitu lodowego w Dobšinskiej JL

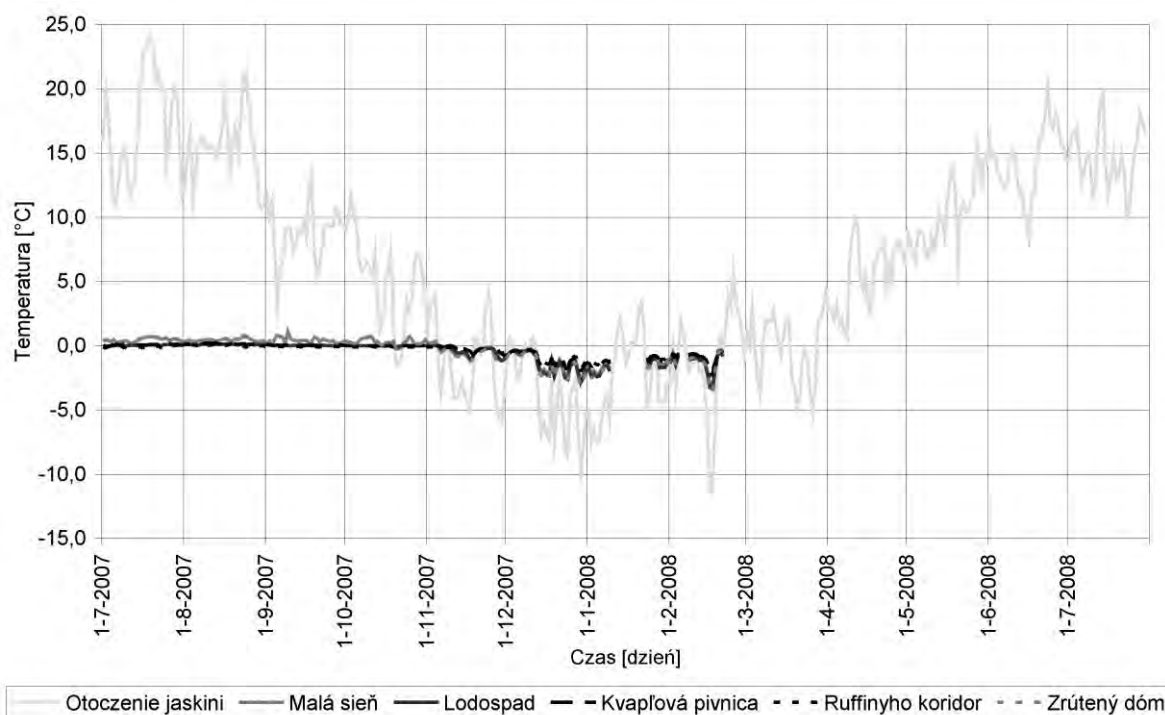
i JL Scărișoara w okresie od lipca 2007 do lipca 2008 roku niezbędna była charakterystyka warunków termicznych, jakie panowały wówczas w tych obiektach. Różnica w położeniu badanych jaskiń lodowych – JL Scărișoara znajduje się około 300 km na SSW od Dobšinskiej JL, jednocześnie położona jest blisko 200 m wyżej, w porównaniu z Dobšinską JL – decydowała w głównej mierze o wielkości temperatury powietrza rejestrowanej w ich otoczeniu. Zagadnienie zmienności temperatury monolitu lodowego w rozpatrywanych jaskiniach lodowych omówiono szerzej w podrozdziale 6.2. O okolicznościach wyboru jaskiń lodowych do badań wspomniano we wstępie niniejszej pracy.

Przebieg temperatury powietrza w okresie od lipca 2007 do lipca 2008 roku w otoczeniu Dobšinskiej JL i JL Scărișoara był bardzo zbliżony do siebie. Pierwsze obniżenie temperatury powietrza poniżej $0,0^{\circ}\text{C}$ zanotowano w połowie października 2007 roku, natomiast ostatnie – pod koniec marca 2008 roku. W otoczeniu Dobšinskiej JL temperatura powietrza zmieniała się wówczas od $7,0$ do

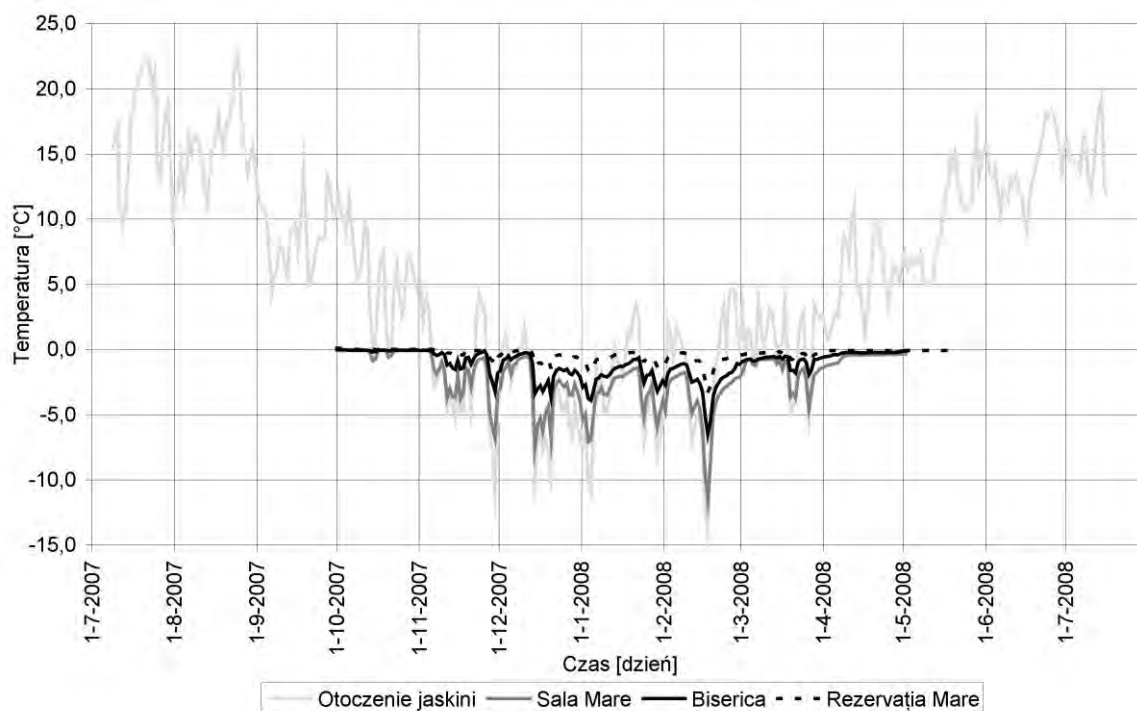
$-11,5^{\circ}\text{C}$, natomiast w otoczeniu JL Scărișoara – od $7,0$ do $-14,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 60 i 61).

W rozpatrywanym okresie w otoczeniu badanych jaskiń lodowych zanotowano cztery miesiące z temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$. Były to: listopad, grudzień, styczeń i luty. Najniższą średnią miesięczną temperaturę powietrza zanotowano w grudniu 2007 roku. W przypadku obu jaskiń wynosiła ona $-3,8^{\circ}\text{C}$. Jednocześnie, w otoczeniu Dobšinskiej JL średnia temperatura powietrza w półroczu chłodnym 2007/08 wynosiła $-0,6^{\circ}\text{C}$ i była o $0,2^{\circ}\text{C}$ wyższa, w porównaniu z otoczeniem JL Scărișoara.

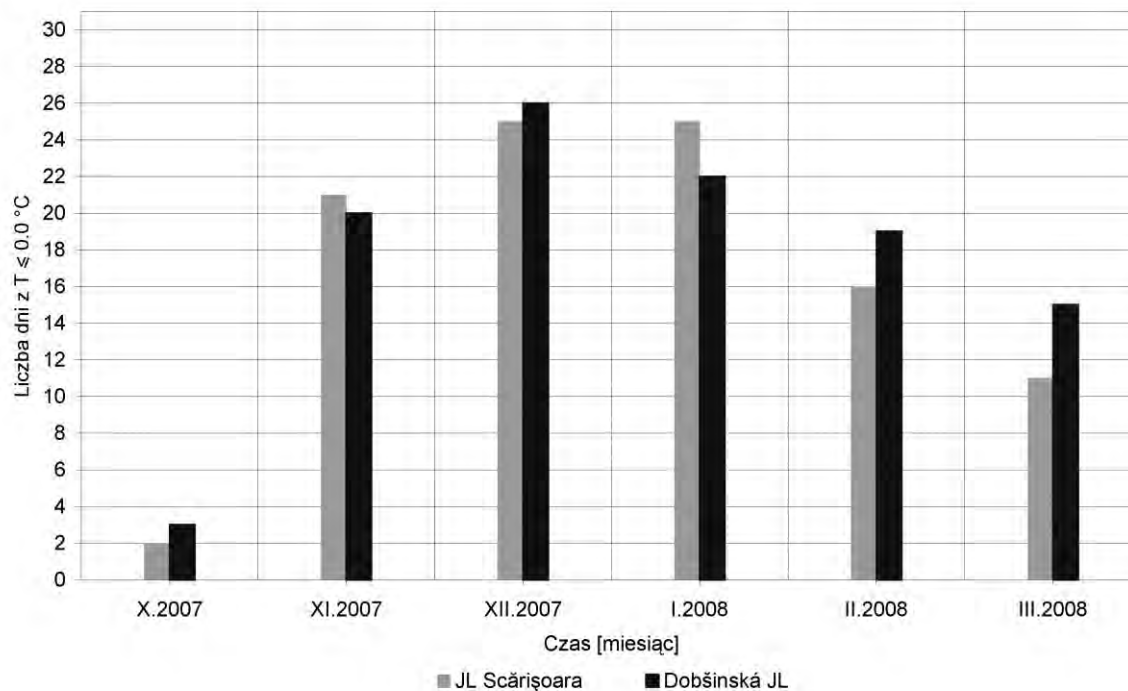
W okresie od października 2007 do marca 2008 roku w otoczeniu badanych jaskiń lodowych liczba dni w miesiącu ze średnią dobową temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ mieściła się w przedziale od 2 do 26 dni. Największą liczbę takich dni zarejestrowano w grudniu 2007 roku, natomiast najmniejszą – w październiku 2007 roku (ryc. 62). W otoczeniu JL Scărișoara zanotowano łącznie 100 dni ze średnią temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$, natomiast w otoczeniu Dobšinskiej JL – 105.



Ryc. 60. Przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskiej JL w okresie od 1.07.2007 do 31.07.2008; wg średnich wielkości dobowych (opracowanie własne).



Ryc. 61. Przebieg temperatury powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach JL Scărișoara w okresie od 1.07.2007 do 31.07.2008; wg średnich wielkości dobowych (opracowanie własne).



Ryc. 62. Liczba dni w miesiącu z temperaturą powietrza mniejszą lub równą 0.0°C w otoczeniu Dobšinskiej JL i JL Scărișoara w okresie od października 2007 do marca 2008 roku; wg średnich wielkości dobowych (opracowanie własne).

We wnętrzu Dobšinskiej JL najniższą średnią temperaturę powietrza w półroczu chłodnym 2007/8 odnotowano w komorze Zrútený dóm, tj. $-1,2^{\circ}\text{C}$. Było to o $1,2^{\circ}\text{C}$ cieplej, w porównaniu z najchłodniejszym miejscem w JL Scărișoara, tj. komorą Sala Mare. W przypadku średniej temperatury powietrza w grudniu 2007 roku w sali Zrútený dóm odnotowano wielkość równą $-1,5^{\circ}\text{C}$, natomiast w komorze Sala Mare $-2,9^{\circ}\text{C}$.

W badanych jaskiniach lodowych wyraźne obniżenie średniej dobowej temperatury powietrza poniżej $0,0^{\circ}\text{C}$ zanotowano w pierwszej połowie listopada 2007 roku, natomiast ostatnie – pod koniec marca 2008 roku. W okresie tym średnia dobowa temperatura powietrza w komorze Sala Mare (obejmującej swym zasięgiem najchłodniejsze miejsce w zalodzonej części JL Scărișoara) zmieniła się od $-0,5^{\circ}\text{C}$ do $-12,0^{\circ}\text{C}$, natomiast w komorze Rezervația Mare (obejmującej swym zasięgiem najcieplejsze miejsce w zalodzonej części fragmentu jaskini) – od $0,0^{\circ}\text{C}$ do $-3,3^{\circ}\text{C}$. Równocześnie w zalodzonej części Dobšinskiej JL zanotowano znacznie wyższe wielkości średniej dobowej temperatury powietrza, w porównaniu z zalodzoną częścią JL Scărișoara. W górnym i dolnym poziomie jaskini średnia dobowa temperatura powietrza zmieniała się wówczas od $-0,5^{\circ}\text{C}$ do $-3,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 60 i 61).

W półroczu ciepłym 2006/07 temperatura powietrza w Dobšinskiej JL w profilu: Mała sień – Zrútený dóm wynosiła $0,5^{\circ}\text{C}$, natomiast w profilu: Lodospad – Kvapľová pivnica-Ruffinyho koridor przekroczyła minimalnie $0,0^{\circ}\text{C}$. Równocześnie w zalodzonych komorach JL Scărișoara, tj.: Sala Mare, Biserica i Rezervația Mare temperatura powietrza nie przekroczyła $0,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 60 i 61).

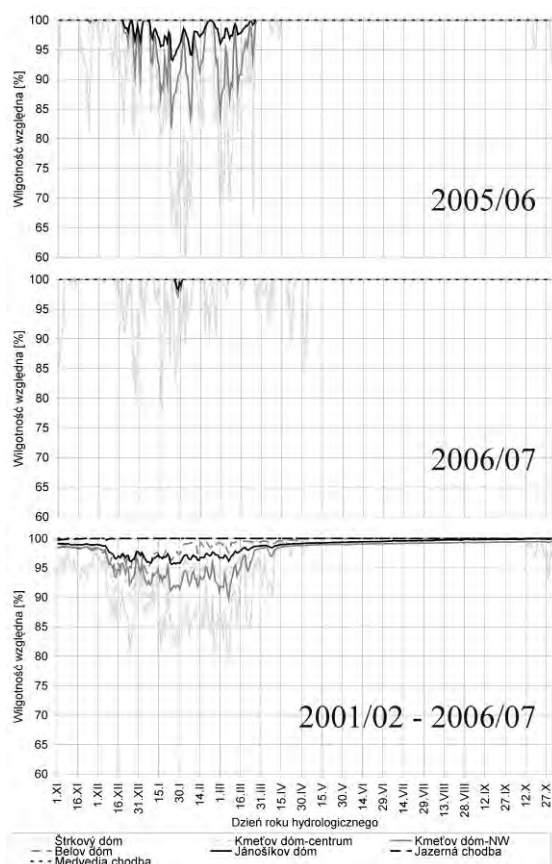
Przedstawiona analiza wykazała, że w półroczu chłodnym 2007/8 (zaliczało się ono do najcieplejszych w okresie 2001/02–2007/08) w otoczeniu JL Scărișoara zanotowano minimalnie niższą temperaturę powietrza, w porównaniu z otoczeniem Dobšinskiej JL. Zasadnicze różnice termiczne między badanymi jaskiniami występowały w ich wnętrzu.

Wynikały one z faktu, że w JL Scărișoara otwór wejściowy ma wielokrotnie większe rozmiary, w porównaniu z otworem wejściowym w Dobšinskiej JL. W związku z powyższym do wnętrza JL Scărișoara w okresie zimowym napływała znacznie większa objętość zmrożonego powietrza, w porównaniu z Dobšinską JL. Na skutek tego, w komorze Sala Mare w JL Scărișoara notowano o ponad $1,0^{\circ}\text{C}$ niższą temperaturę powietrza, w porównaniu z najchłodniejszym miejscem w Dobšinskiej JL, tj. komorą Zrútený dóm.

5.5. Zmiany wilgotności względnej powietrza w Demänovskiej Jaskini Lodowej i w Dobšinskiej Jaskini Lodowej

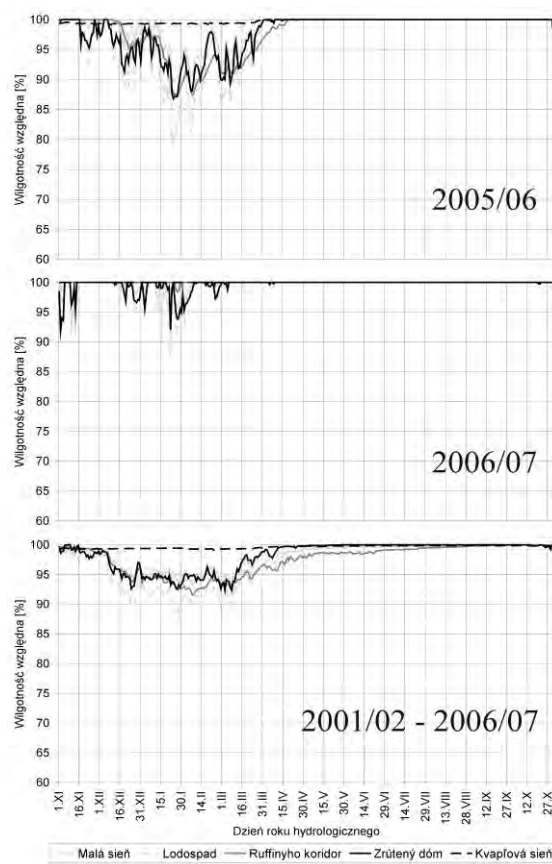
W Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL przebieg wilgotności względnej powietrza w półroczu chłodnym wiązał się ściśle z wielkością temperatury powietrza notowaną wówczas w jaskini. Pierwsze spadki wilgotności względnej powietrza poniżej 100% notowano już w październiku. Powodowały je wtargnięcia zmrożonego i nienasyconego parą wodną powietrza z otoczenia do wnętrza jaskini. Wzrost wilgotności powietrza w półroczu chłodnym wiązał się z blokowaniem napływu chłodnego powietrza do jaskini. Miało to miejsce wtedy, gdy temperatura powietrza w jaskini była mniejsza od temperatury powietrza w jej otoczeniu.

Najmniejsze wielkości wilgotności względnej powietrza notowano w okresie od grudnia do lutego. Wtedy w trwale zalodzonych fragmentach badanych jaskiń lodowych wilgotność względna powietrza obniżała się do 80% (ryc. 63 i 64). Najniższe wielkości wilgotności względnej notowano w sali Štrkov dom w Demänovskiej JL (ryc. 63), co miało związek z lokalizacją czujnika w tej komorze. Rejestrator znajdował się blisko otworu wyjściowego, przez który w półroczu chłodnym napływało zmrożone powietrze do wnętrza jaskini.



Ryc. 63. Przebieg wilgotności względnej powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz przeciętny roczny przebieg w okresie 2001/02-2006/07; wg uśrednionych wielkości dobowych (opracowanie własne).

Na skutek stopniowej transformacji chłodnego powietrza w jaskini wzdłuż profilu: Štrkový dóm – Kmet'ov dóm – Čierna galeria – Jánošíkov dóm (w Demänovskiej JL) oraz wzdłuż profilu: Malá sieň – Lodospad – Ruffinyho koridor (w Dobšinskiej JL), notowano coraz mniejszy wpływ zewnętrznych warunków termicznych na zmiany wilgotności względnej. Wraz z oddalaniem się od otworu, przez który napływało zmrożone powietrze do jaskini, obserwowano coraz mniejsze wahania wilgotności względnej powietrza. W korytarzu Medvedia chodba i Jazerná chodba (w Demänovskiej JL) oraz w komorze Kvapľová sieň (w Dobšinskiej JL) wilgotność względna powietrza wynosiła stale 100% (ryc. 63 i 64).



Ryc. 64. Przebieg wilgotności względnej powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz przeciętny roczny przebieg w okresie 2001/02-2006/07; wg uśrednionych wielkości dobowych (opracowanie własne).

W badanych jaskiniach (z wyjątkiem korytarza Medvedia chodba i Jazerná chodba oraz komory Kvapľová sieň) na przełomie półrocza chłodnego i ciepłego dochodziło do wzrostu, a następnie stabilizacji wilgotności względnej powietrza na poziomie około 100% (ryc. 63 i 64). Warunki te sprzyjały uwalnianiu ciepła w jaskiniach podczas procesu kondensacji pary wodnej. W półroczu ciepłym wpływ zewnętrznych warunków termicznych na przebieg wilgotności powietrza w badanych jaskiniach lodowych nie zaznaczał się. Wiązało się to z sezonowym przerwaniem napływu chłodnego powietrza z otoczenia do wnętrza jaskini.

W przypadku Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL największe zmiany wilgotności względnej powietrza zanotowano w półroczu

chłodnym 2005/06, natomiast najmniejsze – w półroczu chłodnym 2006/07. W pierwszym z wymienionych półroczy chłodnych zmiany wilgotności względnej były wyraźnie głębsze i obejmowały swym zasięgiem prawie cały obszar badanych jaskiń. W półroczu chłodnym 2006/07 odnotowano wyraźnie mniejsze wahania wilgotności względnej powietrza. W Demänovskiej JL wahania te objęły przede wszystkim salę Štrkový dóm położoną najbliższej otworu wyjściowego, natomiast w Dobšinskiej JL – komorę Malá sieň oraz obszar Lodospadu (ryc. 63 i 64).

skiej JL – komorę Malá sieň oraz obszar Lodospadu (ryc. 63 i 64).

Absolutnie najniższą średnią dobową wilgotność względną powietrza w Demänovskiej JL odnotowano w komorze Štrkový dóm (40%), natomiast w Dobšinskiej JL – na stanowisku Lodospad (79%). W sali Štrkový dóm oraz na stanowisku Lodospad zanotowano również najniższą średnią roczną wilgotność względną powietrza (odpowiednio 95 i 97%; tab. 11 i 12).

Tab. 11. Wielkości charakterystyczne wilgotności względnej powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Demänovskiej JL w okresie 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).

Miejsce	Wilgotność względna powietrza [%]		
	Średnia roczna	Średnia dobową	
		Najwyższa	Najniższa
Otoczenie jaskini	78	100	40
Štrkový dóm	95	100	50
Kmeťov dóm (centrum)	98	100	70
Kmeťov dóm (NW)	97	100	74
Belov dóm	99	100	78
Jánošíkov dóm	99	100	86
Jazerná chodba	100	100	100
Medvedia chodba	100	100	100

Tab. 12. Wielkości charakterystyczne wilgotności względnej powietrza w otoczeniu oraz w poszczególnych komorach Dobšinskiej JL w okresie 2001/02-2006/07 (opracowanie własne).

Miejsce	Wilgotność względna powietrza [%]		
	Średnia roczna	Średnia dobową	
		Najwyższa	Najniższa
Malá sieň	98	100	86
Lodospad	97	100	79
Ruffinyho koridor	98	100	84
Zrútený dóm	98	100	83
Kvapľová sieň	100	100	96

Podsumowując, w Dobšinskiej JL (z wyjątkiem komory Kvapľová sieň) i w Demänovskiej JL (w tej jaskini wyjątek stanowi korytarz Jazerná chodba i Medvedia chodba) w półroczu chłodnym i w półroczu ciepłym zanotowano odmienne wielkości wilgotności względnej powietrza. Wyraźna różnica warunków wilgotnościowych w półroczu chłodnym i w półroczu ciepłym kształtowała w odmienny sposób bilans ciepły oraz rozwój kryształów lodowych w badanych jaskiniach, co omówiono w podrozdziałach 6.1. i 6.5.

5.6. Strefy termiczne i lodowe w Demänovskiej Jaskini Lodowej i w Dobšinskiej Jaskini Lodowej

Wyznaczenie uniwersalnych stref termicznych w jaskiniach z wypełnieniem lodowym w oparciu o obiektywne kryteria podziału było w pewnej mierze problematyczne. Główna trudność polegała na tym, że wymienione wcześniej kryteria wydzielania stref mikroklimatycznych w innych jaskiniach lodowych, o których wspomniano w podrozdziale 1.2.1., nie pozwalały w pełni opisać charakteru ich złodzenia. W związku z tym, za podstawę zaproponowanego poniżej podziału jaskiń lodowych na strefy termiczne przyjęto wybrane cechy mikroklimatu Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL.

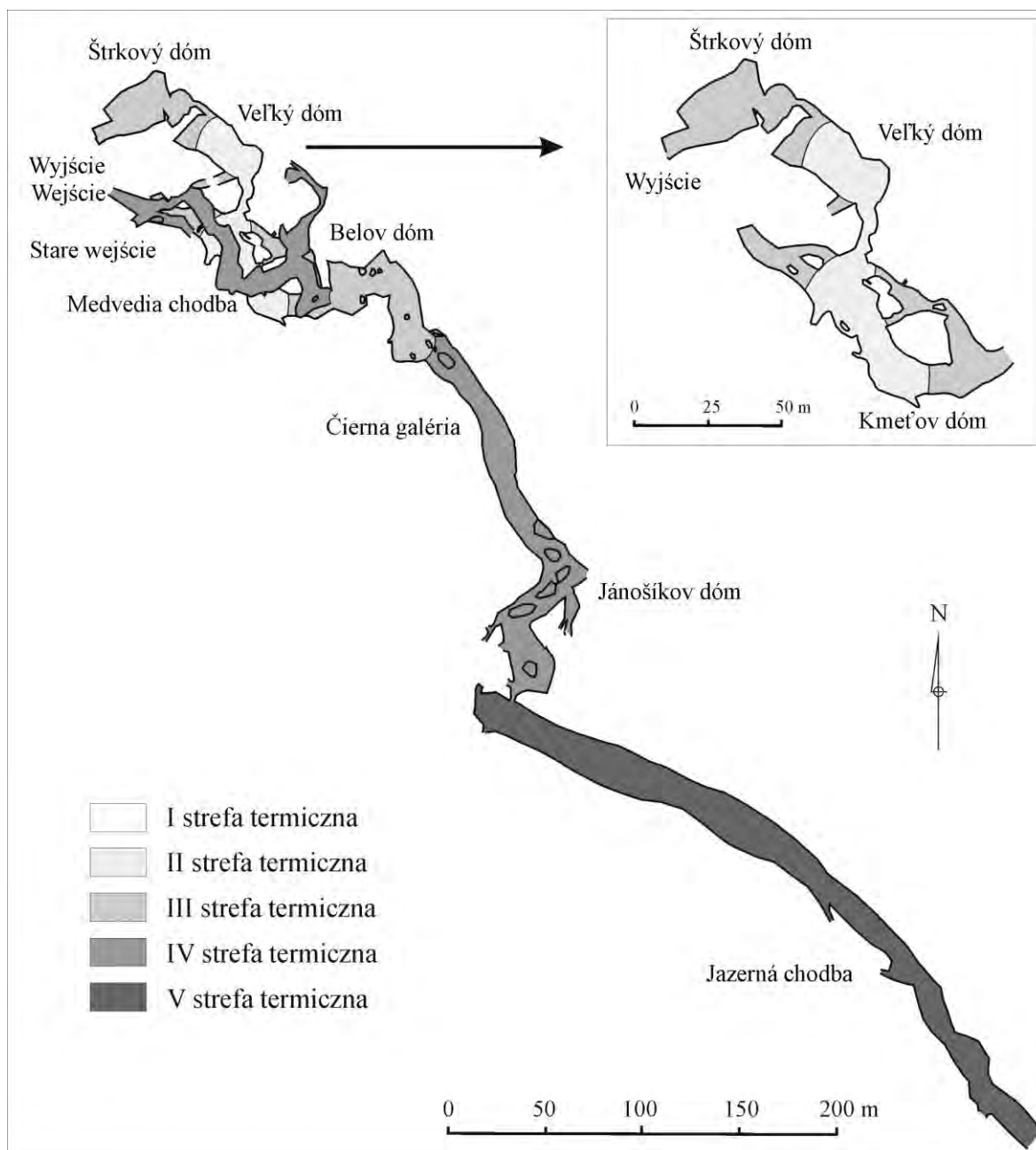
Strefą termiczną nazwano taki obszar jaskini, który mieścił się ściśle w jednym z prze-

działów wyróżnionych dla każdego z kryteriów podanych w tab. 13, Wydzielonymi parametrami były: średnia roczna temperatura powietrza (TR), średnia temperatura powietrza najchłodniejszego (TMZ) i najcieplejszego miesiąca (TMC) oraz roczna amplituda temperatury powietrza ($AR = TMC - TMZ$) jako wskaźnik mikroklimatu dynamicznego (gdy $AR > 0,5^{\circ}\text{C}$) i statycznego jaskini (gdy $AR \leq 0,5^{\circ}\text{C}$; Pulina, 1999).

W Demänovskiej JL (ryc. 65) w okresie 2001/02–2006/07 nie odnotowano występowania pierwszej strefy termicznej. Druga strefa termiczna obejmowała najmniejszy, stale zalodzony obszar jaskini, tj. komorę Kmeťov dóm i Veľký dóm. Był to najchłodniejszy, a zarazem jedyny fragment jaskini, w którym średnia roczna temperatura powietrza była mniejsza lub równa $0,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 66). Trzecia strefa termiczna cechowała się sezonowym występowaniem form lodowych i zajmowała nieco większy obszar, w porównaniu z drugą strefą. W tej strefie średnia roczna temperatura powietrza przekraczała $0,0^{\circ}\text{C}$. W drugiej i trzeciej strefie termicznej roczna amplituda temperatury powietrza wynosiła kilka stopni Celsjusza. Czwarta i piąta strefa termiczna zajmowały największy obszar jaskini. Jednocześnie fragment czwartej strefy pokrywał się sezonowymi formami lodowymi. Strefa mikroklimatu statycznego obejmowała korytarz Jazerná chodba, natomiast pozostała część Demänovskiej JL pozostawała w zasięgu mikroklimatu dynamicznego. Największą roczną amplitudę temperatury powietrza notowano w obszarze wejściowym i wyjściowym jaskini (ryc. 66).

Tab. 13. Kryteria wydzielenia stref termicznych w jaskiniach z wypełnieniem lodowym (Piasecki i in, 2007).

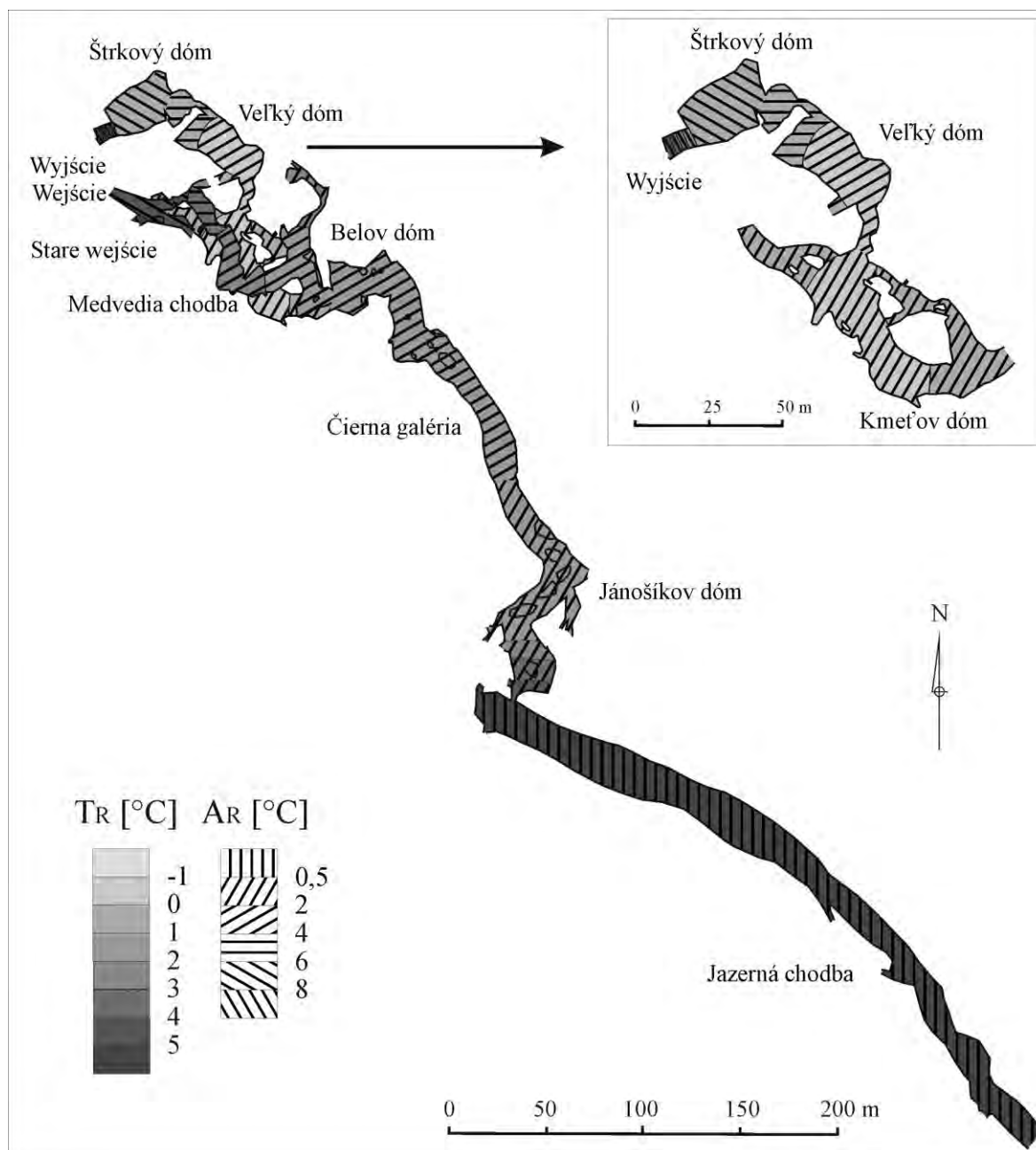
Strefy termiczne	TR [$^{\circ}\text{C}$]	TMZ [$^{\circ}\text{C}$]	TMC [$^{\circ}\text{C}$]	AR [$^{\circ}\text{C}$]
I strefa termiczna	$\leq 0,0$	$\leq 0,0$	$\leq 0,0$	$> 0,5$
II strefa termiczna	$\leq 0,0$	$\leq 0,0$	$> 0,0$	$> 0,5$
III strefa termiczna	$> 0,0$	$\leq 0,0$	$> 0,0$	$> 0,5$
IV strefa termiczna	$> 0,0$	$> 0,0$	$> 0,0$	$> 0,5$
V strefa termiczna	$> 0,0$	$> 0,0$	$> 0,0$	$\leq 0,5$



Ryc. 65. Przeciętny zasięg występowania stref termicznych w Demänovskiej JL w okresie 2001/02–2006/07; w prawym górnym rogu zasięg stref w zalodzonej fragmentie jaskini (opracowanie własne na podstawie: Piasecki i in. 2007).

W Dobšinskiej JL (ryc. 67), w przeciwieństwie do Demänovskiej JL, w okresie 2001/02–2006/07 pojawiły się wszystkie strefy termiczne wydzielone w tab. 13. Zasięg pierwszej strefy termicznej zajmował ponad 25% stale zalodzonego, najbardziej wychłodzonego fragmentu jaskini. Zasięg drugiej strefy termicznej był zdecydowanie największy i wypełniał pozostały, stale zalodzony fragment

jaskini. Dwie pierwsze strefy termiczne, ze średnią roczną temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 68), zajmowały zdecydowanie ponad połowę obszaru Dobšinskiej JL, podczas gdy w Demänovskiej JL druga strefa termiczna zajmowała zaledwie kilkanaście procent jej powierzchni. Zasięg trzeciej strefy termicznej obejmował w przybliżeniu obszary cechujące się sezonowym występowania-

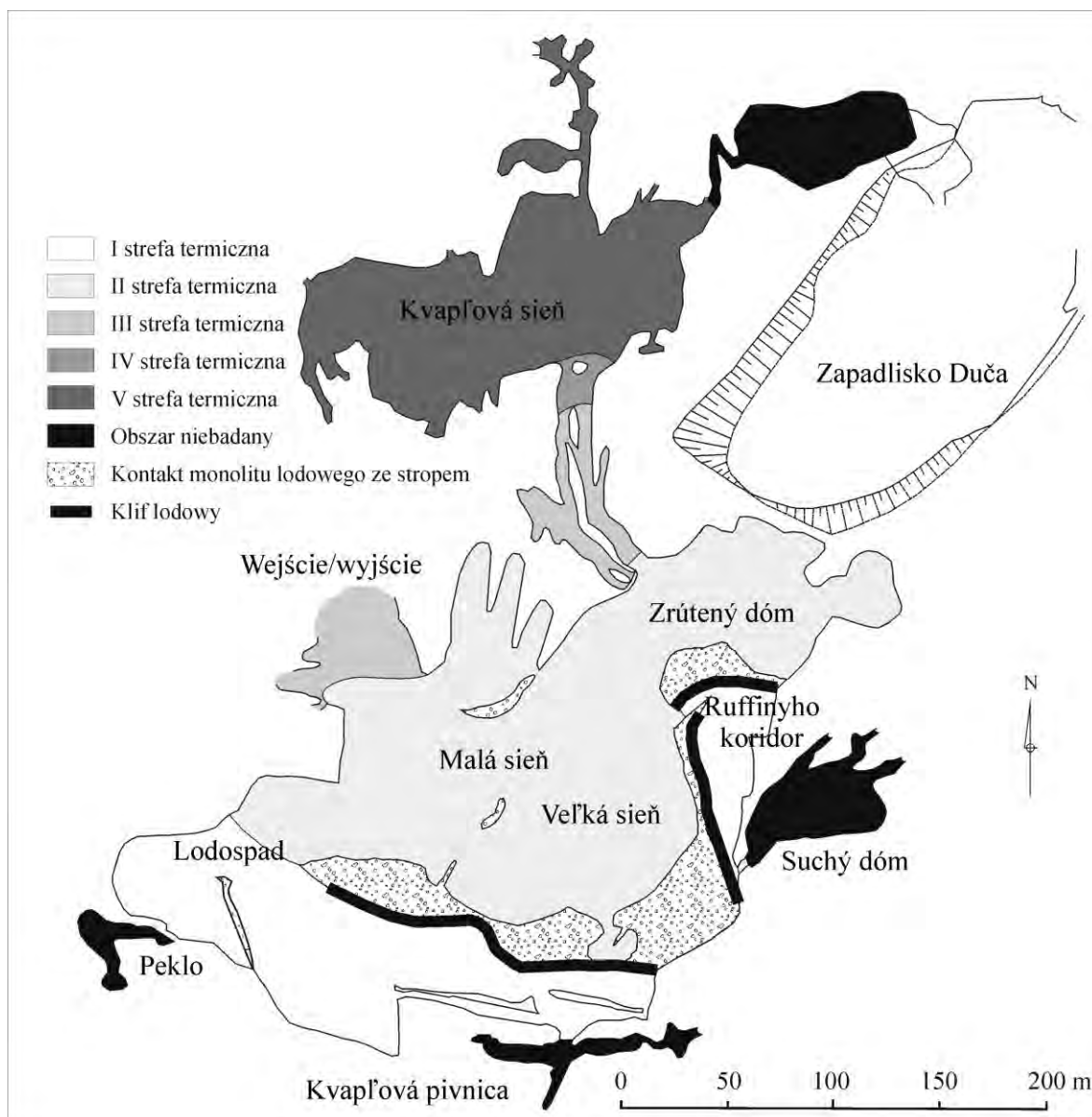


Ryc. 66. Przeciętny rozkład średniej rocznej temperatury powietrza (TR) i amplitudy temperatury powietrza (AR) w Demänovskej JL w okresie 2001/02–2006/07; w prawym górnym rogu rozkłady w zalodzonej fragmentacji jaskini (opracowanie własne).

niem form lodowych, a jej powierzchnia była znacznie mniejsza od dwóch poprzednich stref. Najmniejszy zasięg obejmowała czwarta strefa termiczna, gdzie zjawiska lodowe obserwowano sporadycznie (jedynie podczas najchłodniejszej zimy 2005/06). Piąta strefa termiczna, najcieplejsza i pozbawiona jakichkolwiek form lodowych, obejmowała swym zasięgiem obszar zbliżony wielkością do

pierwszej strefy termicznej. W Dobšinskiej JL strefa mikroklimatu statycznego ograniczona była do komory Kvapľová sieň, natomiast pozostała część jaskini była w zasięgu mikroklimatu dynamicznego.

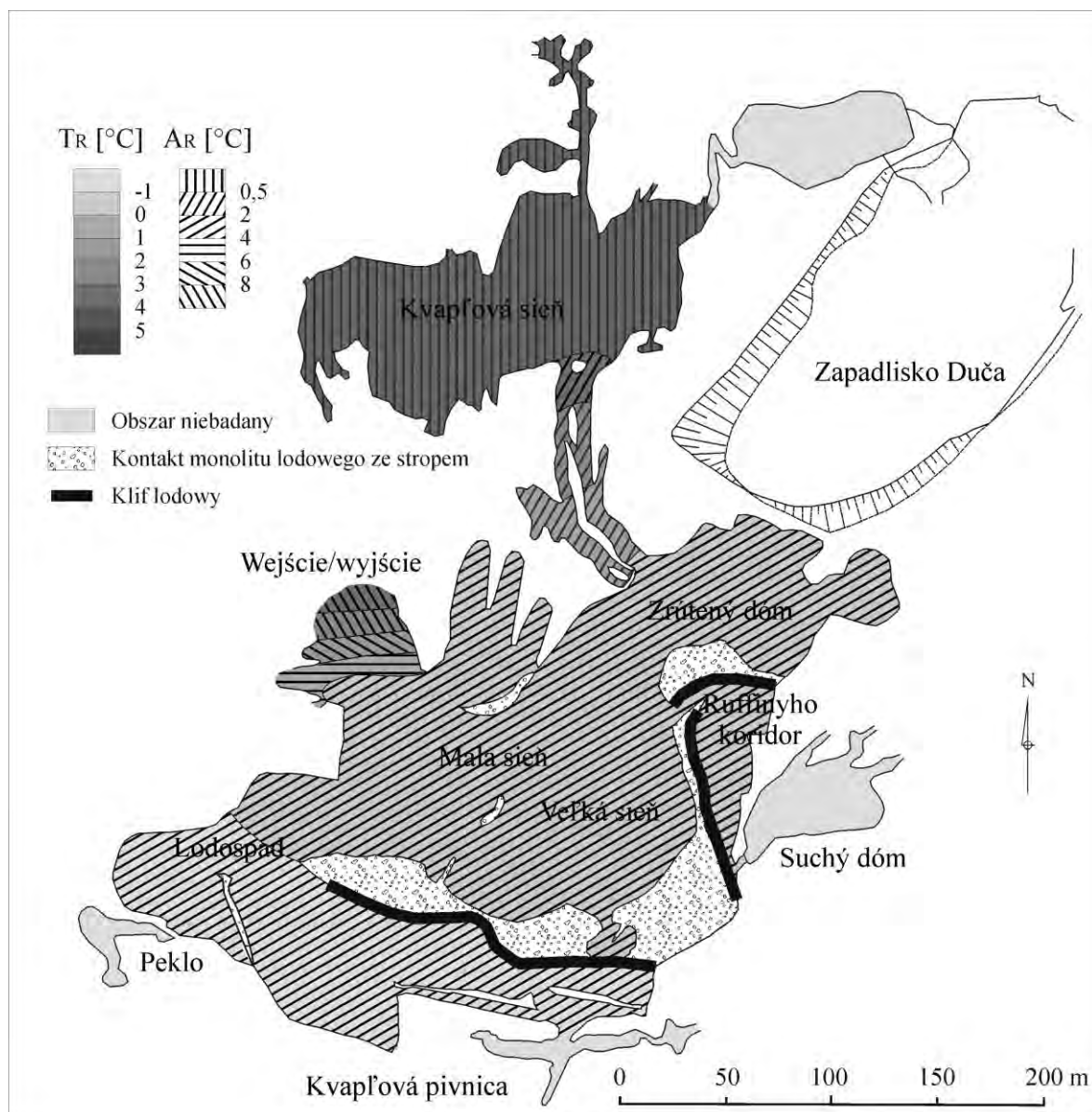
Zasięg stref termicznych w Demänovskej JL w roku hydrologicznym 2005/06, najchłodniejszym w okresie 2001/02–2006/07, odbiegał znacznie od stanu przeciętnego



Ryc. 67. Przeciętny zasięg występowania stref termicznych w Dobšinskiej JL w okresie 2001/02–2006/07 (opracowanie własne).

(ryc. 65 i 69). Największe zmiany dotyczyły trzeciej i czwartej strefy termicznej. Trzecia strefa termiczna powiększyła swój zasięg ponad dwukrotnie kosztem znacznego zmniejszenia zasięgu strefy czwartej w obszarze korytarza Čierna galéria. Zmiany zasięgu występowania stref termicznych w jaskini były związane z dużo głębszą, w porównaniu z warunkami przeciętnymi, penetracją chłodnego powietrza o temperaturze mniejszej lub

równej $0,0^{\circ}\text{C}$ w profilu: Štrkový dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Čierna galéria. Znacznemu powieszeniu uległa druga strefa termiczna kosztem zmniejszenia trzeciej strefy. Mimo wyjątkowości, pod względem termicznym, półroczu chłodnego 2005/06 nie pojawiła się w jaskini pierwsza strefa termiczna. Zasięg występowania piątej strefy termicznej nie uległ zmianie.

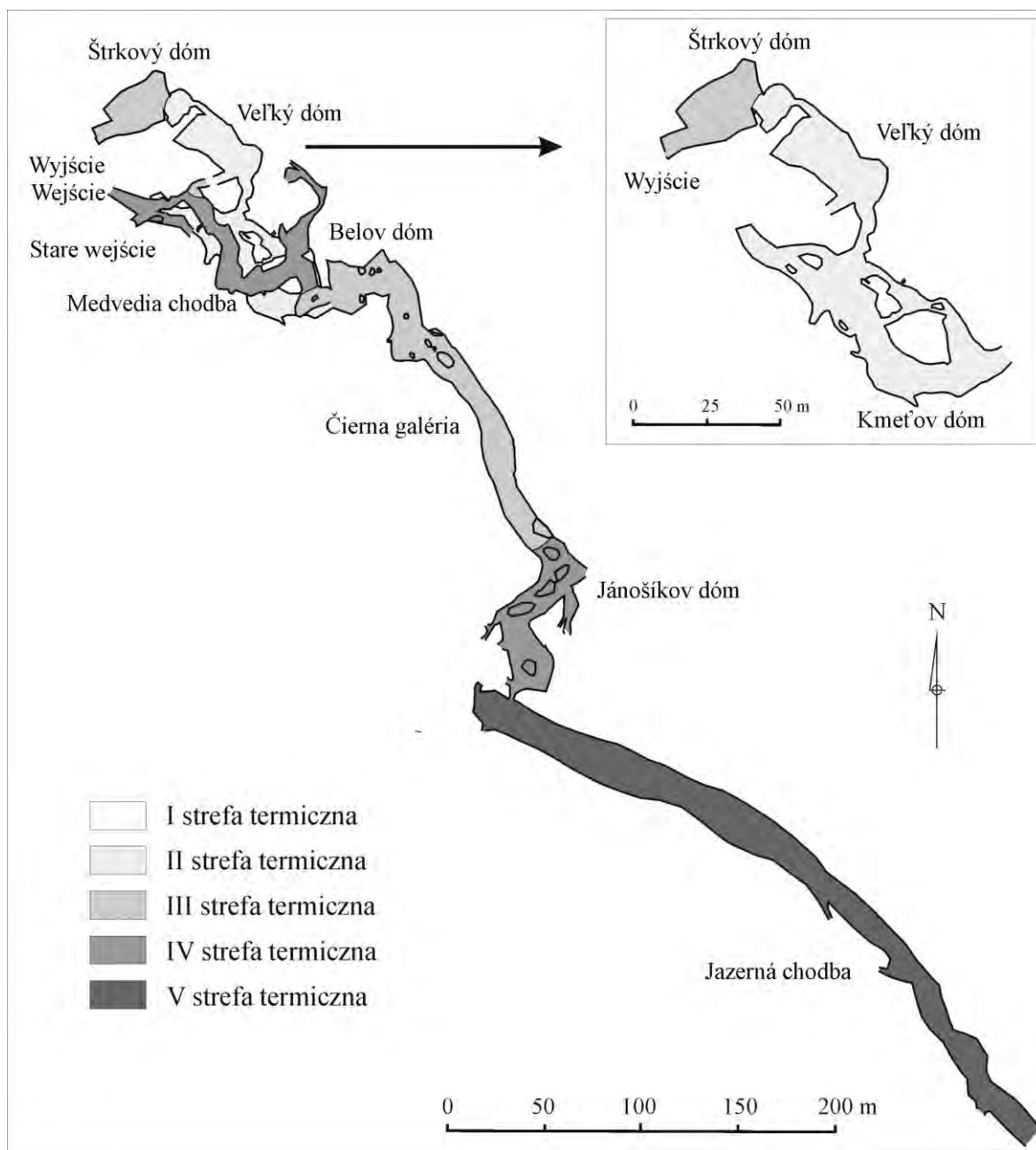


Ryc. 68. Przeciętny rozkład średniej rocznej temperatury powietrza (TR) i amplitudy temperatury powietrza (AR) w Dobšinskiej JL w okresie 2001/02–2006/07 (opracowanie własne).

Zasięg stref termicznych w Dobšinskiej JL w najchłodniejszym roku hydrologicznym 2005/06 w niewielkim stopniu odbiegał od stanu przeciętnego (ryc. 67 i 70). Zasięg pierwszej, drugiej i trzeciej strefy termicznej nie uległ zmianie. Niewielkie zmiany zasięgu dotyczyły czwartej i piątej strefy termicznej – pierwsza z nich zwiększyła swój obszar kosztem drugiej. Zmiany w zasięgu występowania

tych stref były związane z nieco głębszą, w porównaniu z warunkami przeciętnymi, penetracją chłodnego powietrza o temperaturze mniejszej lub równej $0,0^{\circ}\text{C}$ w korytarzu łączącym sale Zrútený dóm i Kvapľová sieň.

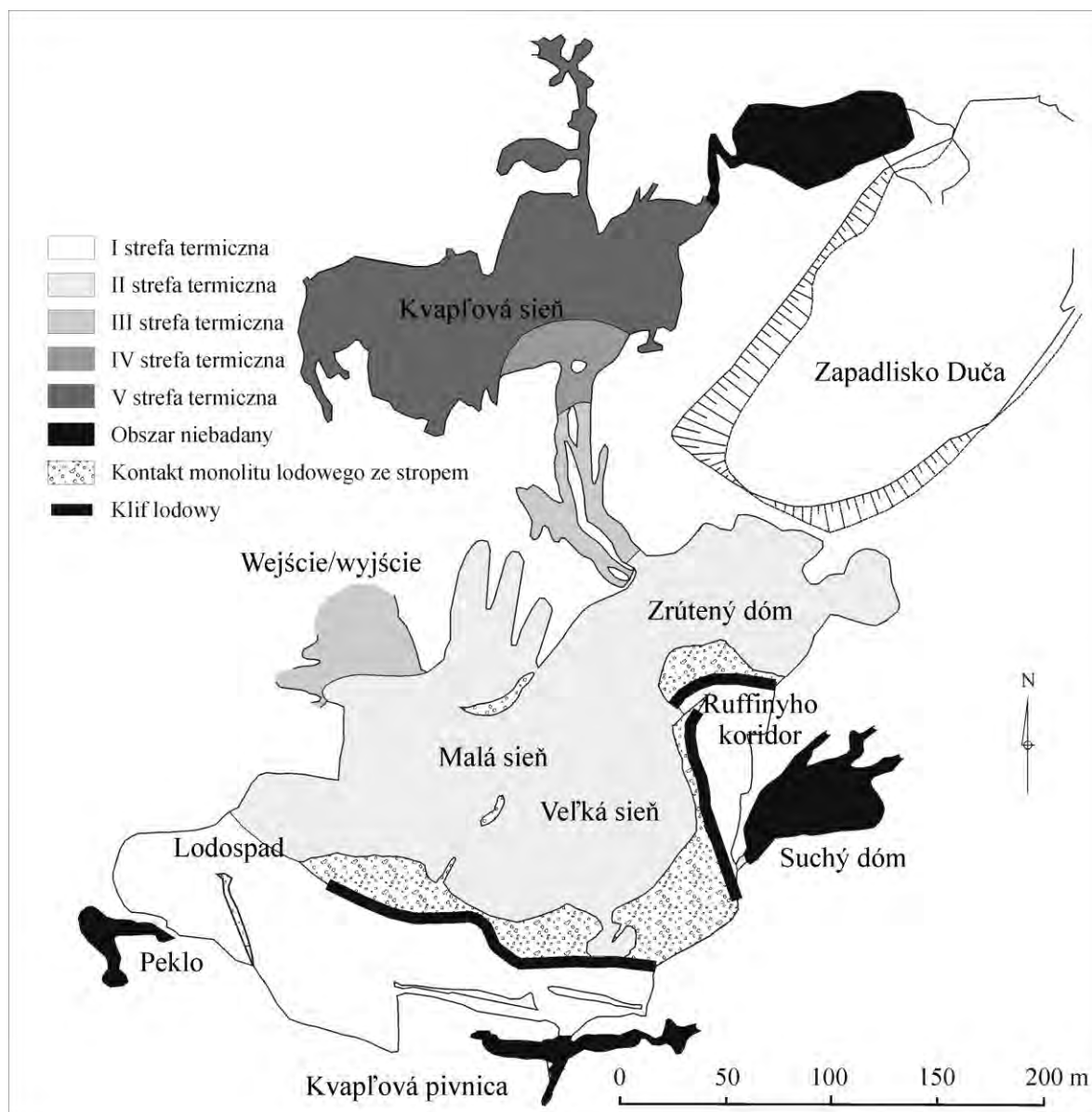
Zasięg stref termicznych w Demänovskej JL w roku hydrologicznym 2006/07, najcieplejszym w okresie 2001/02–2006/07, odbiegał równie wyraźnie od stanu przeciętnego, jak w roku hydrologicznym 2005/06 (ryc. 65



Ryc. 69. Zasięg występowania stref termicznych w Demänovskej JL w roku hydrologicznym 2005/06; w prawym górnym rogu zasięg stref w zalodzonej fragmentie jaskini (opracowanie własne na podstawie: Piasecki i in. 2007).

i 71). Największe zmiany dotyczyły drugiej strefy termicznej, która całkowicie zniknęła. W jej miejsce pojawiła się trzecia strefa termiczna. Zasięg występowania trzeciej strefy termicznej zmniejszył się o salę Belov dóm, która została objęta czwartą strefą termiczną.

Tak wyraźne zmiany zasięgu występowania stref termicznych były związane z zatrzymaniem się na komorze Kmeťov dóm strumienia chłodnego powietrza. Zasięg występowania piątej strefy termicznej nie uległ zmianie.



Ryc. 70. Zasięg występowania stref termicznych w Dobšinskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 (opracowanie własne).

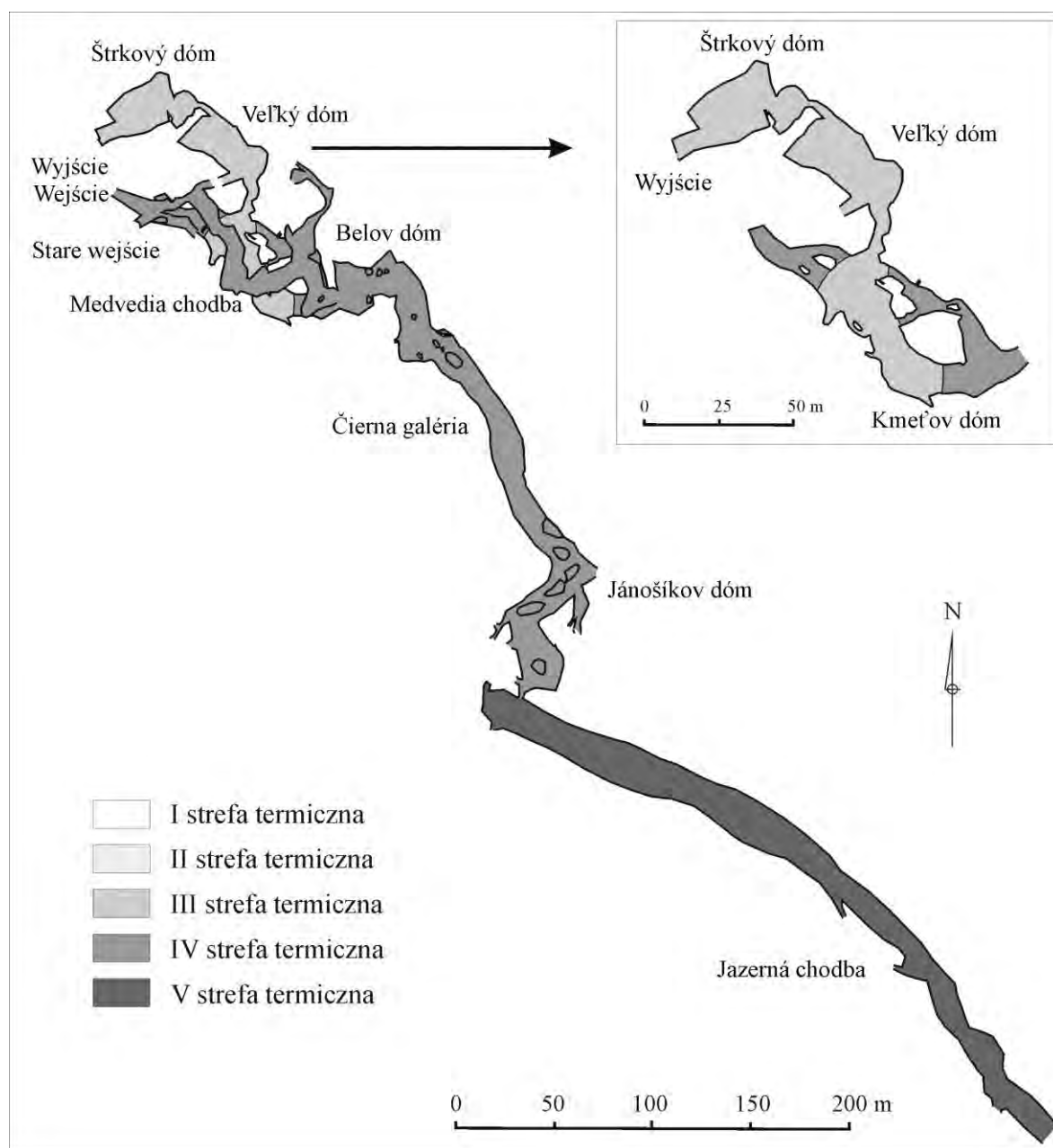
Zasięg stref termicznych w Dobšinskiej JL w najcieplejszym roku hydrologicznym 2006/07 odbiegał znacznie wyraźniej od stanu przeciętnego, w porównaniu z rokiem hydrologicznym 2005/06 (ryc. 67 i 72). Największe zmiany dotyczyły pierwszej i drugiej strefy termicznej. Pierwsza strefa uległa zmniejszeniu utrzymując się jedynie w korytarzu Ruffinyho koridor, natomiast druga poszerzyła swój zasięg kosztem pierwszej. Wyraźnemu poszerzeniu uległa również trzecia i czwarta strefa termiczna. Zasięg występowania piątej strefy

termicznej nie uległ zmianie. Na podstawie dokonanej wyżej charakterystyki, można sądzić, że wystąpienie po sobie kilku stosunkowo mroźnych zim spowoduje prawdopodobnie znaczące powiększenie obszaru drugiej i trzeciej strefy termicznej w Demänovskiej JL, a być może pojawienie się w jaskini pierwszej z nich. W takich warunkach może dojść do znacznego powiększenia zasięgu występowania stałych i sezonowych form lodowych. W przypadku wystąpienia serii ciepłych zim dojdzie przypuszczalnie do trwałego zaniku

drugiej strefy termicznej, znacznego ograniczenia zasięgu występowania trzeciej strefy oraz rozbudowania strefy czwartej. W efekcie może dojść do całkowitego zaniku stałego występowania lodu dennego oraz do zahamowania rozwoju sezonowych form lodowych w jaskini (Piasecki i in. 2007).

W przypadku Dobšinskiej JL wystąpienie po sobie kilku stosunkowo mroźnych zim przypuszczalnie nie spowoduje większych

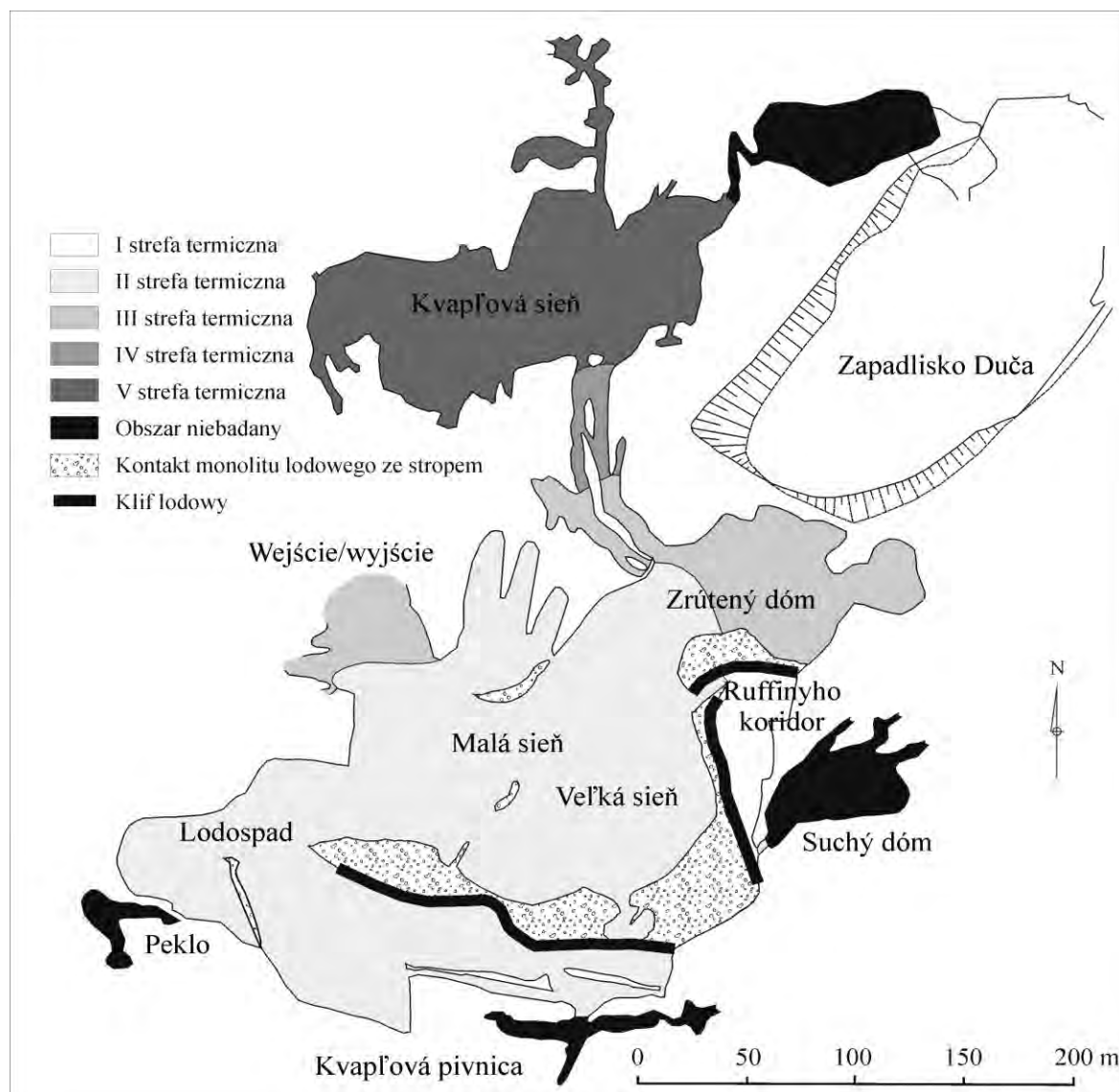
zmian w rozmieszczeniu stref termicznych. W przypadku wystąpienia serii ciepłych zim dojdzie prawdopodobnie do trwałego zaniku pierwszej strefy termicznej oraz ograniczenia zasięgu występowania drugiej strefy kosztem rozbudowania strefy trzeciej. W efekcie tych zmian może dojść do wyraźnego ubytku lodu oraz do zahamowania rozwoju kryształów lodowych w jaskini.



Ryc. 71. Zasięg występowania stref termicznych w Demänovskej JL w roku hydrologicznym 2006/07; w prawym górnym rogu zasięg stref w zalodzonej fragmentacji jaskini (opracowanie własne na podstawie: Piasecki i in. 2007).

W nawiązaniu do podziału jaskiń lodowych na strefy termiczne oraz w oparciu o badania zmian zasięgu i trwałości występo-

wania form lodowych w jaskiniach w Słowacji w okresie 2003-2008 wyróżniono trzy strefy lodowe i jedną pozbawioną lodu (tab. 14).



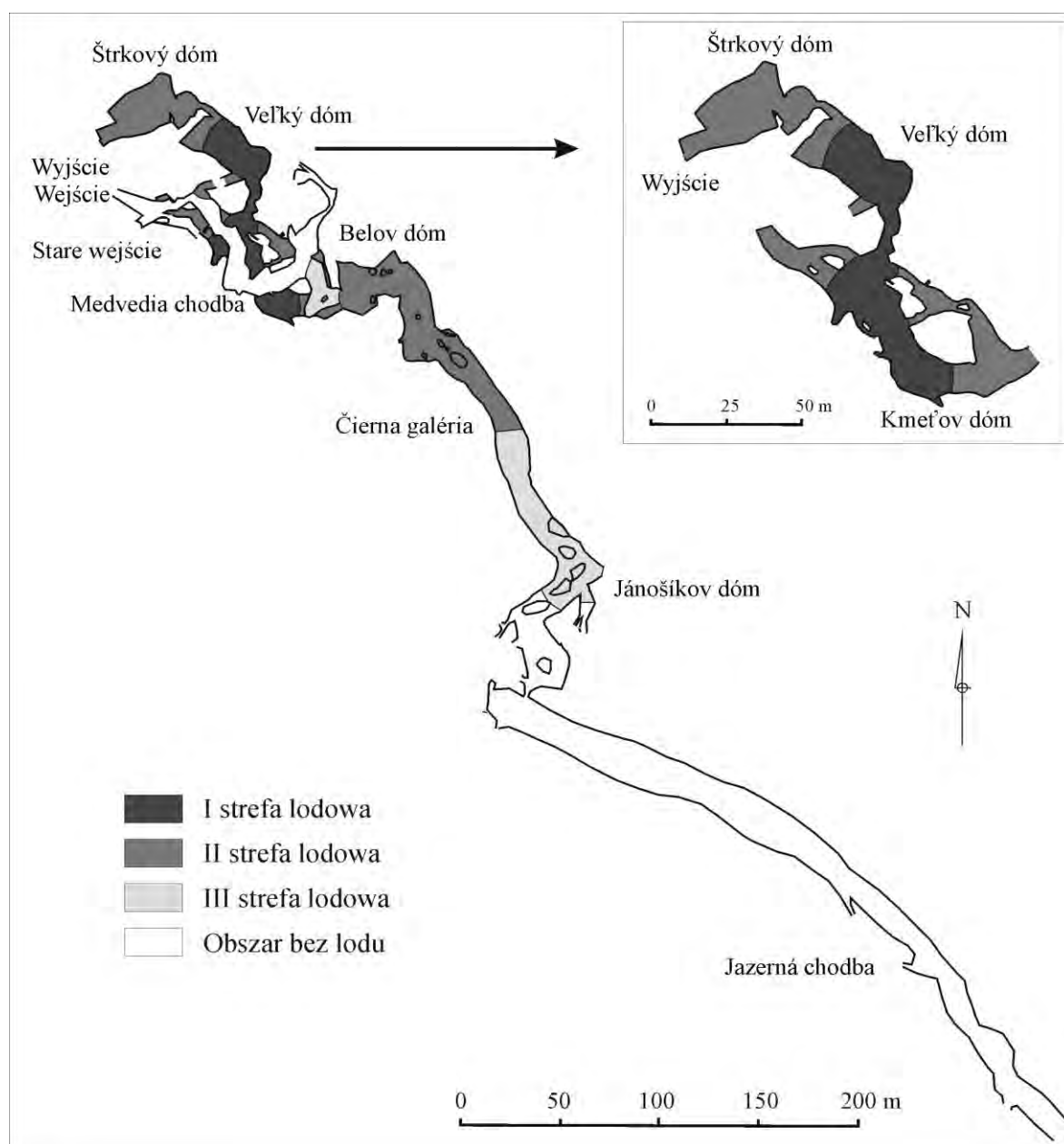
Ryc. 72. Zasięg występowania stref termicznych w Dobşıńskiej JL w roku hydrologicznym 2006/07 (opracowanie własne).

Tab. 14. Kryteria wydzielenia stref lodowych w jaskiniach z wypełnieniem lodowym (opracowanie: Piasecki i in, 2007).

Strefy lodowe	Lód jaskiniowy
I strefa lodowa	Całoroczne występowanie lodu dennego/monolitu lodowego i innych form lodowych
II strefa lodowa	Sezonowe występowanie form lodowych
III strefa lodowa	Sporadyczne występowanie form lodowych
Obszar bez lodu	Formy lodowe nie występują

W Demänovskej JL (ryc. 73) w okresie 2002/03–2007/08 zaobserwowano wszystkie strefy lodowe wydzielone w tab. 14. W pierwszej strefie lodowej, zajmującej stosunkowo niewielki obszar jaskini, formy lodowe (głównie lód dennej), mimo ich powolnej degradacji, występowały przez cały rok. W drugiej strefie lodowej, rozdzielonej przez znacznie mniejszą pierwszą strefę lodową, formy lodowe występowały sezonowo. Różnorodne formy lodowe tj.: stalaktyty, stalagmity, stalagnaty, lód

włóknisty oraz polewy lodowe występowały tu od początku zimy do połowy lata, ulegając w kolejnych miesiącach całkowitej degradacji. Trzecia strefa lodowa, zbliżona obszarowo do pierwszej, cechowała się sporadycznym występowaniem form lodowych, tj. wyłącznie w półroczach chłodnych 2004/05 i 2005/06. Obszar pozbawiony form lodowych zajmował stosunkowo największy fragment jaskini i pokrywał się dokładnie z zasięgiem występowania piątej strefy termicznej.

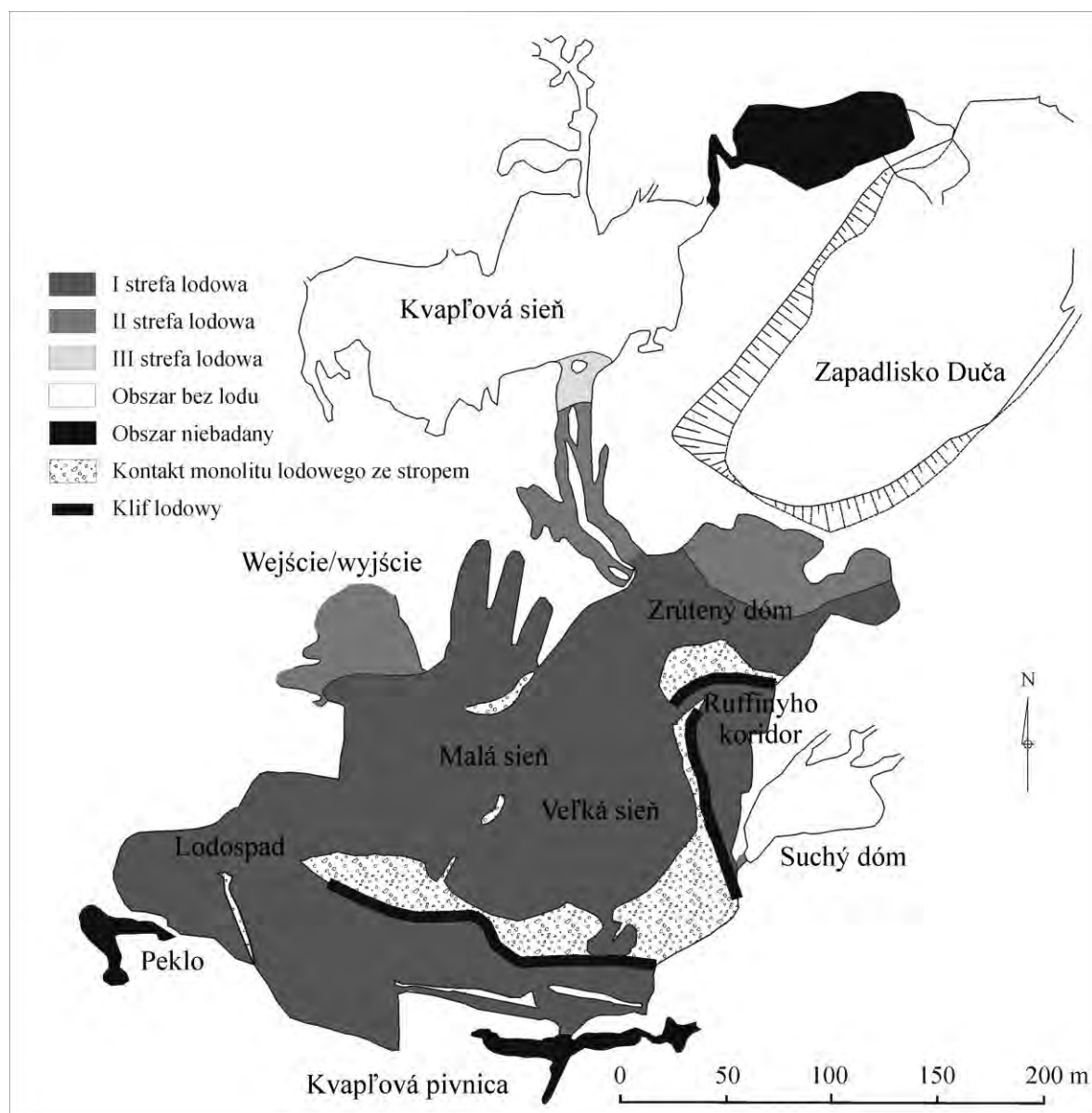


Ryc. 73. Przeciętny zasięg występowania stref lodowych oraz obszaru pozbawionego lodu w Demänovskej JL w okresie 2002/03–2007/08; w prawym górnym rogu zasięg stref w zalodzonej części jaskini (opracowanie własne na podstawie: Piasecki i in. 2007).

W Dobšinskiej JL (ryc. 74) w okresie 2002/03–2007/08 zaobserwowano również trzy strefy lodowe. W przeciwieństwie do Demänovskiej JL, pierwsza strefa lodowa zajmowała w niej stosunkowo największy obszar. Dominującą formą lodową w tej strefie był monolit lodowy. W drugiej strefie lodowej, zajmującej znacznie mniejszy obszar, formy lodowe (stalaktyty, stalagmity, stalagnaty, lód włóknisty, kryształy oraz polewy lodowe) występowały sezonowo, tj. od początku zimy do początku jesieni. Trzecia strefa lodowa,

o zdecydowanie najmniejszym zasięgu, cechowała się sporadycznym występowaniem form lodowych, tj. wyłącznie w półroczu chłodnym 2005/06. Czwarta strefa, pozbawiona zjawisk lodowych, zajmowała drugi pod względem wielkości obszar jaskini.

Przedstawiona analiza wykazała, że zasięg występowania stref termicznych w Dobšinskiej JL w najchłodniejszym i najcieplejszym roku hydrologicznym w okresie 2001/02–2006/07 podlegał zdecydowanie mniejszym zmianom, w porównaniu z zasię-



Ryc. 74. Przekrójny zasięg występowania stref lodowych oraz obszaru pozbawionego lodu w Dobšinskiej JL w okresie 2002/03–2007/08 (opracowanie własne).

giem występowania stref termicznych w Demänovskiej JL. W Dobšinskiej JL najchłodniejsze strefy termiczne, tj. pierwsza i druga zajmowały wielokrotnie większą powierzchnię, w porównaniu z Demänovską JL (odpowiednio około 9000 m² i około 1000 m²). W Demänovskiej JL największą powierzchnię zajmowały dwie najcieplejsze strefy termiczne, tj. czwarta i piąta. W Dobšinskiej JL największą powierzchnię zajmowała pierwsza strefa lodowa, natomiast w Demänovskiej JL – druga i trzecia.

Zestawiając zaproponowany wyżej podział jaskiń lodowych na strefy termiczne i lodowe z najbardziej znanym w literaturze podziałem autorstwa profesora M. Puliny (omówionym w podrozdziale 1.2.1.) można zauważyć zarówno podobieństwa, jak i odręb-

ności. Strefa „statyczna”, w rozumieniu prof. Puliny, swoim zasięgiem pokrywała się z piątą strefą termiczną oraz obszarem całkowicie pozbawionym lodu. Strefa „dynamiczno – przejściowa” (wg podziału prof. Puliny) pokrywa się natomiast z czwartą strefą termiczną. W przypadku strefy „dynamiczno – przyotworowej” zasięg jej występowania pokrywał się z obszarem zajmowanym przez trzy pierwsze strefy termiczne i trzy pierwsze strefy lodowe. W nowo zaproponowanym podziale strefa „dynamiczno – przyotworowa” została podzielona według kryterium trwałości występowania lodu (stały, sezonowy bądź sporadyczny) i wybranych parametrów termicznych (wymienionych na początku niniejszego podrozdziału).

6. Klimatyczne uwarunkowania rozwoju zjawisk lodowych

Odmienny charakter zlodzenia Dobšinskiej JL i Demänovskiej JL oraz możliwości techniczne prowadzenia pomiarów sprawiły, że badania form lodowych w każdej z nich miały nieco inną specyfikę. Zależność rozwoju kryształów lodowych od przebiegu i zmienności warunków termiczno-cyrkulacyjnych omówiono wyłącznie w przypadku Dobšinskiej JL, (podrozdział 6.5.), natomiast bilans cieplny zalodzonego fragmentu jaskini – jedynie w przypadku Demänovskiej JL (podrozdział 6.1.). Pozostałe zagadnienia podejmujące wątek klimatycznych uwarunkowań rozwoju zjawisk lodowych omówiono zarówno w przypadku Dobšinskiej JL, jak i Demänovskiej JL (opisano je w podrozdziale 6.2. , 6.3. , 6.4. i 6.6.).

W JL Scărișoara badania objęły jedynie zagadnienie wpływu zewnętrznych warunków termicznych i wewnętrznej cyrkulacji powietrza na przebieg temperatury monolitu lodowego. Powyższe zagadnienie, omówione w podrozdziale 6.2. , opisano również w przypadku słowackich jaskiń lodowych.

Warunki termiczne panujące w półroczach chłodnych w Demänovskiej JL wskazywały, że najbardziej sprzyjającym miejscem do rozwoju form lodowych są komory: Veľký dóm i Kmeťov dóm, a w mniejszym stopniu – sala Štrkový dóm oraz obszar między komorą Belov dóm i korytarzem Čierna galéria. W Dobšinskiej JL najkorzystniejsze warunki termiczne do rozwoju form lodowych zanotowano w profilu: Lodospad – Kvapľová pivnica – Ruffinyho koridor i Malá sieň – Zrútený dóm, natomiast w JL Scărișoara – w komorach: Sala Mare i Biserica.

Odmienny stan termiczny badanych jaskiń lodowych oraz wyraźna zmienność warunków klimatycznych panujących w ich otoczeniu, szczególnie w półroczach chłodnych 2005/06 i 2006/07, zdecydowała o tym, że w okresie 2002/03–2007/08 przebieg rozwoju

zjawisk lodowych kształtował się w odrębny sposób, szczególnie w przypadku:

1. zmian temperatury lodu jaskiniowego;
2. zmian objętości, powierzchni i bilansu lodu jaskiniowego;
3. zmian zasięgu występowania form lodowych, w tym kryształów lodowych;
4. zmian w morfologii wybranych form lodowych.

Powyższym zjawiskom lodowym poświęcone będą kolejne podrozdziały. Jednocześnie, w celu przybliżenia mechanizmów kierujących przebiegiem rozwoju zjawisk lodowych w badanych jaskiniach, podjęto próbę analizy bilansu cieplnego w zalodzonej fragmentcie Demänovskiej JL na tle dwóch, bardzo kontrastowych półrocz chłodnych.

6.1. Wpływ zewnętrznych warunków termicznych na bilans cieplny zalodzonego fragmentu Demänovskiej Jaskini Lodowej

W badaniach bilansu cieplnego Demänovskiej JL szczególną uwagę poświęcono skalkulowaniu dwóch strumieni wychładzających wnętrze jaskini: ciepła odczuwalnego i ciepła utajonego (do tej pory w żadnej z jaskiń lodowych nie udało się oszacować wielkości strumienia ciepła odczuwalnego). Nie udało się natomiast zbadać, w jakich proporcjach odebrane zostało ciepło z głównych elementów środowiska jaskini, tj. górotworu i monolitu lodowego.

6.1.1. Ciepło odczuwalne i utajone

Zróżnicowane wychłodzenie Demänovskiej JL w półroczach chłodnych 2005/06 i 2006/07, opisane w podrozdziałach 5.3. i 5.4., w całkowicie odmienny sposób kształtowało bilans cieplny jaskini. W półroczu chłodnym 2005/06 powietrze napływało od strony otworu wyjściowego (przez profil o powierzchni 15,2 m²) do zalodzonego fragmentu Demänovskiej JL przez 4060 godzin, ze średnią prędkością 1,46 m/s, natomiast w półroczu chłodnym 2006/07 – w sumie przez 3720 godzin, ze średnią prędkością 1,01 m/s (Strug i in. 2008b). Całkowita wymiana powietrza w zalodzonej fragmentacji jaskini (o objętości 14 000 m³) w półroczu chłodnym 2005/06 trwała przeciętnie przez około 10,5 minuty i powtórzyła się około 23 200 razy, natomiast w następnym półroczu chłodnym – przez około 15,5 minuty i powtórzyła się około 14 700 razy.

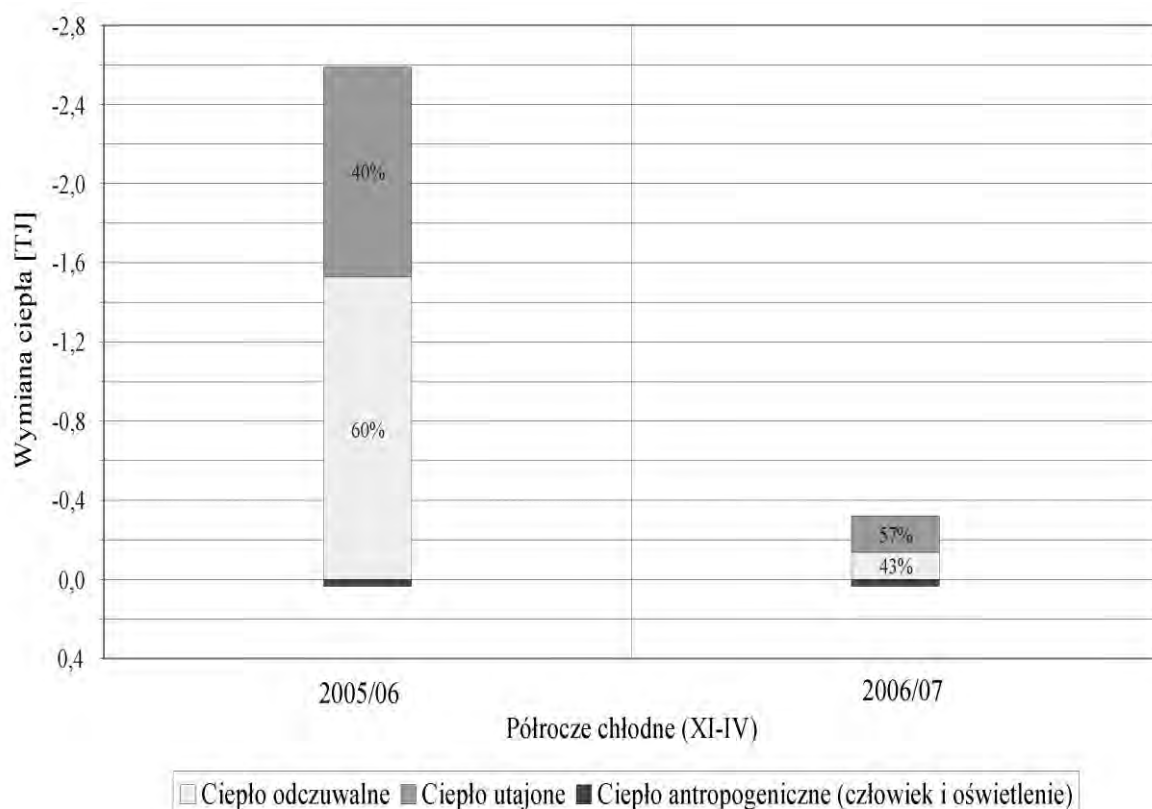
W półroczu chłodnym 2005/06 ze środowiska zalodzonego fragmentu jaskini

w postaci ciepła odczuwalnego zostało odebranych 1,53 TJ energii, natomiast w postaci ciepła utajonego – 1,06 TJ. Łącznie zostało odebranych blisko 2,59 TJ ciepła, z czego 60% przypadło na strumień ciepła odczuwalnego (tab. 15; ryc. 75).

Najwięcej ciepła z zalodzonego fragmentu jaskini zostało odebrane w styczniu (1,01 TJ). Stanowiło to 39% całkowitej energii odebranej jaskini przez powietrze zewnętrzne w półroczu chłodnym 2005/06. W maju, w czerwcu oraz w październiku 2006 roku temperatura powietrza w otoczeniu jaskini była niższa od temperatury powietrza panującej w najgłębszych fragmentach systemu Demänovskiej JL, ale wyższa niż w jego zalodzonej fragmentacji. W tych miesiącach napływające do zalodzonego wnętrza jaskini powietrze z otoczenia dostarczyło dodatkową energię w postaci ciepła odczuwalnego i utajonego, w ilości równej 15,6 GJ (tab. 15). Wielkość ta stanowiła jedynie 0,6% energii odebranej z zalodzonego obszaru jaskini w miesiącach zimowych.

Tab. 15. Wymiana energii w postaci ciepła odczuwalnego i utajonego między powietrzem zewnętrznym a środowiskiem zalodzonego fragmentu Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 (gdy $T_{\text{otoczenia}} < T_{\text{we wnętrzu jaskini}}$; opracowanie: Strug i in, 2008b).

Miesiąc	Ciepło odczuwalne [GJ]	Ciepło utajone [GJ]	Razem [GJ]
Listopad	-73,4	-66,2	-139,6
Grudzień	-246,5	-188,9	-435,4
Styczeń	-635,7	-369,8	-1010,0
Luty	-360,1	-253,3	-613,4
Marzec	-222,2	-182,3	-404,5
Kwiecień	-2,2	-3,2	-5,4
Maj	2,0	1,6	3,6
Czerwiec	1,0	0,8	1,8
Październik	7,1	3,1	10,2
Rok hydrologiczny	-1530,0	-1060,6	-2590,0



Ryc. 75. Wymiana ciepła odczuwalnego i utajonego między otoczeniem i środowiskiem zalodzonego fragmentu Demänovskiej JL w półroczu chłodnym 2005/06 i 2006/07 oraz dostawa energii przez człowieka i oświetlenie (opracowanie: Strug i in. 2008b).

W półroczu chłodnym 2005/06 z dodatkowo dostarczonej wody o temperaturze około $3,0^{\circ}\text{C}$ w ilości 2110 m^3 (tab. 16) zamrzło 467 m^3 . Przy założeniu, że cała objętość dodatkowej wody uległa schłodzeniu do temperatury $0,0^{\circ}\text{C}$, w zalodzonej części jaskini pojawiło się dodatkowo $26,7\text{ GJ}$ ciepła. Trudno natomiast określić ile ciepła odczuwalnego przekazała woda (o nieznanym objętości) skupiająca naturalnie ze szczelin górotworu do wnętrza jaskini.

Dzięki ogromnej stracie ciepła w zalodzonej części jaskini bilans lodu danego na koniec roku hydrologicznego 2005/06 był dodatni i wyniósł w przybliżeniu 217 m^3 ($198,9\text{ t}$). Akumulacja lodu wyniosła 509 m^3 ($466,6\text{ t}$), natomiast ablacja – 292 m^3 ($267,7\text{ t}$). Podczas procesu akumulacji lodu do środowiska zalodzonego fragmentu jaskini została dostarczona energia w ilości $156,0\text{ GJ}$. W trak-

cie procesu ablacji jaskinia oddała ciepło w ilości $89,5\text{ GJ}$. Udział procesu topnienia lodu w wychłodzeniu zalodzonego fragmentu jaskini był niewielki, w porównaniu z ilością ciepła odebranego przez zmrożone powietrze w półroczu chłodnym i wyniósł $3,5\%$. W sumie, przy dodatnim bilansie lodu, do środowiska zalodzonego fragmentu jaskini zostało dostarczone ciepło w ilości $66,5\text{ GJ}$ (przy $334,4\text{ J/g}$ lodu; Strug i in. 2008b).

W półroczu chłodnym 2006/07 ze środowiska zalodzonego fragmentu jaskini w postaci ciepła odczuwalnego zostało odebranych około $138,7\text{ GJ}$ energii, natomiast w postaci ciepła utajonego – $181,7\text{ GJ}$. Łącznie zostało odebranych $320,4\text{ GJ}$ energii i było to aż ośmiokrotnie mniej w porównaniu z półroczem chłodnym 2005/06. Na ciepło utajone przypadło 57% odebranej energii, z kolei na ciepło odczuwalne – 43% (tab. 17; ryc. 75).

Tab. 16. Ilość sztucznie dostarczonej wody w Demänovskiej JL w półroczach chłodnych od 2003/04 do 2007/08 w stosunku do całkowitej akumulacji lodu (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).

Półrocze chłodne (XI-IV)	Ilość sztucznie dostarczonej wody [m ³]	Całkowita akumulacja lodu [m ³]
2003/04	~ 1000*	290
2004/05	~ 1500*	380
2005/06	2110	509
2006/07	0	~ 5
2007/08	84	55

* Szacowana wielkość (inf, ustna od J, Knapa, opiekuna jaskini)

Tab. 17. Wymiana energii w postaci ciepła odczuwalnego i utajonego między powietrzem zewnętrznym a środowiskiem zalodzonego fragmentu Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2006/07 (gdy $T_{\text{otoczenia}} < T_{\text{we wnętrzu jaskini}}$; opracowanie: Strug i in, 2008b).

Miesiąc	Ciepło odczuwalne [GJ]	Ciepło utajone [GJ]	Razem [GJ]
Listopad	-9,7	-14,2	-23,9
Grudzień	-42,7	-53,7	-96,4
Styczeń	-78,7	-81,6	-160,3
Luty	-45,2	-48,2	-93,4
Marzec	7,2	2,6	9,8
Kwiecień	9,7	0,0	9,7
Maj	1,0	-4,5	-3,5
Wrzesień	4,0	3,7	7,7
Październik	15,7	14,2	29,9
Rok hydrologiczny	-138,7	-181,7	-320,4

Podczas analizowanego półrocza chłodnego połowa energii pobranej z zalodzonego fragmentu jaskini przypadała wyłącznie na styczeń. Napływ zewnętrznego powietrza do zalodzonego fragmentu jaskini w miesiącach przejściowych odpowiadał za dostawę dodatkowej energii w ilości równej 57,2 GJ (tab. 17). Była to 3,5 razy większa dostawa ciepła w porównaniu z wcześniejszym półroczem chłodnym. Jednocześnie, dostarczona energia zniwelowała aż o 15% efekt wychładzający odnotowany w półroczu chłodnym.

W omawianym półroczu, z uwagi na niekorzystne warunki termiczne, zrezygnowano z wprowadzenia dodatkowej wody do zalodzonego fragmentu jaskini (tab. 16). Ilość ciepła odczuwalnego dostarczonego podczas naturalnej infiltracji, podobnie jak w poprzednim roku hydrologicznym, nie była znana.

Pomimo tego, że podczas wychłodzenia zalodzonego fragmentu jaskini zostało odebrane 320,4 GJ ciepła, bilans lodu dennego na koniec roku hydrologicznego 2006/07 był wyraźnie ujemny. Z jaskini ubyło w przybliżeniu 416,0 t lodu, tj. 453 m³. Akumulacja lodu

wyniosła około 5 m^3 (4,6t), a ablacja około 458 m^3 (419,9 t). Strata takiej ilości lodu była związana z pobraniem energii z zalodzonego fragmentu jaskini w ilości równej 140,4 GJ.

W sumie z zalodzonego fragmentu jaskini zostało odebrane około 460,9 GJ ciepła, a udział samego procesu topnienia lodu w wychłodzeniu tego obszaru był niezmiernie wysoki i wyniósł 30,5%.

Nie udało się oszacować bilansu cieplnego w żadnym z półroczy ciepłych. Proporcje udziału poszczególnych źródeł emisji energii w bilansie cieplnym jaskini, z wyjątkiem ciepła antropogenicznego (co omówiono w kolejnym podrozdziale), również nie były znane. Do głównych źródeł emisji ciepła w zalodzonej jaskini w półroczu ciepłym zaliczały się: ciepło geotermiczne, ciepło utajone kondensacji pary wodnej, infiltrująca woda oraz turyści i oświetlenie. Cyrkulacja powietrza w półroczu ciepłym nie stanowiła głównego nośnika wymiany energii w zalodzonej jaskini z powodu jego względnej izolacji (o czym wspomniano w podrozdziale 5.1.).

W oparciu o przedstawione wyżej wyniki dotyczące bilansu objętości lodu stwierdza się, że w roku hydrologicznym 2005/06 emisja ciepła z wyżej wymienionych źródeł nie zbilansowała zimowego wychłodzenia, natomiast w roku 2006/07 – była od niego wyraźnie większa.

6.1.2. Ciepło antropogeniczne (człowiek i oświetlenie)

Opiekunowie jaskini – J. Knap i R. Hlavna – oszacowali, że w okresach 2005/06 i 2006/07 w zalodzonej jaskini lampy świeciły łącznie przez około 725 godzin w każdym roku, z czego około 70% czasu przypadało na półrocze ciepłe. Przy założeniu, że cała energia elektryczna była zamieniona na ciepło, lampy oświetleniowe zlokalizowane w zalodzonej jaskini emitowały około 5,75 GJ energii na rok (tab. 18).

Liczba osób odwiedzających jaskinię w sezonie turystycznym była w tych latach podobna i wynosiła około 103 000 (inf. ustna od R. Hlavny). Dorośli stanowili 77% wszystkich odwiedzających, resztę stanowiły dzieci. Według opiekunów jaskini przeciętny czas przejścia grupy turystów przez zalodzony fragment jaskini wynosił około 20 min.

Wykorzystując powyższe informacje oraz model MENEX 2005, o którym była mowa w podrozdziale 4.8., obliczono wielkość ciepła emitowanego przez dorosłego człowieka znajdującego się w zalodzonej jaskini w jaskini Demänovskiej JL. Wynosiła ona około 930 kJ/h. Dla porównania, Halaš w modelu bilansu cieplnego dla Dobšinskéj JL przyjął, że wielkość ta wynosi około 600–700 kJ/h (Halaš 1989). Za Halašem przyjęto (nie opierając się o żaden model), że dziecko traci połowę energii emitowanej przez dorosłego człowieka.

Tab. 18. Dostawa energii przez oświetlenie do środowiska zalodzonego fragmentu Demänovskiej JL podczas jednego roku hydrologicznego (opracowanie: Strug i in, 2008b).

Moc lamp	Liczba lamp	Jednostka [GJ]
125W	2	0,65
36W	27	2,50
70W	14	2,60
Razem	43	5,75

W sumie ciepło pozostawione w zalodzonej fragmencie jaskini przez znajdujące się tam osoby wynosiło 28,5 GJ/rok. Turbulentna wymiana ciepła odczuwalnego była najbardziej efektywną drogą emisji energii. W ten sposób człowiek przekazywał około połowy emitowanego przez siebie ciepła (tab. 19).

Ciepło przekazane przez oświetlenie i ludzi przebywających w zalodzonej fragmencie jaskini wyniosło łącznie około 34,25 GJ/rok. W roku hydrologicznym 2005/06 równoważyło to w 1,3% odebraną przez powietrze zewnętrzne energię z zalodzonego fragmentu jaskini, natomiast w roku hydrologicznym 2006/07 już w 10,7%.

Podsumowując, całkowity bilans cieplny w zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 był ujemny, natomiast w następnym roku – dodatni. Z powyższych analiz wynika również, że w przypadku Demänovskiej JL turyści i oświetlenie nie mieli pierwszorzędного udziału w dostawie energii do zalodzonego fragmentu jaskini (z wyjątkiem roku hydrologicznego po skrajnie ciepłym półroczu chłodnym 2006/07).

Widocznym efektem całkowitego odmiennego bilansu cieplnego w Demänovskiej JL (zakłada się, że podobna sytuacja wystąpiła również w Dobšinskiej JL) w półroczach chłodnych 2005/06 i 2006/07 było odnotowanie innych wielkości temperatury monolitu lodowego i bilansu lodu jaskiniowego oraz

zróżnicowanego zasięgu występowania form lodowych, czemu poświęcone będą następne podrozdziały.

6.2. Zewnętrzne warunki termiczne i wewnętrzna cyrkulacja powietrza a przebieg temperatury monolitu lodowego

Charakterystyka temperatury monolitu lodowego w nawiązaniu do zewnętrznych warunków termicznych i wewnętrznej cyrkulacji powietrza została przeprowadzona jedynie w JL Scărișoara i w JL Monlési. W JL Scărișoara dotyczyła ona wyłącznie wierzchniej, jednometrowej warstwy lodu i nie rozwiązała zagadnienia transferu energii w głębszych warstwach monolitu lodowego, natomiast w JL Monlési – dotyczyła wyłącznie pojedynczego profilu i nie rozwiązała problemu transferu energii w monolicie lodowym w ujęciu przestrzennym (Racoviță, Onac 2000, Luetscher 2005). W celu przybliżenia wymienionych wyżej zagadnień w monolicie lodowym w słowackich jaskiniach lodowych oraz w JL Scărișoara umieszczono termometry PT-100, Pomiar temperatury monolitu lodowego, które wykonano w Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL były pierwszymi w ich historii badań.

Tab. 19. Dostawa energii do środowiska zalodzonego fragmentu Demänovskiej JL przez odwiedzających podczas jednego roku hydrologicznego (obliczenia przy użyciu modelu MENEX 2005; opracowanie: Strug i in, 2008b).

Typy wymiany energii	Jednostka [GJ]			
	Odwiedzający		Naukowcy/ Przewodnicy	Razem
	Dorośli	Dzieci		
Turbulencyjna wymiana ciepła odczuwalnego	12,50	1,90	0,20	14,60
Wymiana ciepła na drodze promieniowania długofalowego	7,20	1,10	0,10	8,40
Turbulencyjna wymiana ciepła utajonego	2,50	0,40	0,05	2,95
Utrata ciepła podczas oddychania	2,20	0,30	0,05	2,55
Razem	24,40	3,70	0,40	28,50

W Demänovskej JL wychładzanie lodu dennego w komorze Kmeťov dóm trwało w każdym badanym półroczu chłodnym wyraźnie krócej, w porównaniu z salą Veľký dóm. Przyczyna tego faktu tkwiła w opóźnionym napływie zmrożonego powietrza do komory Kmeťov dóm, znajdującej się dalej od otworu wyjściowego. Odmienne rozmieszczenie obu sal powodowało, że niższą temperaturę lodu dennego zanotowano w komorze Veľký dóm, w porównaniu z salą Kmeťov dóm. Na tej samej głębokości lodu dennego, tj. 25 cm różnice temperatury dochodziły do 0,7°C (tab. 20).

Silne wychłodzenie wnętrza zalodzonego fragmentu jaskini w półroczu chłodnym 2005/06, przyczyniło się do tego, że w styczniu i lutym 2006 roku temperatura wierzchniej warstwy lodu dennego w komorze Veľký dóm (punkt „A”) obniżyła się do poziomu $-1,0^{\circ}\text{C}$. W spągu badanego lodu dennego, na głębokości 0,7 m, temperatura zmalała do $-0,6^{\circ}\text{C}$. Wzrost temperatury lodu dennego do $0,0^{\circ}\text{C}$ zanotowano na przełomie lipca i sierpnia 2006 roku, co wskazuje, że dopiero wówczas rozpoczęła się jego ablacja.

W komorze Kmeťov dóm (punkt „B”) temperatura wierzchniej warstwy lodu dennego w półroczu chłodnym 2005/06 obniżyła

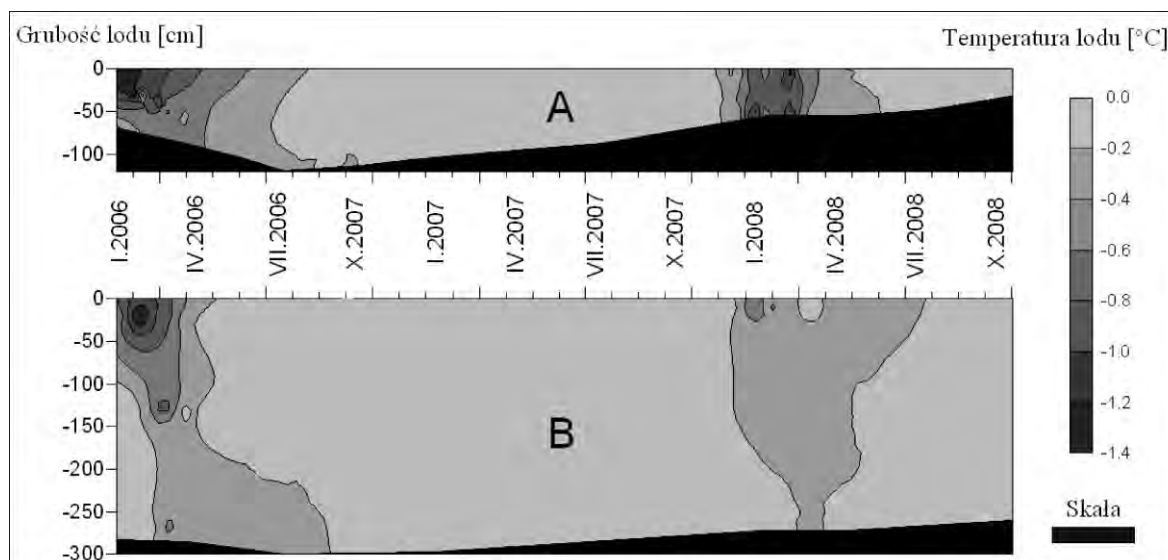
się do $-1,0^{\circ}\text{C}$, natomiast w jego spągu na głębokości 2,85 m – do $-0,3^{\circ}\text{C}$. Wzrost temperatury w wierzchniej warstwie lodu do $0,0^{\circ}\text{C}$ odnotowano w maju 2006 roku, z kolei w jego spągu nastąpiło to cztery miesiące później (ryc. 76). W obu salach obniżanie temperatury w głębszych warstwach lodu dennego, w porównaniu z jego powierzchnią, odbywało się kilka tygodni później.

Podane wielkości temperatury lodu dennego w półroczu chłodnym 2005/06 byłyby nieco niższe (trudno wskazać o ile), gdyby opiekunowie jaskini zaniechali sztucznego dostarczania wody do jaskini w czasie jej największego wymrożenia. Podczas schładzania, a następnie zamarzania dostarczonej sztucznie wody, następowała emisja ciepła, która ograniczała proces wychładzania lodu dennego.

W półroczu chłodnym 2006/07, z uwagi na niewielkie wychłodzenie wnętrza Demänovskej JL nie odnotowano obniżenia temperatury lodu dennego w żadnej z zalodzonych sal jaskini. Z pomiarów temperatury lodu dennego w miejscu „A” i „B” wynika, że w ciągu całego roku hydrologicznego 2006/07 wynosiła ona w przybliżeniu $0,0^{\circ}\text{C}$. Taki stan rzeczy wskazywał jednoznacznie na całoroczną ablację lodu.

Tab. 20. Najniższa zmierzona temperatura lodu dennego w Demänovskej JL w półroczach chłodnych od 2005/06 do 2007/08 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).

Półrocze chłodne (XI-IV)	Temperatura [$^{\circ}\text{C}$]				
	Veľký dóm		Kmeťov dóm		
	25cm	70cm	25cm	130cm	270cm
2005/06	-1,6	-0,6	-1,2	-1,0	-0,7
2006/07	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,3
2007/08	-1,3	-1,3	-0,6	-0,4	-0,5

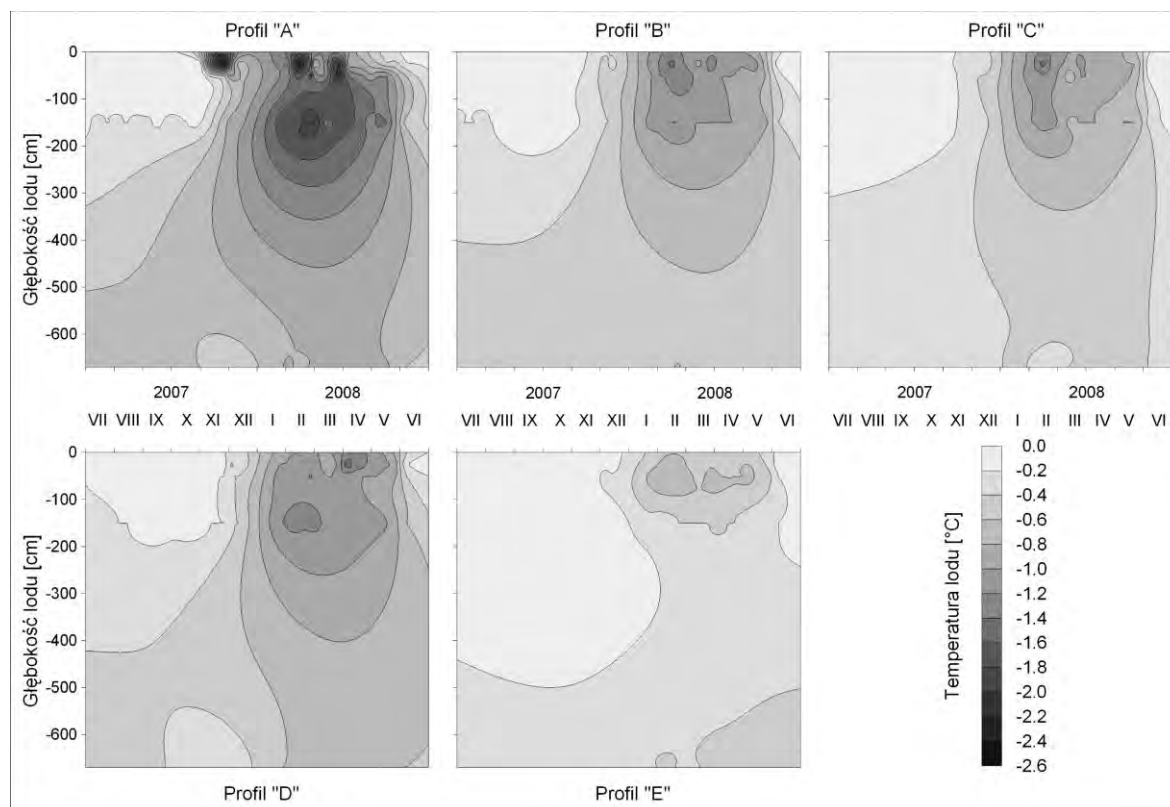


Ryc. 76. Przebieg temperatury lodu dennego w Demänovskej JL w komorze Veľký dóm (punkt A) i Kmeťov dóm (punkt B) w okresie od stycznia 2006 do października 2008 roku (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008c).

W półroczu chłodnym 2007/08 odnotowano niższą temperaturę powietrza w otoczeniu Demänovskej JL, w porównaniu z półroczem chłodnym 2006/07. W styczniu i lutym 2008 roku temperatura lodu dennego w komorze Veľký dóm w całym profilu obniżyła się do $-0,8^{\circ}\text{C}$. Na początku czerwca 2008 roku temperatura lodu ustabilizowała się na poziomie $0,0^{\circ}\text{C}$. W komorze Kmeťov dóm temperatura lodu dennego w najchłodniejszych miesiącach zimowych 2007/08 w całym profilu obniżyła się do $-0,3^{\circ}\text{C}$. Wzrost temperatury w wierzchniej warstwie lodu do $0,0^{\circ}\text{C}$ odnotowano w tej sali na przełomie czerwca i lipca 2008 roku, natomiast w jego spągu odnotowano jedynie krótkotrwale obniżenie temperatury poniżej $0,0^{\circ}\text{C}$ (ryc. 76).

W zalodzonej fragmencie Dobšinskiej JL temperatura powietrza w półroczu ciepłym 2006/07 wynosiła od $0,0^{\circ}\text{C}$ do $0,5^{\circ}\text{C}$. Taki stan rzeczy wiązał się z przepływem energii od strony cieplejszego powietrza w stronę chłodniejszego lodu. W całej jaskini wpłynęło to na ogrzanie wierzchniej warstwy monolitu lodowego do $0,0^{\circ}\text{C}$. W półroczu ciepłym 2006/07 najniższą temperaturę monolitu lodowego zanotowano na głębokości poniżej 4 m.

W komorze Malá sieň dochodziła ona do $-0,7^{\circ}\text{C}$, natomiast w korytarzu Ruffinyho korydor – do $-0,5^{\circ}\text{C}$ (ryc. 77). W półroczu chłodnym 2007/08 temperatura monolitu lodowego uległa zasadniczej zmianie. Pierwsze silne ochłodzenie w otoczeniu Dobšinskiej JL (tj. w listopadzie 2007 roku) spowodowało gwałtowny napływ zmrożonego powietrza do wnętrza jaskini. Na skutek tego w najbliższym otoczeniu otworu wejściowego (tj. w komorze Malá sieň) odnotowano w wierzchniej, półmetrowej warstwie monolitu lodowego obniżenie temperatury do wielkości poniżej $-2,0^{\circ}\text{C}$. W salach Veľká sieň i Zrútený dóm zanotowano spadek temperatury lodu do $-0,3^{\circ}\text{C}$, natomiast w klifie monolitu lodowego (w profilu: Kvapľová pivnica – Ruffinyho korydor) nie zanotowano żadnej zmiany. Obniżenie temperatury w klifie monolitu lodowego na stanowisku Kvapľová pivnica odnotowano miesiąc później, natomiast w korytarzu Ruffinyho korydor – dwa miesiące później (ryc. 77). Przyczyna takiego stanu była związana z większą odległością tego obszaru od otworu wejściowego, co warunkowało opóźnienie wychładzania monolitu lodowego przez zmrożone powietrze.



Ryc. 77. Przebieg temperatury monolitu lodowego w Dobšinskéj JL w okresie od lipca 2007 do czerwca 2008 roku, w pięciu profilach (opracowanie własne).

Sukcesywne wymrażanie jaskini, które trwało do końca marca 2008 roku powodowało stopniowe wychładzanie coraz to głębszych warstw monolitu lodowego. Największe wychłodzenie zanotowano w sali Malá sieň, natomiast nieco mniejsze – w salach Veľká sieň, Zrútený dóm oraz na stanowisku Kvapľová pivnica. W najbardziej oddalonym od wejścia obszarze jaskini tj. w korytarzu Ruffinyho koridor obniżenie temperatury monolitu lodowego w jego głębszych warstwach było zdecydowanie najslabsze. W sali Malá sieň temperatura monolitu lodowego na głębokości 6,7 m obniżyła się do $-0,9^{\circ}\text{C}$, natomiast na głębokości 0,25 m, do $-2,5^{\circ}\text{C}$. W korytarzu Ruffinyho koridor temperatura monolitu lodowego obniżyła się odpowiednio do $-0,6^{\circ}\text{C}$ i do $-0,7^{\circ}\text{C}$ (tab. 21, ryc. 77).

Na początku kwietnia 2008 roku, kiedy temperatura powietrza w otoczeniu Dobšinskéj JL przekroczyła na stałe $0,0^{\circ}\text{C}$, rozpoczął się w jaskini powolny wzrost temperatury monolitu lodowego. Wzrost ten najszybciej zano-

towano w sali Malá sieň (od początku kwietnia), natomiast najpóźniej – w korytarzu Ruffinyho koridor (pod koniec maja).

W sali Malá sieň zanotowano największe amplitudy temperatury lodu, natomiast w korytarzu Ruffinyho koridor – najmniejsze. W przeszłości identyczną sytuację odnotowano w przypadku amplitudy temperatury górotworu jaskiniowego (Halaš 1985). W sali Malá sieň oraz w obszarze do niej przyległym wizualnym efektem wyraźnych zmian temperatury monolitu lodowego jest istnienie na jego powierzchni wielu szczelin. W korytarzu Ruffinyho koridor takie szczeliny nie występują. Na podstawie przebiegu temperatury lodu w Dobšinskéj JL (ryc. 77) stwierdzić można również, że zmiany temperatury zachodzące wzdłuż profili pionowych – przecinających w poprzek warstwy monolitu lodowego (tj. „A”, „B” i „C”) i poziomych – zgodnych z ułożeniem warstw (tj. „D” i „E”) miały podobny charakter.

Tab. 21. Najniższa zmierzona temperatura monolitu lodowego w Dobšinskiej JL w okresie od lipca 2007 do czerwca 2008 roku (opracowanie własne).

Głębokość lodu [cm]	Profil				
	„A” – Malá sieň	„B” – Veľká sieň	„C” – Zrútený dóm	„D” – Kvapľová pivnica	„E” – Ruffinyho koridor
25	-2,5	-1,5	-1,5	-1,6	-0,7
50	-2,2	-1,3	-1,2	-1,3	-0,8
150	-2,1	-1,2	-1,1	-1,3	-0,6
670	-0,9	-0,7	-0,6	-0,8	-0,6

W JL Scărișoara w miesiącach letnich 2008 roku temperatura monolitu lodowego w jego głębszych warstwach była minimalnie niższa, w porównaniu z miesiącami letnimi z 2007 roku. W komorze Sala Mare (w punkcie „A”) w pierwszym z okresów temperatura monolitu lodowego na głębokości 6,7 m obniżyła się do $-0,7^{\circ}\text{C}$, natomiast w drugim do $-0,5^{\circ}\text{C}$ (ryc. 78). Analogiczną sytuację odnotowano w Dobšinskiej JL. Wynika z tego, że w obu jaskiniach monolit lodowy został intensywniej wychłodzony w półroczu chłodnym 2007/08, w porównaniu z półroczem chłodnym 2006/07 (tak jak w przypadku Demänovskiej JL).

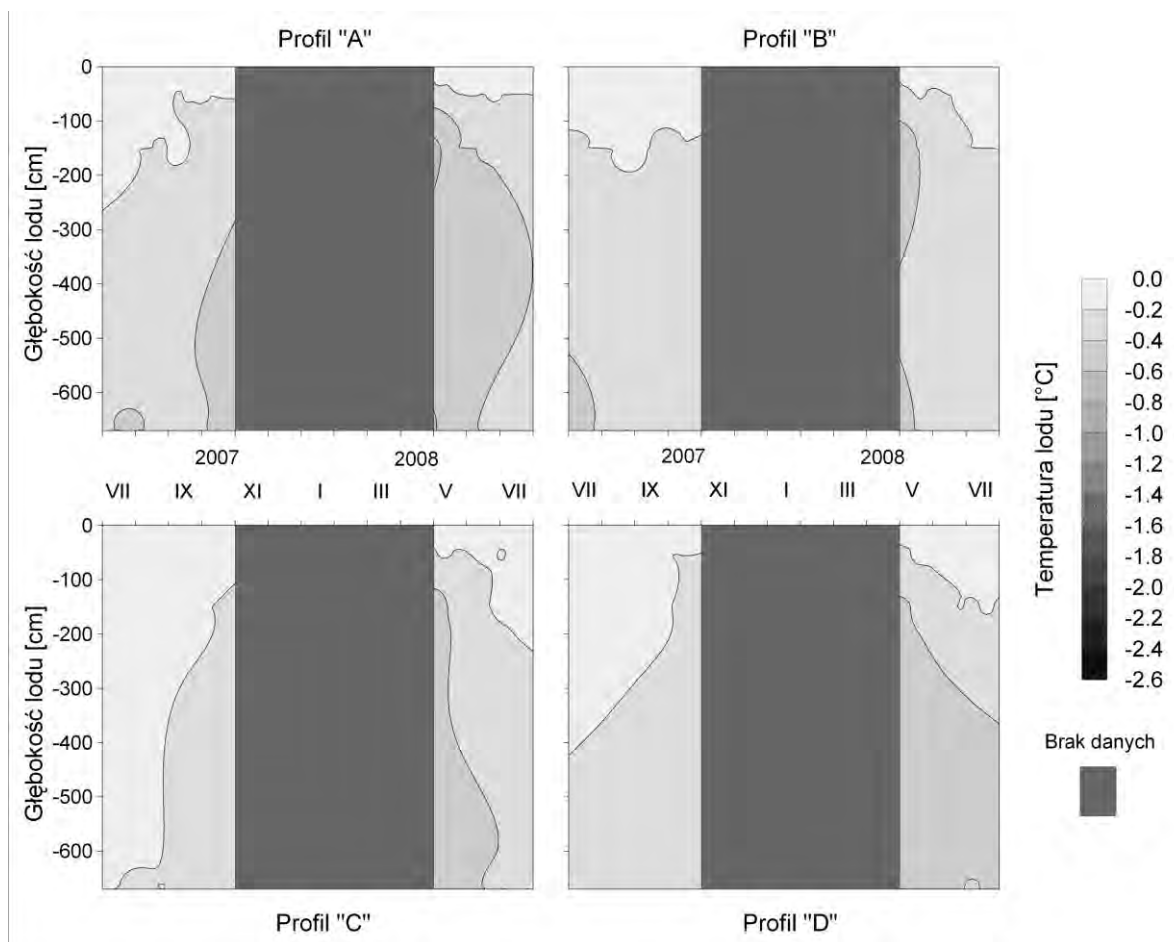
W półroczu chłodnym 2007/08 sukcesywne wymrażanie coraz to głębszych warstw monolitu lodowego przebiegało prawdopodobnie w analogiczny sposób jak w Dobšinskiej JL. Najchłodniejszy fragment monolitu lodowego w JL Scărișoara znajdował się przypuszczalnie w komorze Sala Mare, natomiast najcieplejszy – w sali Biserica, co miało związek z odległością tych sal od zapadliska wejściowego, przez które napływało do jaskini zmrożone powietrze. Wraz z rosnącą odległością od zapadliska wejściowego wymrażanie monolitu lodowego było słabsze, podobnie jak w słowackich jaskiniach lodowych.

Z przebiegu temperatury monolitu lodowego w JL Scărișoara wynika (ryc. 78), że zmiany temperatury wzdłuż profili pionowych (tj. „A”, „B” i „C”) oraz w profilu poziomym (tj. „D”) miały zbliżony charakter, podobnie jak w przypadku Dobšinskiej JL. Wynika

z tego, że ułożenie warstw lodu w badanych jaskiniach nie stanowiło przeszkody w transmisji ciepła w jego wnętrzu. Czynnikiem hamującym wychładzanie monolitu lodowego były jego wzrastająca grubość oraz odległość względem otworu wejściowego.

Zasadnicze różnice termiczne między zalodzonego obszarem JL Scărișoara i zalodzonego fragmentem Dobšinskiej JL (pierwszy z nich jest wyraźnie chłodniejszy, co opisano w podrozdziale 5.4.1.) wskazują, że w półroczu chłodnym 2007/08 w komorze Sala Mare w JL Scărișoara wychłodzenie monolitu lodowego było większe, w porównaniu z salą Malá sieň w Dobšinskiej JL. Porównując wyniki z pomiarów uzyskanych w miesiącach letnich wyraźnie jednak widać, że w Dobšinskiej JL temperatura monolitu lodowego na głębokości 6,7 m była niższa, w porównaniu z JL Scărișoara. W Dobšinskiej JL temperatura lodu obniżyła się do $-0,9^{\circ}\text{C}$, natomiast w JL Scărișoara do $-0,7^{\circ}\text{C}$. Wyjaśnienie tej sytuacji może tkwić w zalegającej warstwie wody na powierzchni monolitu lodowego w półroczu ciepłym. Woda w JL Scărișoara. przekazuje ciepło w kierunku lodu, przyczyniając się do większego wzrostu temperatury monolitu lodowego, w porównaniu z Dobšinską JL.

Przedstawione wyżej wyniki wskazują, że równoległe kontynuowanie pomiarów temperatury powietrza i monolitu lodowego w Dobšinskiej JL i w JL Scărișoara jest niezbędne w celu wyjaśnienia wszystkich niejasności, wynikających z braku danych z okresu zimowego w rumuńskiej jaskini.



Ryc. 78. Przebieg temperatury monolitu lodowego w JL Scărișoara w okresie od lipca 2007 do lipca 2008 roku w czterech profilach (opracowanie własne).

Reasumując, we wszystkich wymienionych jaskiniach odległość od otworu wejściowego odgrywała pierwszoplanową rolę w kształtowaniu rozkładu i przebiegu temperatury monolitu lodowego. Uzyskane wyniki pozwalają również stwierdzić, że (Strug i in. 2008a):

- monolity lodowe we wszystkich badanych jaskiniach mają cechy lodu ciepłego (według klasyfikacji prof. Janii (Jania 1993));
- najcieplejszy monolit lodowy znajduje się w Demänovskiej JL, natomiast wyraźnie chłodniejszy – w Dobšinskiej JL i w JL Scărișoara;
- istnieje wyraźna zależność między drogą przepływu zmrożonego powietrza w jaskini w półroczu chłodnym a stopniem wychładzania monolitu lodowego;

- wpływ zewnętrznych warunków termicznych na temperaturę monolitu lodowego osłabia się wraz ze wzrostem odległości od otworu wejściowego oraz ze wzrostem miąższości lodu.

6.3. Zróżnicowane oddziaływanie zewnętrznych warunków termicznych oraz czynnika antropogenicznego na zmiany objętości i powierzchni lodu

Powszechnym problemem dotyczącym jaskiń lodowych jest brak precyzyjnych pomiarów objętości lodu znajdującego się w ich wnętrzu. Należy równocześnie dodać, że do-

kładne skalkulowanie całkowitej objętości monolitu lodowego w większości jaskiń lodowych jest utrudnione z powodu jego skomplikowanej morfologii bądź wielometrowej grubości, jak np.: w Dobšinskiej JL i w JL Sčarňoara.

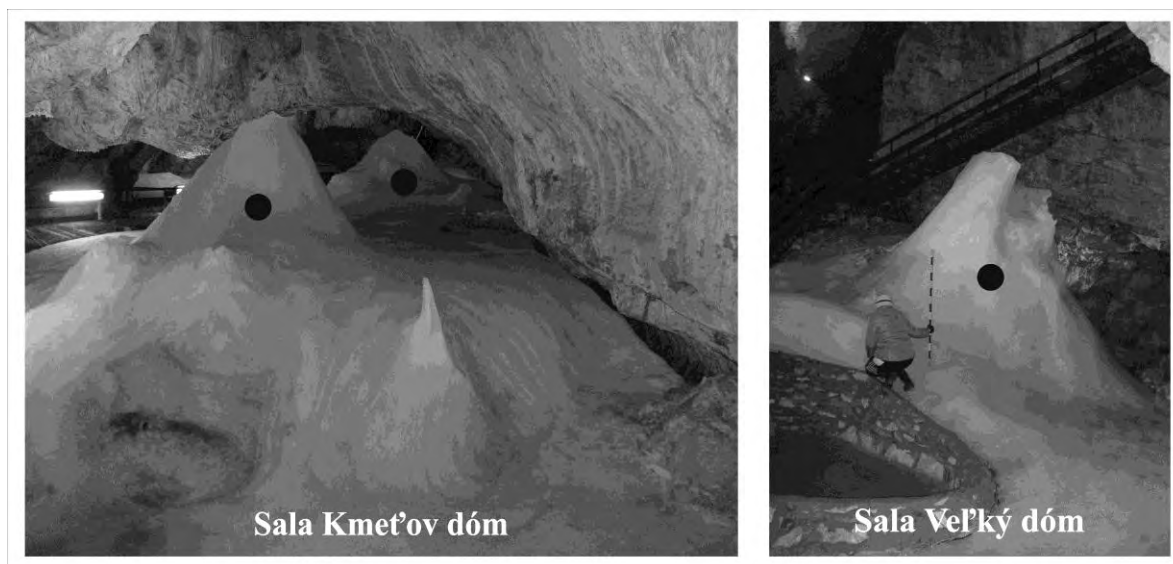
W zalodzionym fragmencie Demänovskej JL wymienione powyżej utrudnienia nie występowały, dlatego wykonano tam precyzyjne pomiary grubości, powierzchni i objętości lodu dennego. We wszelkich kalkulacjach objętości lodu dennego w Demänovskej JL uwzględniono rozmiary trzech wieloletnich stalagmitów o znacznych rozmiarach, tworzących integralną całość z lodem dennym. W obliczeniach przyjęto, iż głębokość lodu pod stalagmitem oraz jego znana wysokość daje sumaryczną wielkość grubości lodu. Obserwacje zmian ich kształtu pozwoliły stwierdzić, że po okresie ablacji omawiane formy wznoszą się na wysokość około 1,5 m ponad powierzchnię lodu dennego (Strug i in. 2006; ryc. 79).

Zmiany w morfologii lodu dennego w zalodzionym obszarze Demänovskej JL

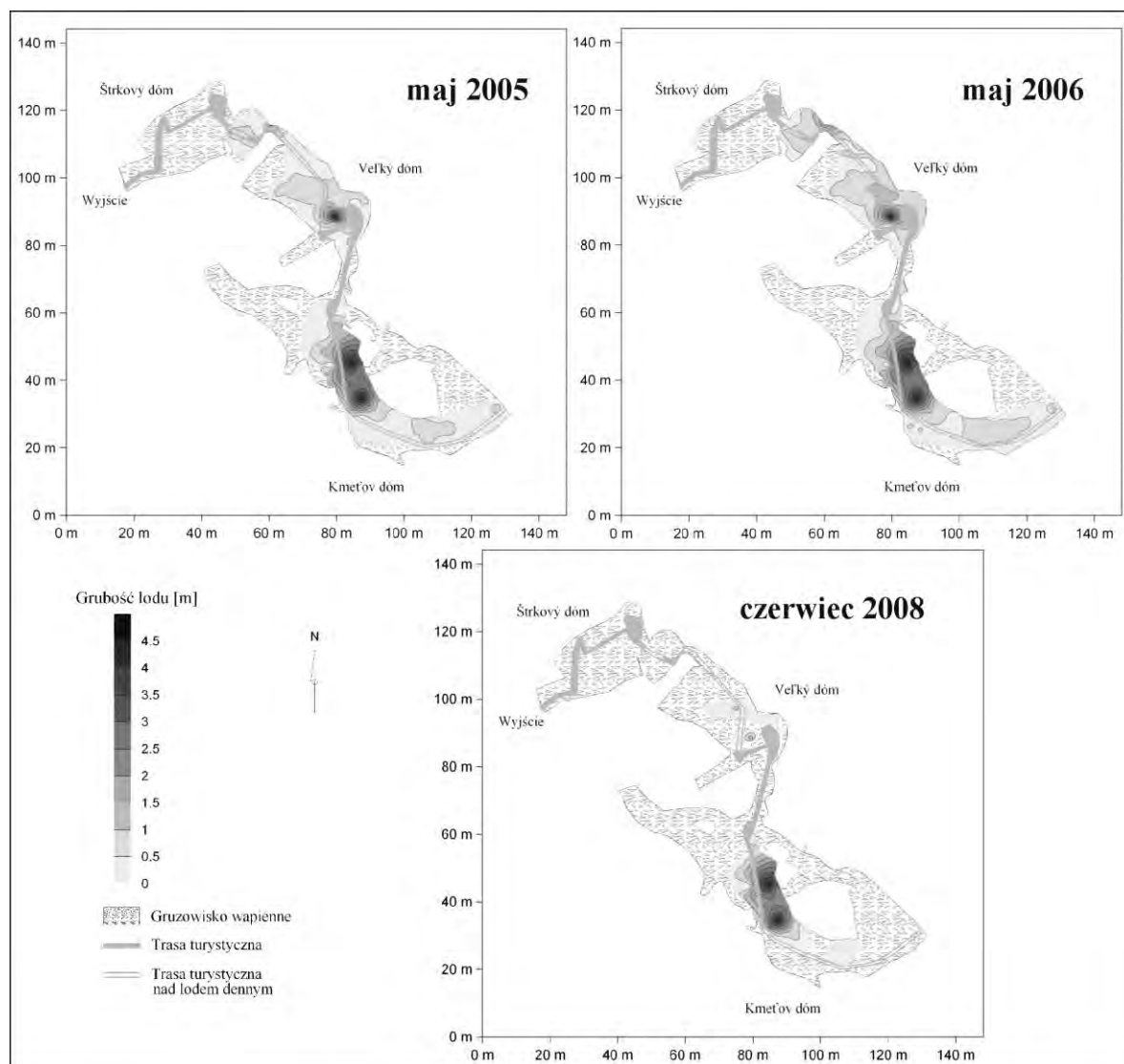
zachodziły pod wpływem zewnętrznych warunków termicznych oraz czynnika antropogenicznego, jakim była sztuczna dostawa dodatkowej wody. Czynność ta decydowała o:

- wielkości objętości oraz zasięgu powierzchni lodu dennego;
- bilansie objętości i powierzchni lodu dennego;
- rozmieszczeniu oraz rozmiarach największych nacieków lodowych.

W maju 2005 roku, w czasie pierwszych wierceń w zalodzionym fragmencie Demänovskej JL, największą grubość oraz zasięg powierzchni lodu dennego zanotowano w komorze Kmeťov dóm (ryc. 80). Pozostała część lodu dennego znajdowała się w komorze Veľký dóm. Jest to komora o niewielkich rozmiarach, przez którą przepływa chłodne powietrze w kierunku większej sali Kmeťov dóm. W obu salach występują korzystne warunki termiczne do rozwoju lodu, a ich morfologia sprzyja stagnacji chłodnego powietrza w okresie letnim (Droppa 1957a, Otruba 1957, Halaš 1984).



Ryc. 79. Największe stalagmity lodowe (czarne punkty) na lodzie dennym w Demänovskej JL w sali Kmeťov dóm i Veľký dóm (fot. K. Strug).

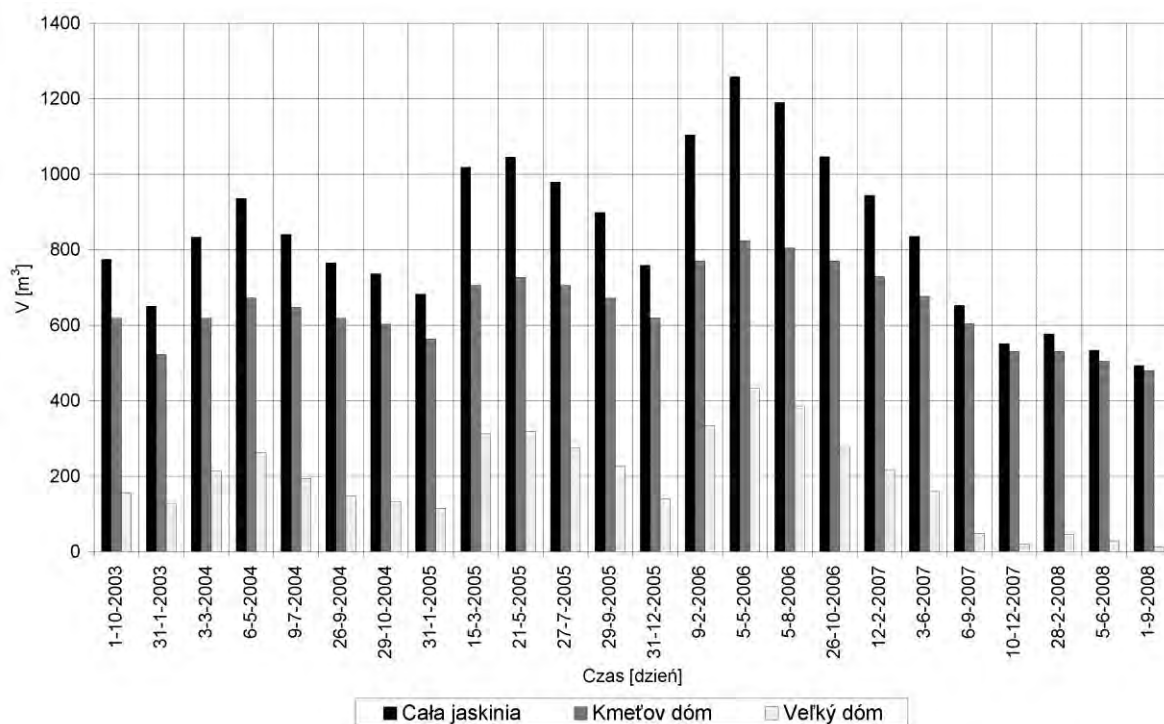


Ryc. 80. Grubość i zasięg powierzchni lodu dennego w zalodzonej części Demänovskej JL w maju 2005, w maju 2006 oraz w czerwcu 2008 roku (opracowanie własne na podstawie: Strug i in. 2006).

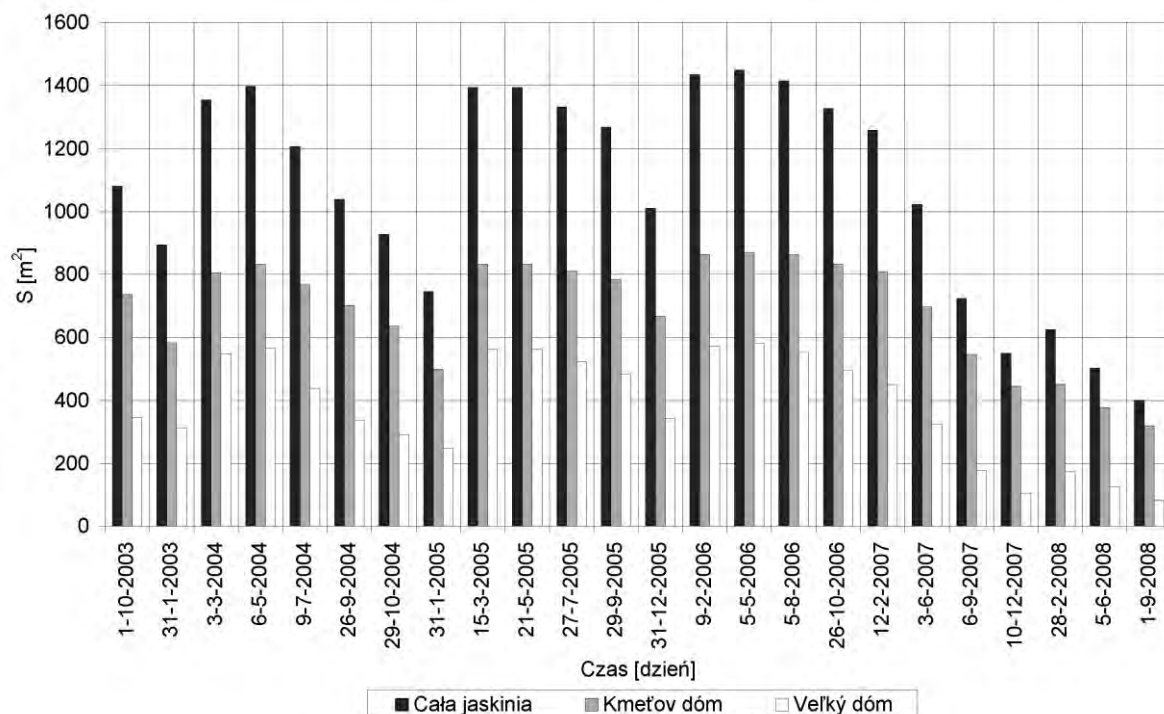
Lód denny w sali Kmeťov dom zajmował w maju 2005 roku powierzchnię 835 m^2 , a jego objętość wynosiła 725 m^3 . Stanowiło to odpowiednio: 70% całkowitej objętości i 60% całkowitej powierzchni lodu dennego zgromadzonego w zalodzonej części jaskini. Przeciętna grubość lodu dennego w tej sali wynosiła 0,9 m, natomiast największa – 3,03 m. Rozmiary sali Veľký dom zdecydowały o tym, że lód denny zajmował tam mniejszą powierzchnię, tj. 560 m^2 , przy objętości równej 320 m^3 i przeciętnej grubości 0,55 m.

W całym zalodzonej części jaskini lód denny zajmował powierzchnię 1395 m^2 , a jego objętość wynosiła 1045 m^3 (ryc. 81 i 82). Przeciętna grubość lodu równała się 0,75 m.

Podczas prowadzonych w komorze Kmeťov dom wierceń natrafiano wielokrotnie na uwodnione warstwy lodu, nawet o kilkudziesięciocentymetrowej grubości. W kilku miejscach natrafiono również na występującą do dzisiaj próżnię pod spągiem lodu dennego. Jej maksymalna wysokość dochodziła do 0,4 m (Strug i in. 2006).



Ryc. 81. Zmiany objętości (V) lodu dennego w komorze Kmet'ov dóm i Velký dóm oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w okresie od 01.10.2003 do 01.09.2008 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).



Ryc. 82. Zmiany powierzchni (S) lodu dennego w komorze Kmet'ov dóm i Velký dóm oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w okresie od 01.10.2003 do 01.09.2008 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).

W środkowej części komory Kmeťov dóm, na odcinku około 20 m, lód denný tworzył masywne skupienie o grubości większej niż 2 m. Była tam zgromadzona ponad połowa całkowitej objętości lodu znajdującego się w jaskini. W pozostałej części komory, tj. na 84% powierzchni jej zalodzonego obszaru, zalegał lód o grubości nieprzekraczającej 2 m. W komorze Veľký dóm warstwa lodu o grubości mniejszej lub równej 2 m zalegała na prawie całej zalodzonej powierzchni tej sali (tj. 98%) oraz gromadziła 89% jego całkowitej objętości. W salach Kmeťov dóm i Veľký dóm ponad połowę powierzchni lodu zajmowała jego cienka, 0,5 m warstwa, zawierająca odpowiednio 16 i 27% całkowitej objętości lodu dennego. W całym zalodzonej fragmencie jaskini warstwa lodu o grubości większej niż 2 m zajmowała tylko 11% zalodzonej powierzchni, gromadząc 41% jego całkowitej objętości, natomiast warstwa o grubości nieprzekraczającej 0,5 m – odpowiednio 54 i 19% (tab. 22 i 23).

Biorąc pod uwagę okres od 2003 do 2008 roku najwięcej zgromadzonego lodu

dennego w jaskini zanotowano w rok po wierceniach, tj. w maju 2006 roku (ryc. 80). W komorze Kmeťov dóm lód denný zajmował wówczas powierzchnię 870 m², a jego objętość wynosiła 825 m³. Stanowiło to odpowiednio 65% całkowitej objętości i 60% całkowitej powierzchni lodu zgromadzonego w zalodzonej fragmencie jaskini. Przeciętna grubość lodu w tej sali wynosiła 0,95 m. Pozostała część lodu dennego znajdowała się w komorze Veľký dóm, gdzie zajmowała powierzchnię 580 m² i objętość 435 m³, a jego przeciętna grubość wynosiła 0,75 m. W całym zalodzonej fragmencie jaskini lód denný zajmował powierzchnię 1450 m², a jego objętość wynosiła 1260 m³ (tab. 24; ryc. 81 i 82). Grubość lodu wynosiła przeciętnie 0,85 m. W całym zalodzonej fragmencie jaskini warstwa lodu o grubości większej niż 2 m zajmowała jedynie 11% zalodzonej powierzchni, gromadząc 36% jego całkowitej objętości, natomiast warstwa o grubości nieprzekraczającej 0,5 m – odpowiednio 39 i 14% (tab. 22 i 23).

Tab. 22. Objętość lodu dennego (w %) w wybranych klasach jego grubości w komorze *Kmeťov dóm* i *Veľký dóm* oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w maju 2005, w maju 2006 oraz w czerwcu 2008 roku (opracowanie własne).

Grubość lodu [m]	Veľký dóm			Kmeťov dóm			Cała jaskinia		
	V,2005	V,2006	VI,2008	V,2005	V,2006	VI,2008	V,2005	V,2006	VI,2008
< 0,5	27	14	81	16	13	7	19	14	11
≤ 2,0	89	90	100	47	50	34	59	64	37
> 2,0	11	10	0	53	50	66	41	36	63

Tab. 23. Powierzchnia lodu dennego (w %) w wybranych klasach jego grubości w komorze *Kmeťov dóm* i *Veľký dóm* oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w maju 2005, w maju 2006 oraz w czerwcu 2008 roku (opracowanie własne).

Grubość lodu [m]	Veľký dóm			Kmeťov dóm			Cała jaskinia		
	V,2005	V,2006	VI,2008	V,2005	V,2006	VI,2008	V,2005	V,2006	VI,2008
≤ 0,5	53	30	94	55	45	38	54	39	52
≤ 2,0	98	97	100	84	84	68	89	89	76
> 2,0	2	3	0	16	16	32	11	11	24

Tab. 24. Ekstremalne wielkości oraz średnia objętość (V), powierzchnia (S) i grubość (Z) lodu dennego w komorze *Kmeťov dóm* i *Veľký dóm* oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w okresie 2003/04-2007/08 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).

Parameter	Kmeťov dóm			Veľký dóm			Cała jaskinia		
	V [m ³]	S [m ²]	Z [m]	V [m ³]	S [m ²]	Z [m]	V [m ³]	S [m ²]	Z [m]
Maksimum	825	870	1,5	435	580	0,75	1260	1450	1,25
Minimum	480	320	0,75	15	80	0,15	495	400	0,6
Średnia	645	690	0,95	190	385	0,45	835	1075	0,8

Biorąc pod uwagę przełom wiosenno-letni (analogiczny do okresu z wierceń oraz charakteryzujący się największą objętością lodu w jaskini) najmniejszą ilość lodu dennego w Demänovskiej JL zanotowano w czerwcu 2008 roku (ryc. 80). W komorze *Kmeťov dóm* lód denný zajmował powierzchnię 375 m², a jego objętość wynosiła 505 m³. Stanowiło to odpowiednio 95% całkowitej objętości i 75% całkowitej powierzchni lodu dennego zgromadzonego w zalodzonej fragmencie jaskini. Przeciętna grubość lodu w tej komorze wynosiła 1,35 m. Pozostała część lodu dennego znajdowała się w komorze *Veľký dóm*, gdzie zajmowała powierzchnię 125 m² i objętość 30 m³, a jego przeciętna grubość wynosiła 0,25 m. W całym zalodzonej fragmencie jaskini lód denný zajmował powierzchnię 500 m², a jego objętość wynosiła 535 m³ (ryc. 81 i 82). Grubość lodu wynosiła przeciętnie 1,05 m. W całym zalodzonej fragmencie jaskini warstwa lodu o grubości większej niż 2 m zajmowała 24% zalodzonej powierzchni, gromadząc 63% jego całkowitej objętości, natomiast warstwa o grubości nieprzekraczającej 0,5 m – odpowiednio 52 i 11% (tab. 22 i 23). W sali *Veľký dóm* lód o grubości większej niż 2 m już nie występował.

Absolutnie najmniejszą ilość lodu dennego zanotowano we wrześniu 2008 roku. W całym zalodzonej fragmencie jaskini lód denný zajmował powierzchnię 400 m², a jego objętość wynosiła 495 m³ (ryc. 81 i 82). W okresie od października 2003 do października 2008 roku przeciętna grubość lodu dennego w całym zalodzonej fragmencie jaskini

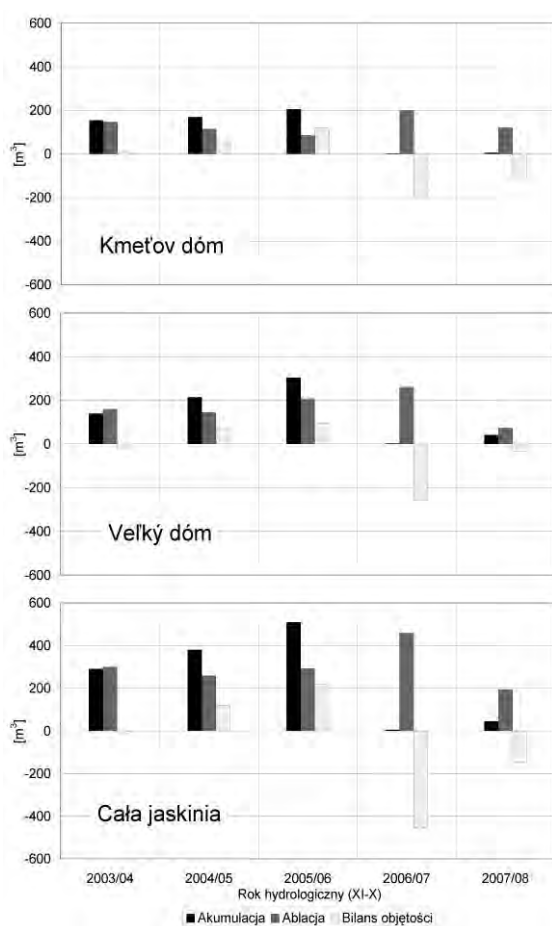
wynosiła 0,8 m, objętość – 835 m³, natomiast powierzchnia – 1075 m² (tab. 24). Powyższa charakterystyka wskazuje jednoznacznie, że w okresie od października 2003 do października 2008 roku w Demänovskiej JL zachodziły bardzo intensywne zmiany objętości i powierzchni lodu dennego. Największym zmianom podlegała najcieńsza, 0,5 m warstwa lodu dennego, natomiast najmniejszym – warstwa lodu o grubości większej niż 2 m.

Przebieg zmian objętości i powierzchni lodu dennego w Demänovskiej JL w latach 2003-2008 dzielił się wyraźnie na dwie fazy: sukcesywnego wzrostu, obejmującą okres od października 2003 do października 2006 roku i stałego spadku, obejmującą okres od października 2006 do września 2008 roku (ryc. 81 i 82).

W pierwszej fazie objętość lodu dennego w całym zalodzonej fragmencie jaskini zwiększyła się o 330 m³, a jego powierzchnia – o 310 m². Ujemny bilans powierzchni i objętości lodu dennego w jaskini zanotowano jedynie w roku hydrologicznym 2003/04 (odpowiednio –95 m² i –10 m³), natomiast wyraźnie dodatni – w latach hydrologicznych 2004/05 (odpowiednio 240 m² i 125 m³) i 2005/06 (odpowiednio 165 m² i 215 m³; ryc. 83 i 84). Tak korzystne warunki do akumulacji i przyrostu lodu dennego w całym zalodzonej fragmencie jaskini były związane z występującymi kolejno po sobie dwoma mroźnymi półrociami chłodnymi: 2004/05 i 2005/06. W badanym okresie w półroczu chłodnym 2005/06 temperatura powietrza, lodu dennego (tab. 20) oraz

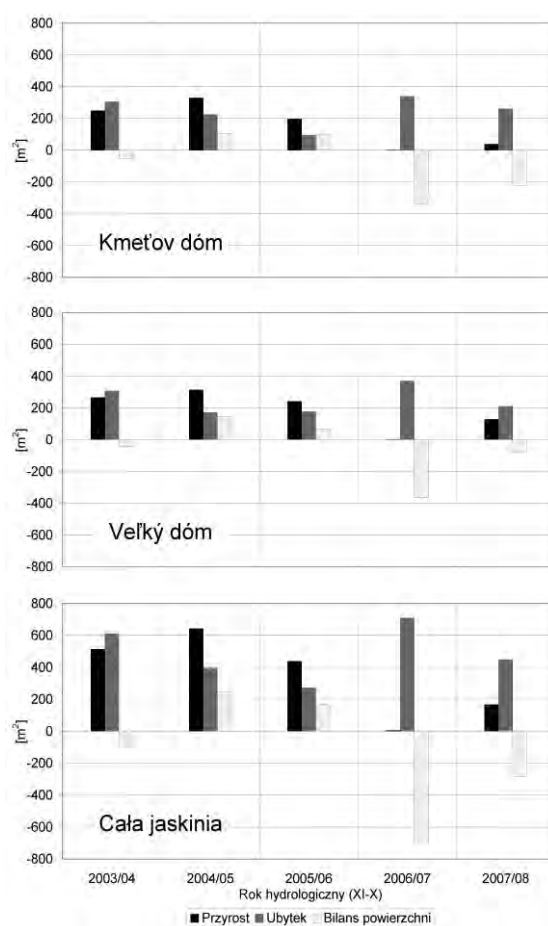
górotworu jaskiniowego (tab. 25) osiągnęła swoje minimum.

W tych sprzyjających warunkach termicznych w ciągu dwóch kolejnych zim do komory Kmeťov dóm i Veľký dóm dostarczono w sumie około 3610 m³ dodatkowej wody. Czynność ta była podejmowana w okresie największego wychłodzenia tych sal (tj. od stycznia do początku marca) i wpłynęła ewidentnie na wielkość przyrostu powierzchni oraz akumulację lodu dennego. Okazało się jednocześnie, że efektywność zamarzania dodatkowo dostarczanej wody w półroczach chłodnych 2004/05 i 2005/06 wynosiła około 25%.



Ryc. 83. Roczna akumulacja, ablacja oraz bilans objętości lodu dennego (w m³) w komorze Kmeťov dóm i Veľký dóm oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w okresie od 2003/04 do 2007/08 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).

W latach hydrologicznych 2004/05 i 2005/06 większą ablację i akumulację lodu dennego zanotowano w komorze Veľký dóm, w porównaniu z komorą Kmeťov dóm (ryc. 83). Fakt ten był bezpośrednio związany z warunkami termicznymi panującymi w tych salach. W okresie zimowym napływające do jaskini chłodne powietrze powodowało dłuższe i intensywniejsze wychładzanie sali Veľký dóm położonej bliżej otworu wyjściowego. Warunki te sprzyjały dostawie większych ilości dodatkowej wody, a tym samym większej akumulacji lodu w omawianej komorze. W okresie letnim w sali Veľký dóm notowano o około 0,5 C wyższą temperaturę powietrza,



Ryc. 84. Roczny przyrost, ubytek oraz bilans powierzchni lodu dennego (w m²) w komorze Kmeťov dóm i Veľký dóm oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w okresie od 2003/04 do 2007/08 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).

Tab. 25. Najniższa zmierzona temperatura skały oraz liczba miesięcy z temperaturą górotworu mniejszą lub równą 0,0°C w wybranych komorach Demänovskiej JL w półroczu chłodnym od 2005/06 do 2007/08 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008a).

Parametr	Półrocze chłodne (XI-IV)	Komora					
		Štrkový dóm		Kmeťov dóm		Čierna galéria	
		5cm	135cm	5cm	135cm	5cm	135cm
Najniższa zmierzona temperatura skały [°C]	2005/06	-7,9	-4,9	-2,6	-1,4	-0,4	0,4
	2006/07	-2,2	-0,2	0,0	0,1	1,2	1,6
	2007/08	-2,2	-1,5	-	-	-	-
Liczba miesięcy z temperaturą skały ≤ 0,0°C	2005/06	5	5	5,5	6	0,25	0
	2006/07	1	0,5	0,25	0	0	0
	2007/08	4,5	3	-	-	-	-

w porównaniu z komorą Kmeťov dóm. Sprzyjało to intensywniejszej ablacji lodu dennego w tej sali. Przyrost i ubytek powierzchni lodu dennego w salach Veľký dóm i Kmeťov dóm kształtował się na zbliżonym poziomie (ryc. 84).

Po okresie sukcesywnego przyrostu lodu dennego w zalodzonej fragmentacji jaskini nastąpił okres jego intensywnej degradacji. W okresie od października 2006 do września 2008 roku objętość lodu zmniejszyła się aż o 605 m³, a jego powierzchnia – o 990 m². W roku hydrologicznym 2006/07 bilans objętości i powierzchni lodu dennego wyniósł odpowiednio -455 m³ i -705 m², natomiast w roku hydrologicznym 2007/08 – odpowiednio -150 m³ i -285 m² (ryc. 83 i 84). Degradacji uległa przede wszystkim najcieńsza, 0,5 m warstwa lodu. Przyczyny takiego stanu tkwiły w dwóch ciepłych półroczach chłodnych: 2006/07 i 2007/08, podczas których zanotowano bardzo słabe wymrożenie powietrza, lodu dennego oraz górotworu jaskiniowego. Podczas wymienionych wyżej półrocz chłodnych nie było korzystnych warunków termicznych do zamarzania wody, dlatego ograniczono do minimum jej sztuczną dostawę.

Roczna ablacja lodu dennego w całym zalodzonej obszarze jaskini w okresie 2003–2008 kształtowała się na zbliżonym poziomie,

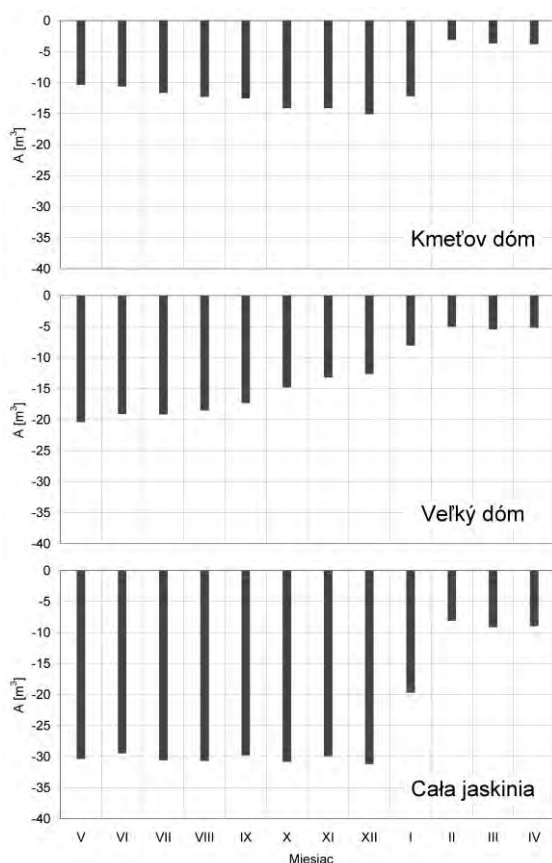
tj. od 200 do 300 m³ (z wyjątkiem roku hydrologicznego 2006/07, kiedy ablacja lodu wyniosła 460 m³). Akumulacja lodu dennego, w odróżnieniu od ablacji lodu, zmieniała się znacznie wyraźniej, tj. od 5 do 380 m³ (wyjątek stanowił rok hydrologiczny 2005/06, kiedy akumulacja lodu wyniosła 510 m³). Powyższe fakty wyraźnie potwierdzają diagnozę postawioną przez Luetschera (2005), że akumulacja lodu w jaskini jest zmienna, natomiast jego ablacja wykazuje cechy pewnej stabilności. Zasadność tej tezy potwierdza pewien fakt. Ośmiokrotnie mniejsze wychłodzenie wnętrza Demänovskiej JL w półroczu chłodnym 2006/07, w porównaniu z półroczem chłodnym 2005/06 (o czym była mowa w podrozdziale 6.1.), nie przełożyło się w równym stopniu na wielkość ablacji lodu. W roku hydrologicznym 2006/07 ablacja lodu była jedynie o połowę większa, w porównaniu z rokiem 2005/06. Wynika z tego, że wielkość ablacji lodu w półroczu ciepłym nie zależy od stopnia wychłodzenia jaskini w półroczu chłodnym. O ablacji decydują inne czynniki o względnie stabilnym charakterze – wymieniono je w podrozdziale 6.1.

W związku z powyższym istnieje realna szansa całkowitego, aczkolwiek nie stałego stopnienia lodu dennego w Demänovskiej JL. Stanie się to w przypadku wystąpienia jeszcze

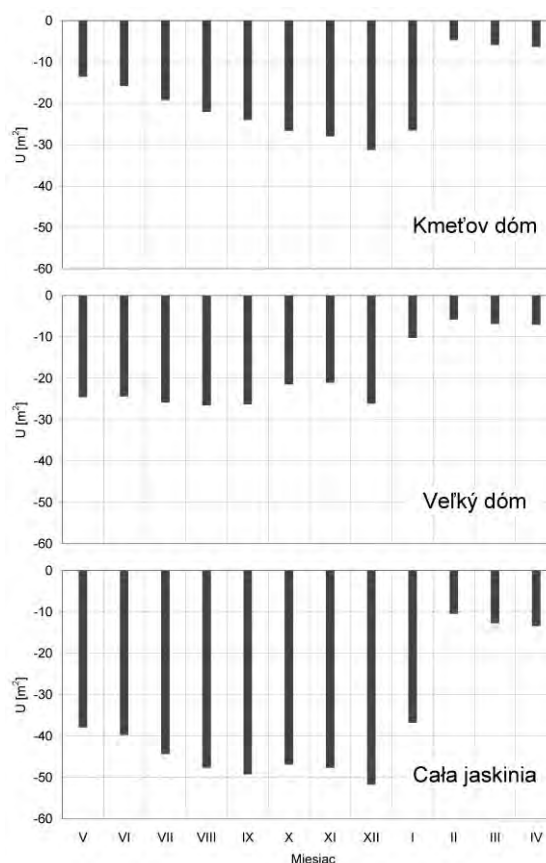
dwóch lub trzech (w sumie czterech lub pięciu z rzędu) ciepłych półroczy chłodnych (takich jak półrocze chłodne 2006/07 lub 2007/08), podczas których akumulacja lodu będzie na minimalnym poziomie, tj. od kilku do kilkunastu metrów sześciennych, natomiast ablacja w półroczu ciepłym utrzyma się na poziomie od 200 do 300 m³.

Przeciętna ablacja lodu dennego w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL w typowych miesiącach ablacyjnych (tj. od maja do grudnia) kształtowała się na podobnym poziomie i wynosiła około 30 m³/miesiąc. Ubytek powierzchni lodu dennego w tych miesiącach cechował się stopniowym wzrostem, tj. od około 38 do około 52 m²/miesiąc. Od stycznia do kwietnia ablacja oraz ubytek lodu dennego były wyraźnie mniejsze (ryc. 85 i 86).

W salach Kmeťov dóm i Veľký dóm występowało przestrzenne zróżnicowanie procesu topnienia w typowych miesiącach ablacyjnych. W komorze Kmeťov dóm ablacja lodu wykazywała nieznaczny wzrost (tj. od 10 do 15 m³), podczas gdy w sali Veľký dóm notowano jej stabilny spadek (tj. od 20 do 13 m³). Przeciętny ubytek lodu dennego w sali Kmeťov dóm cechował się stabilnym wzrostem tj. od 15 do 30 m², natomiast w komorze Veľký dóm występował na względnie stałym poziomie, tj. 25 m² (ryc. 85 i 86). Przyczyny zróżnicowania procesu topnienia w omawianych komorach nie są wyjaśnione, ale przypuszcza się, że były związane z różną grubością występującego tam lodu, jak również odmiennymi warunkami termicznymi.



Ryc. 85. Przeciętna roczna ablacja (A) lodu dennego w komorze Kmeťov dóm i Veľký dóm oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL; wg uśrednionych wielkości miesięcznych z okresu 2003/04-2007/08 (opracowanie własne).



Ryc. 86. Przeciętny roczny ubytek (U) lodu dennego w komorze Kmeťov dóm i Veľký dóm oraz w całym zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL; wg uśrednionych wielkości miesięcznych z okresu 2003/04-2007/08 (opracowanie własne).

W sumie bilans objętości lodu dennego w Demänovskiej JL w okresie od października 2003 do października 2008 roku był ujemny i wyniósł 280 m³. Ubytek ten stanowił blisko 40% oszacowanej w październiku 2003 roku objętości lodu dennego. W sali Kmeťov dóm ubyło 22% jego objętości, natomiast w sali Veľký dóm – aż 98%. Objętość lodu dennego w sali Kmeťov dóm w październiku 2008 roku była o 135 m³ mniejsza w stosunku do skalkulowanej wielkości w październiku 2003 roku. W komorze Veľký dóm odnotowano ubytek lodu równy 145 m³ (ryc. 87).

Powierzchnia lodu dennego w Demänovskiej JL w okresie od października 2003 do października 2008 roku zmniejszyła się o 680 m². W październiku 2008 roku odnotowano około 65% ubytek powierzchni lodu dennego w stosunku do stanu sprzed pięciu lat. W sali Kmeťov dóm ubyło 405 m² lodu, tj. 60% jego całkowitej powierzchni, natomiast w sali Veľký dóm – 275 m² lodu, tj. 85% (ryc. 88).

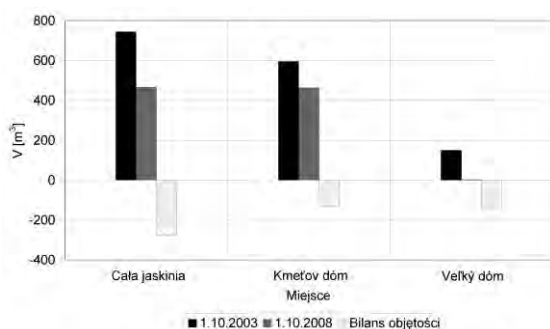
Przedstawiona wyżej charakterystyka potwierdza wyraźny wpływ zewnętrznych warunków termicznych oraz działania antropogenicznego (tj. dostarczania wody) na stan bilansu powierzchni i objętości lodu dennego w Demänovskiej JL. Po dwóch ekstremalnie różniących się zimach zaobserwowano w jaskini całkowicie odmienne zalodzenie. W sumie, w badanym okresie, bilans objętości i po-

wierzchni lodu dennego w Demänovskiej JL był wyraźnie ujemny.

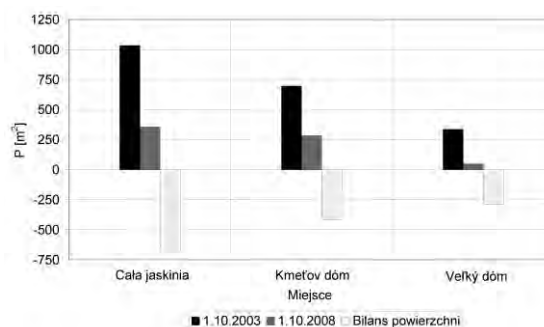
W Dobšinskiej JL naturalna akumulacja lodu, od momentu jej odkrycia w 1870 roku do czasów współczesnych, była częściowo zakłócona przez sztucznie wyciosane kanały w monolicie lodowym. Służyły one zabezpieczeniu trasy turystycznej i sprzętu technicznego przed zatopieniem w lodzie. W komorach Malá sieň i Veľká sieň kanały odwadniające odprowadzały nadmiar wody dostającej się naturalnie do jaskini do jej niżej położonych fragmentów wzdłuż trasy turystycznej (Lalkovič 1995). Skutki takiego postępowania były następujące:

- intensywne nadbudowanie oraz poszerzenie zasięgu występowania monolitu lodowego w rejonie Lodospadu w XX wieku (Tulis, Novotný 2003);
- zatopienie przejścia do komory Peklo (ryc. 13);
- zmniejszenie do kilkudziesięciu centymetrów odległości między stropem a powierzchnią monolitu lodowego w kilku miejscach na obszarze Lodospadu.

W latach 80-tych XX wieku w Dobšinskiej JL wykonano szereg pomiarów (metodami geodezyjnymi oraz fotogrametryczną) wielkości przyrostu i ubytku lodu na powierzchni monolitu lodowego. Permanentny ubytek lodu zanotowano w korytarzu Ruffinyho koridor (tj. od 1 do 9 mm/rok) oraz w obszarze wejściowym



Ryc. 87. Objętość lodu dennego (V) w komorze Kmeťov dóm i Veľký dóm oraz w całym zalodzonej fragmentie Demänovskiej JL w dniach 1.10.2003 i 1.10.2008 oraz całkowity bilans objętości lodu w okresie 1.10.2003–1.10.2008 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).



Ryc. 88. Powierzchnia lodu dennego (P) w komorze Kmeťov dóm i Veľký dóm oraz w całym zalodzonej fragmentie Demänovskiej JL w dniach 1.10.2003 i 1.10.2008 oraz całkowity bilans powierzchni lodu w okresie 1.10.2003–1.10.2008 (opracowanie własne na podstawie: Strug, Zelinka 2008b).

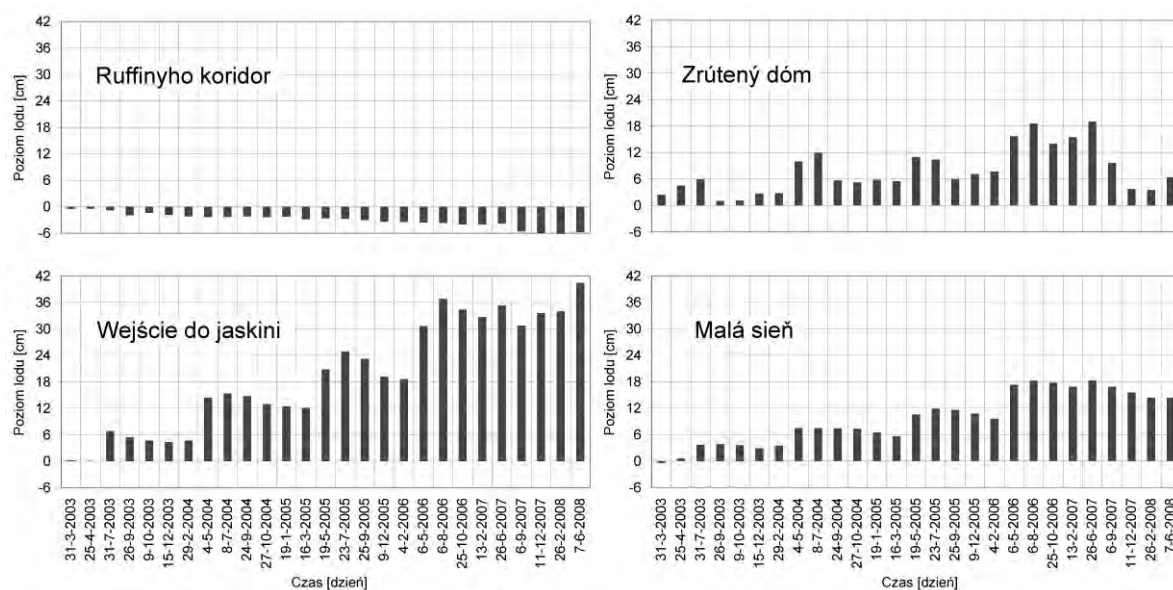
do jaskini. W okresie 1982–1990 w korytarzu Ruffinyho koridor ubyło od 41 do 47 mm lodu. W północnym fragmencie komory Malá sieň przybyło 19,1 cm lodu (w okresie 1982–1987), w zachodniej części sali Veľká sieň – 25,1 cm (w okresie 1981–1984), natomiast w obszarze Lodospadu – 17,9 cm (w okresie 1982–1983). Na pozostałym obszarze komór Malá sieň i Veľká sieň przyrost i ubytek lodu kształtowały się na zbliżonym poziomie (Lalkovič 1995).

Uzyskane w latach 80-tych XX wieku wyniki badań nie zawierały informacji o sezonowych zmianach poziomu monolitu lodowego w jaskini, jak również o kalkulacjach zmian jego objętości. W związku z tym, na podstawie pomiarów z okresu 2003–2008, podjęto próbę odniesienia się do powyższych zagadnień.

Zmiany poziomu lodu w okresie 2003–2008 (w stosunku do jego poziomu z lutego 2003 roku) przebiegały bardzo różnie w poszczególnych obszarach Dobšinskiej JL. W okresie od maja 2003 do maja 2006 roku w sali Malá sieň oraz w komorze Zrútený dóm zanotowano ponad osiemnastocentymetrowy przyrost jego poziomu. W ciągu następnych dwóch lat w sali Malá sieň zanotowano trzycentymetrowe, a w komorze Zrútený dóm dwunastocentymetrowe obniżenie poziomu

monolitu lodowego (ryc. 89). Sukcesywne przyrastanie poziomu monolitu lodowego w badanym obszarze wiązało się ze znacznym wymrożeniem jaskini podczas trzech kolejnych półroczy chłodnych, natomiast obniżenie jego poziomu – z wyjątkowo słabym wychłodzeniem jaskini w półroczach chłodnych 2006/07 i 2007/08.

Najmniejszy ubytek lodu w sali Malá sieň notowano w miesiącach letnich, tj. od 1 do 3 mm. W tym obszarze jaskini temperatura powietrza utrzymywała się wówczas w pobliżu 0,0°C, co wyraźnie ograniczało ablację lodu. Jesienią ablacja lodu w sali Malá sieň sięgała 13 mm, natomiast zimą dochodziła do 12 mm (ryc. 89). W pierwszym przypadku ablacja była związana ze wzrostem temperatury powietrza powyżej 0,0 C oraz z termerozyjną działalnością infiltrującej wody, natomiast w drugim – z sublimacją lodu podczas napływu zmrożonego powietrza do jaskini. Największy przyrost lodu w sali Malá sieň notowano w okresie wiosennym. Wówczas, przy temperaturze powietrza utrzymującej się poniżej 0,0 C, dochodziło do zamarzania wody infiltracyjnej pochodzącej z ablacji śniegu nad jaskinią.



Ryc. 89. Zmiany poziomu monolitu lodowego w sali Malá sieň, w obszarze wejściowym do jaskini, w sali Zrútený dóm oraz w korytarzu Ruffinyho koridor w Dobšinskiej JL w okresie od 31.03.2003 do 7.06.2008 w stosunku do jego poziomu z dnia 24.02.2003 (opracowanie własne).

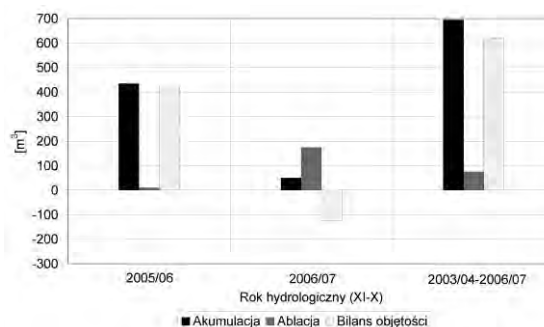
Przebieg procesów przyrostu i ubytku lodu w obszarze wejściowym, w południowym i środkowym fragmencie sali Veľká sieň oraz w obszarze Lodospadu był bardzo zbliżony do przebiegu opisanego dla komory Malá sieň. Jednakże między komorą Malá sieň a rozpatrywanymi obszarami jaskini istniała jedna zasadnicza różnica, gdyż przyrost lodu w sali Malá sieň w okresie wiosennym był ponad dwukrotnie mniejszy. W południowym i środkowym fragmencie sali Veľká sieň oraz w obszarze Lodospadu ubytek lodu kształtował się na zbliżonym poziomie do zanotowanego w sali Malá sieň, natomiast w obszarze wejściowym – był on trzykrotnie większy. W sumie w okresie od maja 2003 do czerwca 2008 roku w obszarze wejściowym, w południowym i środkowym fragmencie sali Veľká sieň oraz w obszarze Lodospadu zanotowano około 40-centymetrowy przyrost lodu (ryc. 89).

Na odcinku: Kvapľová pivnica-Ruffinyho koridor przez okres pięciu lat notowano stały ubytek lodu. Wiązało się to z koniecznością wody infiltracyjnej w tym obszarze jaskini, co pomimo sprzyjającej temperatury powietrza (nieprzekraczającej 0,0 C), uniemożliwiało akumulację lodu. W okresie jesienno-zimowym na odcinku: Kvapľová pivnica-Ruffinyho koridor ubytek lodu był największy i dochodził do 10 mm. Jesienią wiązało się to z procesem topnienia lodu przy temperaturze powietrza nieznacznie przekraczającej 0,0 C, natomiast w zimie – z jego sublimacją podczas napływu zmrożonego, suchego powietrza do jaskini.

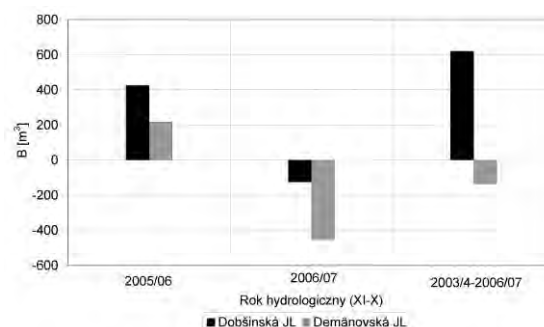
Przedstawiona powyżej charakterystyka zmian przyrostu i ubytku lodu w Dobšinskiej JL wskazuje, że w rozpatrywanym okresie na znacznym obszarze jaskini bilans objętości lodu był dodatni. Należy jednak podkreślić, że w poniższej charakterystyce bilansu objętości lodu nie uwzględniono wielkości ablacji w spągu monolitu lodowego.

W okresie od października 2003 do października 2007 roku w Dobšinskiej JL zanotowano dodatni bilans objętości lodu równy

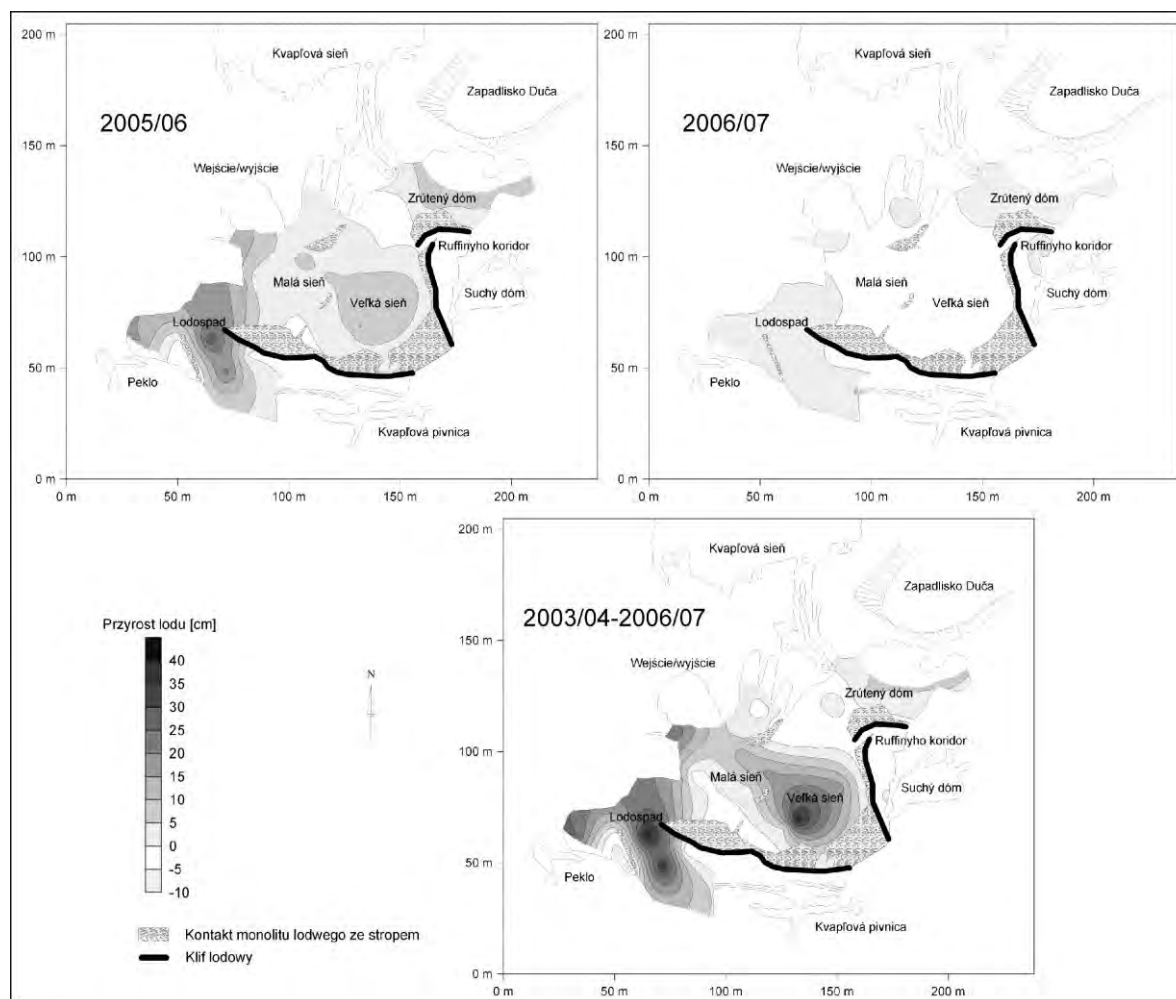
620 m³ (ryc. 90 i 91). Skalkulowana objętość w okresie czteroletnim odpowiadała równomiernemu przyrostowi lodu w jaskini na poziomie 7,3 mm. Dokładnie rzecz ujmując, na 70% zalodzonego obszaru jaskini (przede wszystkim w obszarze Lodospadu, w obszarze wejściowym oraz w sali Veľká sieň) zanotowano przyrost poziomu lodu. Na pozostałym obszarze (zasadniczo na wschód od Lodospadu, w korytarzu Ruffinyho koridor oraz między komorami Veľká sieň i Zrútený dóm) odnotowano jego obniżenie (ryc. 92). W ciągu badanego czterolecia zmiany poziomu lodu objęły jedynie 0,56% jego całkowitej objętości. Powierzchnia monolitu lodowego w okresie badań nie zmieniła się.



Ryc. 90. Akumulacja, ablacja oraz bilans objętości lodu (w m³) w Dobšinskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz w okresie 2003/04–2006/07 (opracowanie własne).



Ryc. 91. Bilans objętości (B) lodu w Dobšinskiej JL i w Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz w okresie 2003/04–2006/07 (opracowanie: Strug, Zelinka 2008a).



Ryc. 92. Rozkład przyrostu lodu w Dobšinskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz przeciętny rozkład przyrostu lodu w okresie 2003/04–2006/07 (opracowanie: Strug, Zelinka 2008a).

Roczny bilans objętości lodu na powierzchni monolitu lodowego po najzimniejszym, w sześciolletnim okresie badań, półroczu chłodnym 2005/06 był dodatni i wyniósł w przybliżeniu 425 m³ (ryc. 90). Był on około dwukrotnie większy, w porównaniu z Demänovską JL (ryc. 91). Skalkulowana objętość odpowiadała przeciętnemu przyrostowi lodu w jaskini na poziomie 5,0 mm/rok. Na 80% zalodzonego obszaru jaskini odnotowano przyrost jego objętości, natomiast na pozostałym – ubytek. Przyrost lodu występował w miejscach, gdzie bezpośrednio skapywała infiltrująca woda oraz w obszarach, gdzie notowano jej spływanie. Największy spływ wody po powierzchni monolitu lodowego obserwowano w rejonie Lodospadu. Odnotowano tam mak-

symalny przyrost lodu w jaskini, tj. ponad 20 cm. Największy ubytek lodu w roku hydrologicznym 2005/06 zanotowano w profilu: Kvapľová pivnica – Ruffinyho koridor, tj. 0,8 cm (ryc. 92).

W kolejnym roku hydrologicznym 2006/07, po najcieplejszym półroczu chłodnym w sześciolletnim okresie badań, bilans objętości lodu był ujemny i wyniósł w przybliżeniu 125 m³. Była to ponad trzykrotnie mniejsza wielkość, w porównaniu z Demänovską JL (ryc. 91). Oszacowany ubytek stanowił jedynie 0,1% całkowitej objętości lodu zgromadzonego w Dobšinskiej JL. Skalkulowana objętość odpowiadała przeciętnemu ubytkowi lodu w jaskini na poziomie 1,5 mm/rok. Na 70% zalodzonego obszaru jaskini odnotowano ubytek

lodu, natomiast na pozostałym – przyrost (ryc. 92). Wielkość ablacji lodu w roku hydrologicznym 2006/07 była ponad 17-krotnie wyższa, w porównaniu z rokiem poprzednim, natomiast jej akumulacja – blisko 19-krotnie niższa (ryc. 90). Jedyne miejsce w jaskini, gdzie odnotowano przyrost lodu był obszar Lodospadu. Największy ubytek lodu, równy 8 cm, odnotowano w komorze Zrútený dóm. W profilu: Kvapľová pivnica – Ruffinyho koridor ubyło około 1,8 cm lodu.

Z powyższych analiz wynika, że stopnienie całkowitej kubatury lodu zgromadzonego w Dobšinskiej JL jest mało prawdopodobne, nawet w przypadku wystąpienia jeszcze kilkudziesięciu, a może nawet kilkuset ciepłych półroczy chłodnych z rzędu (takich jak półrocze chłodne 2006/07).

Zestawiając powyższe wyniki badań z obserwacjami z lat 80-tych XX wieku można stwierdzić, że przyrost i ubytek lodu występuje zasadniczo w tych samych obszarach jaskini. Uzyskane wyniki wskazują również, że założony przez Halaša (1989) przeciętny przyrost lodu w jaskini na poziomie około 12 mm/rok został przeszacowany. W optymalnych warunkach termicznych przeciętny przyrost lodu wyniósł 5 mm/rok (nie uwzględniając ablacji w spągu monolitu lodowego).

Przy założeniu, że nie zmienia się warunki cyrkulacyjne powietrza w badanych jaskiniach, a w Demänovskiej JL będzie dalej zapewniona sztuczna dostawa wody (bądź naturalna infiltracja wody będzie wystarczająco wysoka) można stwierdzić, że:

- po półroczach chłodnych, ze średnią temperaturą powietrza w otoczeniu Demänovskiej JL powyżej $2,0^{\circ}\text{C}$, a w otoczeniu Dobšinskiej JL powyżej $1,0^{\circ}\text{C}$ (jak w półroczu 2006/07), roczny bilans objętości lodu będzie znacząco ujemny: w Demänovskiej JL przekroczy 400 m^3 , a w Dobšinskiej JL – 100 m^3 ;
- po półroczach chłodnych, ze średnią temperaturą powietrza w otoczeniu Demänovskiej JL mniejszą lub równą $-0,5^{\circ}\text{C}$, a w otoczeniu Dobšinskiej JL mniejszą lub równą

$-1,5^{\circ}\text{C}$ (jak m.in. w półroczu 2005/06), roczny bilans objętości lodu będzie wyraźnie dodatni: w Demänovskiej JL przekroczy 300 m^3 , a w Dobšinskiej JL – 150 m^3 ;

- w pozostałych przypadkach roczny bilans objętości lodu w jaskini będzie nieznacznie mniejszy od zera, niewiele większy od zera, bądź równy zero. Jednakże na podstawie sześcioletniej serii badań trudno jest dokładnie wskazać, przy jakich warunkach termicznych roczny bilans objętości lodu byłby równy zero.

Podsumowując, zmiany objętości monolitu lodowego w Demänovskiej JL obejmowały aż 50% jego całkowitej kubatury, natomiast w Dobšinskiej JL – jedynie około 0,5%. Jednakże zmiany ilościowe akumulacji i ablacji monolitu lodowego w obu jaskiniach (mimo tego, że w pierwszej z nich jest około 100-krotnie mniejsza objętość lodu) były zbliżone – sięgały kilkuset m^3/rok . Za ten fakt odpowiadały warunki termiczne w Demänovskiej JL, które cechowały się większą zmiennością oraz wyraźnie wyższą temperaturą powietrza w zalodzonej fragmentacji jaskini, w porównaniu z Dobšinską JL (o czym była mowa w podrozdziałach 5.3. i 5.4.).

6.4. Wpływ zewnętrznych warunków termicznych na zmiany zasięgu występowania form lodowych (z pominięciem kryształów lodowych)

W dotychczasowych badaniach wskazywano, iż zasięg występowania i trwałość wypełnienia lodowego w jaskiniach zależy ściśle od warunków termicznych panujących w ich otoczeniu w okresie zimowym (o czym była mowa w podrozdziale 1.2.5.). Jednocześnie nie przedstawiano szczegółów tej zależności, zarówno od czasu, jak i przestrzeni. W związku z tym, na podstawie obserwacji form lodowych w słowackich jaskiniach w okresie 2003–2008, podjęto próbę zbadania powyższego zagadnienia.

6.4.1. Zmiany zasięgu występowania form lodowych w Demänovskiej Jaskini Lodowej w XX wieku

Trudno określić jaki był charakter rozmieszczenia form lodowych w Demänovskiej JL przed rokiem 1950, Wiadomo jednak, że stałe nagromadzenie lodu wewnątrz jaskini obserwowano w komorze Kmeťov dóm (Droppa 1957a). Zakładając, że nie ingerowano w tym czasie w morfologię jaskini, rozmieszczenie form lodowych było prawdopodobnie zbliżone do stanu, jaki jest obserwowany obecnie.

Na początku drugiej połowy XX wieku miały miejsce działania eksploratorskie ingerujące w morfologię jaskini. Na skutek tych działań, w latach 50-tych i 60-tych XX wieku, cyrkulacja powietrza w jaskini w półroczu chłodnym przebiegała inaczej niż obecnie. Główna różnica polega na tym, że w okresie zimowym napływ chłodnego powietrza do jaskini odbywał się przez wszystkie istniejące wówczas otwory wejściowe. Taki układ wymiany powietrza powodował wymrażanie wszystkich trzech obszarów przyotworowych, komór: Štrkový dóm, Veľký dóm, Kmeťov dóm, Dóm trosiek, Belov dóm i Halašov dóm oraz korytarzy Čierna galéria i Medvedia chodba. Po bardzo chłodnych zimach (jak np.: 1953/54) penetracja chłodnego powietrza sięgała komory Jánošíkov dóm. W związku z tym, we wszystkich wymienionych powyżej fragmentach jaskini, obserwowano formy lodowe o sezonowym charakterze występowania. Stałe nagromadzenie lodu obserwowano wyłącznie w komorach Veľký dóm i Kmeťov dóm (Droppa 1957a, Otruba 1957, Otruba 1971, Halaš 1984).

Obserwacje prowadzone przez Otrubę i Halaša w latach 70-tych i 80-tych XX wieku w Demänovskiej JL pokazały, że wymiana powietrza między jaskinią a otoczeniem w półroczu chłodnym przebiegała w sposób bardzo zbliżony do obecnego. Obserwowane w tym czasie rozmieszczenie form lodowych pokrywało się ze współczesnym. Trwałe występowanie lodu jaskiniowego odnotowano

w dwóch komorach: Veľký dóm i Kmeťov dóm, natomiast sezonowe – w sali: Štrkový dóm, Bélov dóm i Halašov dóm oraz w korytarzu Čierna galéria. Żadnych form lodowych nie zaobserwowano w korytarzu Medvedia chodba oraz w obszarze starego wejścia (Otruba 1957, Otruba 1971, Halaš, Mitter 1982, Halaš 1984).

6.4.2. Zmiany zasięgu występowania form lodowych w badanych jaskiniach na początku XXI wieku

Zasięg występowania form lodowych w badanych jaskiniach w profilu pionowym rozpatrywano w trzech poziomach (Panoš 2001, Strug 2004). Były to:

1. poziom lodu stropowego (kryształy lodowe i stalaktyty);
2. poziom lodu spągowego (monolit lodowy/lód denny, spągowe polewy lodowe, lód włóknisty, stalagmity, jeziora lodowe oraz śnieg);
3. poziom lodu łączącego (naścienne polewy lodowe i stalagnaty).

Z punktu widzenia rozwoju form lodowych wyróżniono dwa okresy. Pierwszym z nich był „możliwy okres tworzenia się form lodowych” w jaskini, pod pojęciem którego rozumiano jednocześnie współistnienie odpowiednich warunków termicznych i hydrologicznych niezbędnych do rozwoju tego procesu. Do warunków tych zaliczono temperaturę powietrza mniejszą lub równą 0,0°C i występowanie skapującej wody. Drugim był okres stałej degradacji form lodowych, za który przyjęto w danym fragmencie jaskini moment wycofywania się izotermi 0,0°C w kierunku otworu wyjściowego.

Zasięg występowania form lodowych w Demänovskiej JL w profilu horyzontalnym: Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Čierna galéria–Jánošíkov dóm w okresie 2002/03–2007/08 był bardzo zróżnicowany. Zdecydowały o tym przede wszystkim dwa bardzo różne pod względem termicz-

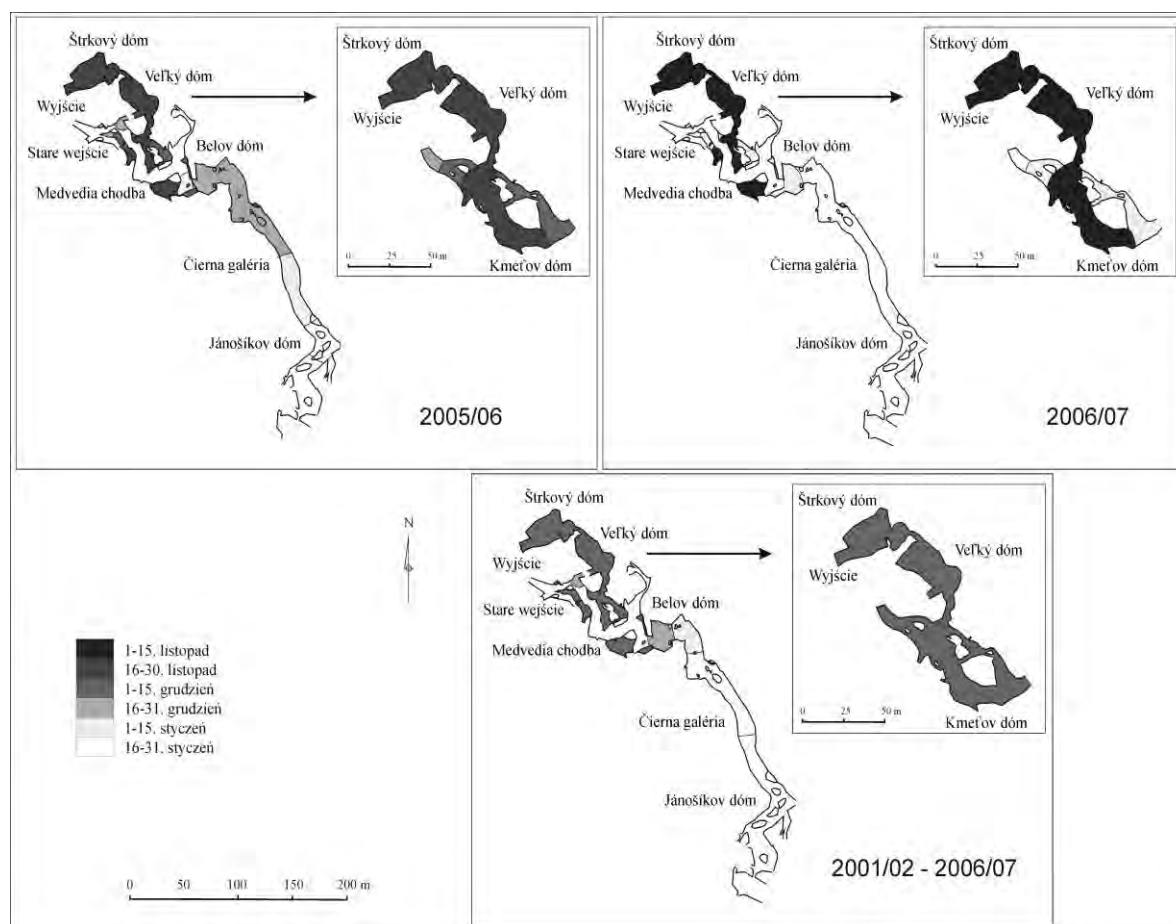
nym półrocza chłodne tj. skrajnie mroźne – 2005/06 i skrajnie ciepłe – 2006/07. Odmienność warunków termicznych, panujących podczas tych zim, wpłynęła wyraźnie na zróżnicowany przebieg rozwoju i degradacji form lodowych oraz na zasięg ich występowania. Granicę występowania form lodowych wyznaczał maksymalny (horyzontalny i wertykalny) zasięg izotermy $0,0^{\circ}\text{C}$ (Pulina 1960).

W okresie 2002/03–2007/08 formy lodowe obserwowano najczęściej na odcinku: Štrkový dóm-Kmeťov dóm-Belov dóm-Čierna galéria, mającym około 330 m długości (Strug, Zelinka 2008c). Pierwsze sezonowe formy lodowe w profilu: Štrkový dóm – Kmeťov dóm mogły tworzyć się na początku grudnia, natomiast w korytarzu Čierna galéria – pod koniec stycznia. Okres wymrażania jaskini do temperatury mniejszej lub równej $0,0^{\circ}\text{C}$ na

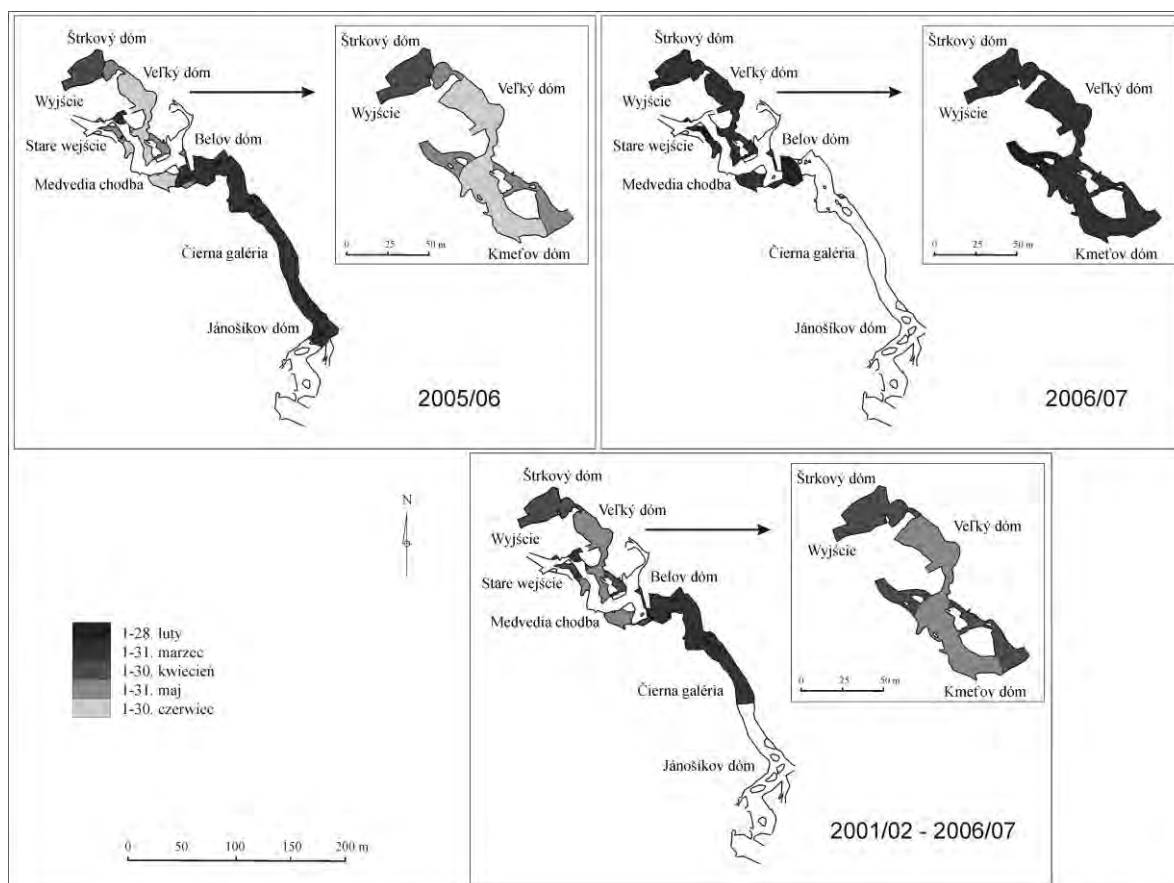
odcinku występowania form lodowych trwał w sumie około dwa miesiące (ryc. 93).

Przeciętny początek stałej degradacji form lodowych w komorze Veľký dóm i Kmeťov dóm rozpoczynał się w maju, podczas gdy w korytarzu Čierna galéria i sali Belov dóm – w marcu (ryc. 94). Całkowity zanik form lodowych w korytarzu Čierna galéria obserwowano z reguły w maju, natomiast na znacznym obszarze komory Veľký dóm i Kmeťov dóm formy lodowe (głównie lód denný) występowały przez cały rok.

Rozpad form lodowych przebiegał we wszystkich latach według następującego schematu. W profilu pionowym rozpoczynał się od lodu stropowego, poprzez lód łączący, a kończył się na lodzie spągowym. W półroczu ciepłym degradacja form lodowych w profilu poziomym przebiegała najintensywniej przy



Ryc. 93. Postęp izotermy $0,0^{\circ}\text{C}$ w Demänovskej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz przeciętny postęp izotermy $0,0^{\circ}\text{C}$ w okresie 2001/02-2006/07; w prawych górnych rogach postęp izotermy $0,0^{\circ}\text{C}$ w zalodzonej fragmentacji jaskini (opracowanie: Strug, Zelinka 2008a).

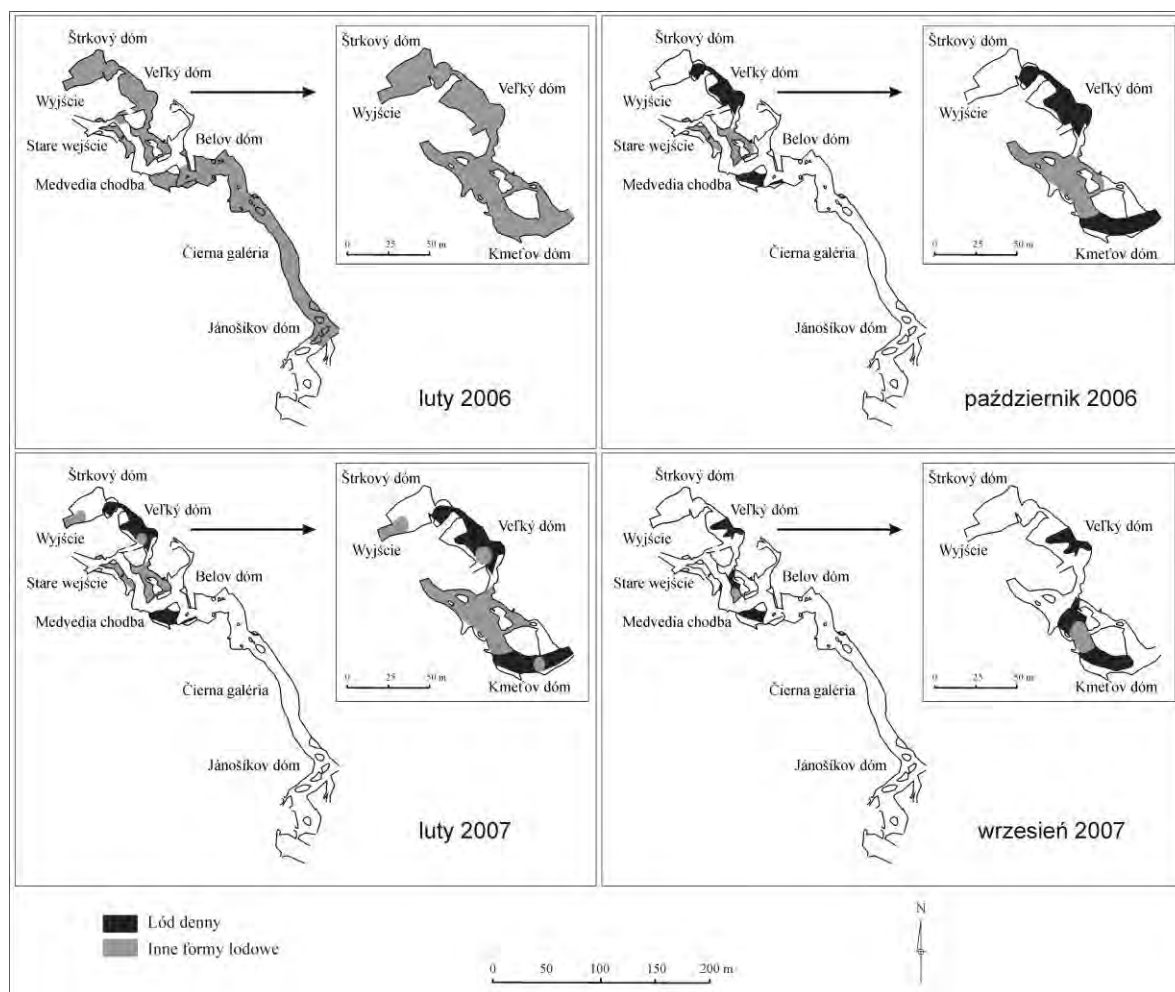


Ryc. 94. Cofanie się izotermy 0.0°C w Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 oraz przeciętne cofanie się izotermy 0.0°C w okresie 2001/02–2006/07; w prawych górnych rogach cofanie się izotermy 0.0°C w zalodzionym fragmencie jaskini (opracowanie: Strug, Zelinka 2008a).

otworze wyjściowym oraz od strony komory Jánošíkov dóm. W pierwszym miejscu destrukcja form lodowych była związana z ich bezpośrednim kontaktem z ciepłym powietrzem zewnętrznym i promieniami słonecznymi, natomiast w drugim – najprawdopodobniej z wypływem relatywnie ciepłego powietrza z głębi jaskini. Innymi źródłami destrukcji form lodowych w jaskini były: dostawa ciepła przez górotwór, kondensująca para wodna oraz infiltrująca woda.

W najzimniejszym półroczu chłodnym 2005/06 zmrożone powietrze o temperaturze mniejszej lub równej 0,0°C sięgnęło aż do komory Jánošíkov dóm. Zasięg występowania trwałych i sezonowych form lodowych w jaskini pokrywał się ściśle z kierunkiem przepływu chłodnego powietrza we wnętrzu jaskini

w profilu: wyjście – Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Čierna galéria – Jánošíkov dóm (ryc. 93). W pozostałych fragmentach jaskini, tj. korytarzu Medvedia chodba, w obszarze przyległym do starego wejścia i na południowy-wschód od komory Jánošíkov dóm, nie obserwowano żadnych form lodowych (Strug, Zelinka 2008c). Pierwsze formy lodowe w profilu: wyjście–Štrkový dóm–Veľký dóm–Kmeťov dóm mogły się zacząć tworzyć w drugiej połowie listopada. W miarę postępującego wymrażania wnętrza jaskini zasięg form lodowych sukcesywnie się powiększał. W półroczu chłodnym 2005/06 maksymalny zasięg występowania form lodowych zanotowano w lutym 2006 roku (ryc. 95). Wówczas formy lodowe pojawiły się na długości około 410 m.



Ryc. 95. Maksymalny i minimalny zanotowany zasięg występowania form lodowych w Demänovskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07; w prawych górnych rogach zasięg występowania form lodowych w zalodzonej fragmencie jaskini (opracowanie: Strug, Zelinka 2008c).

Z powodu silnego wymrożenia jaskini w tym okresie formy lodowe w profilu: Veľký dóm – Kmeťov dóm obserwowano jeszcze w październiku 2006 roku (ryc. 95). Znajdowały się tam stalagmity lodowe i kolumny lodowe, a powierzchnia lodu dennego wynosiła 1330 m². Okres stałej degradacji form lodowych w komorze Veľký dóm i Kmeťov dóm rozpoczął się w czerwcu 2006 roku, tj. trzy miesiące później w porównaniu z obszarem zawartym między komorą Belov dóm a korytarzem Čierna galéria (ryc. 94). Całkowity zanik form lodowych w profilu: Belov dóm – Čierna galéria – Jánošíkov dóm zanotowano pod koniec czerwca 2006 roku.

W najcieplejszym półroczu chłodnym 2006/07 zimne powietrze o temperaturze mniejszej lub równej 0,0°C pokonało wyłącznie odcinek: Štrkový dóm-Veľký dóm-Kmeťov dóm. Nowe formy lodowe zaobserwowano jedynie na długości około 175 m (ryc. 93). Pierwsze formy lodowe w profilu: Veľký dóm – Kmeťov dóm mogły się wytworzyć w pierwszej połowie listopada, natomiast ostatnie formy (w północno-zachodnim fragmencie komory Kmeťov dóm) – pod koniec stycznia. Na skutek słabego wymrożenia jaskini zasięg lodu dennego i pozostałych form lodowych we wrześniu 2007 roku był znacznie mniejszy, w porównaniu z październikiem 2006 roku (ryc. 95). Z powodu bardzo słabego

wymrożenia wnętrza jaskini, okres stałej degradacji form lodowych w sali Kmeťov dóm i Veľký dóm w półroczu chłodnym 2006/07 rozpoczął się około trzy miesiące szybciej, w porównaniu z półroczem chłodnym 2005/06 (ryc. 94).

Przedstawiona charakterystyka ilustruje wyraźny wpływ zewnętrznych warunków termicznych panujących w półroczu chłodnym, na zasięg występowania form lodowych w profilu: Štrkový dóm – Veľký dóm-Kmeťov dóm – Belov dóm-Čierna galeria – Jánošíkov dóm. Zakładając, że warunki cyrkulacyjne powietrza w Demänovskej JL nie ulegną zmianie można stwierdzić, że:

- po półroczach chłodnych, ze średnią temperaturą powietrza w otoczeniu jaskini powyżej $2,0^{\circ}\text{C}$ (jak w półroczu chłodnym 2006/07), zasięg form lodowych w jaskini będzie notowany wyłącznie w profilu: wyjście – Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm;
- po półroczach chłodnych, ze średnią temperaturą powietrza w otoczeniu jaskini mniejszą lub równą $-0,5^{\circ}\text{C}$ (jak w półroczu chłodnym 2002/03 i 2005/06), zasięg form lodowych w jaskini będzie notowany w profilu: wyjście – Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm – Čierna galeria – Jánošíkov dóm.

Przypuszcza się również, że rozmieszczenie i charakter występowania stałych oraz sezonowych form lodowych w jaskini od momentu jej odkrycia w 1719 roku do dzisiaj nie uległy zmianie, z wyjątkiem lat 50-tych i 60-tych XX wieku (Strug, Zelinka 2008a).

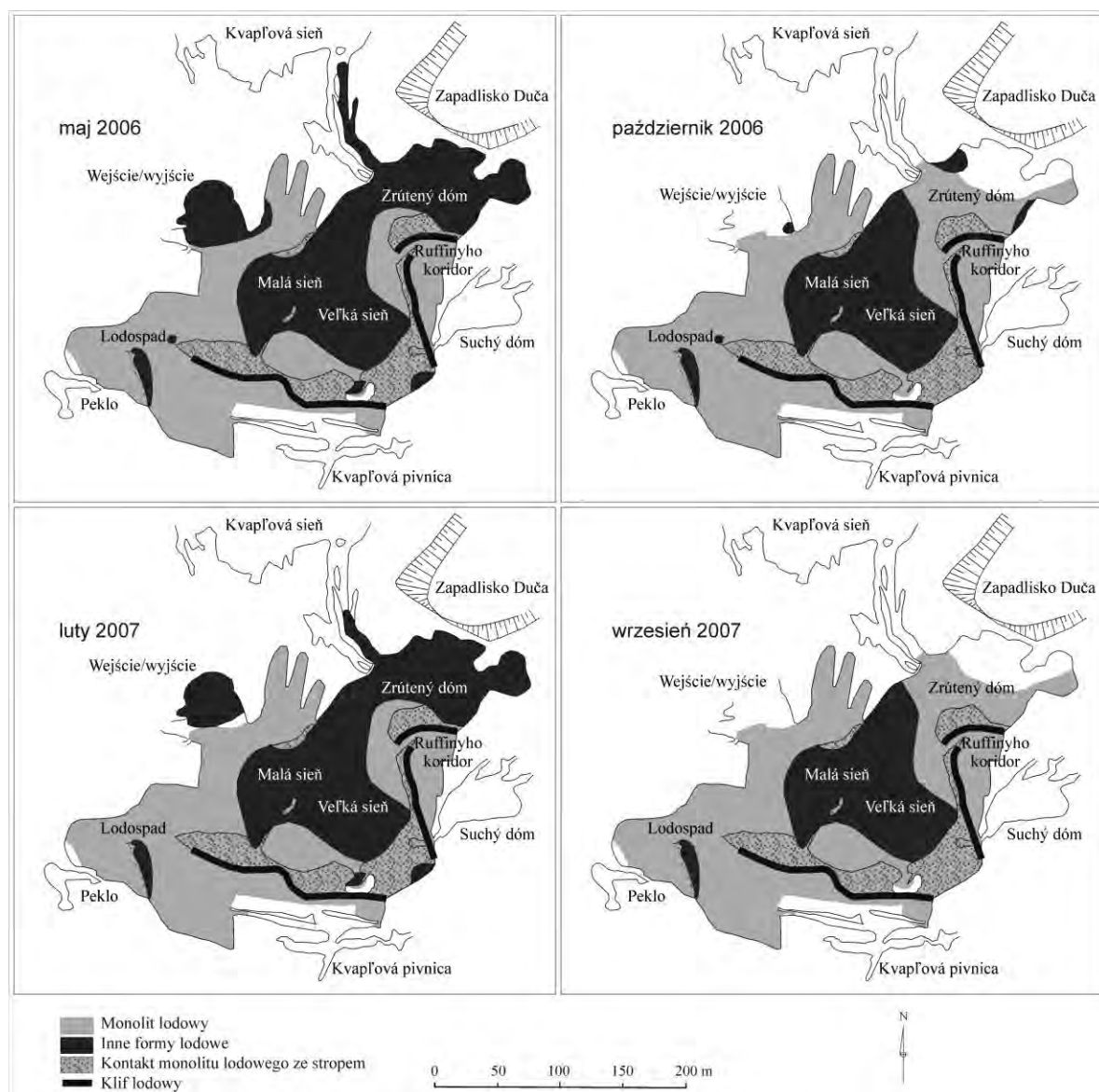
W Dobšinskiej JL obok monolitu lodowego występują również inne wieloletnie formy lodowe. Są to: kolumny, stalagmity i polewy lodowe. Niektóre z nich osiągają kilka metrów wysokości (Strug 2004). Do sezonowo występujących form lodowych w jaskini należą: kryształy lodowe (omówiono je szerzej w podrozdziale 6.5.), lód włóknisty, stalaktyty lodowe oraz śnieg.

W roku hydrologicznym 2005/06 maksymalny zasięg występowania wymienionych

wyżej form lodowych (z wyjątkiem monolitu lodowego i kryształów lodowych) odnotowano w maju 2006 roku. W półroczu chłodnym 2005/06 penetracja chłodnego powietrza o temperaturze mniejszej lub równej $0,0^{\circ}\text{C}$ sięgnęła południowego skraju komory Kvapľová sieň. Obok wieloletnich form lodowych, występujących w sali Malá sieň i Veľká sieň oraz na niewielkim fragmencie Lodospadu, pojawiły się nowe nacieki lodowe (m.in. stalaktyty i stalagmity lodowe). Zanotowano je głównie w obszarze wejściowym, w komorze: Zrútený dóm, Malá sieň i Veľká sieň oraz w korytarzu łączącym sale Zrútený dóm i Kvapľová sieň (ryc. 96). Na pozostałym, zalodzonego obszarze jaskini nie zaobserwowano tego rodzaju form lodowych, gdyż nie odnotowano tam procesu infiltracji wody.

W październiku 2006 roku zasięg omawianych form lodowych w jaskini był najmniejszy. Temperatura powietrza w sali Malá sieň i Veľká sieň w półroczu ciepłym nie przekroczyła $0,3^{\circ}\text{C}$ ograniczając tym samym do minimum degradację istniejących tam form lodowych w poziomie spągowym i łączącym. Większość z tych form w prawie niezmiennym stanie przetrwała do następnego roku. Jednocześnie, na niewielkich fragmentach sali Zrútený dóm oraz w obszarze wejściowym zachowały się nieliczne formy lodowe. W korytarzu łączącym sale Zrútený dóm i Kvapľová sieň zanotowano całkowity zanik form lodowych (ryc. 96).

Za degradację form lodowych w poziomie stropowym w profilu Zrútený dóm – Veľká sieň – Malá sieň w półroczu ciepłym odpowiadał stały przepływ relatywnie ciepłego powietrza wydostającego się ze szczelin zapadliska Duča (Pflitsch i in. 2007) oraz naturalnie skapująca woda. Destrukcja form lodowych w obszarze wejściowym była związana z ich bezpośrednim kontaktem z ciepłym powietrzem z otoczenia jaskini. Zanik form lodowych w korytarzu łączącym sale Zrútený dóm i Kvapľová sieň wiązał się z bezpośrednim kontaktem tego miejsca z komorą Kvapľová sieň, w której temperatura powietrza wynosiła około $3,0^{\circ}\text{C}$.

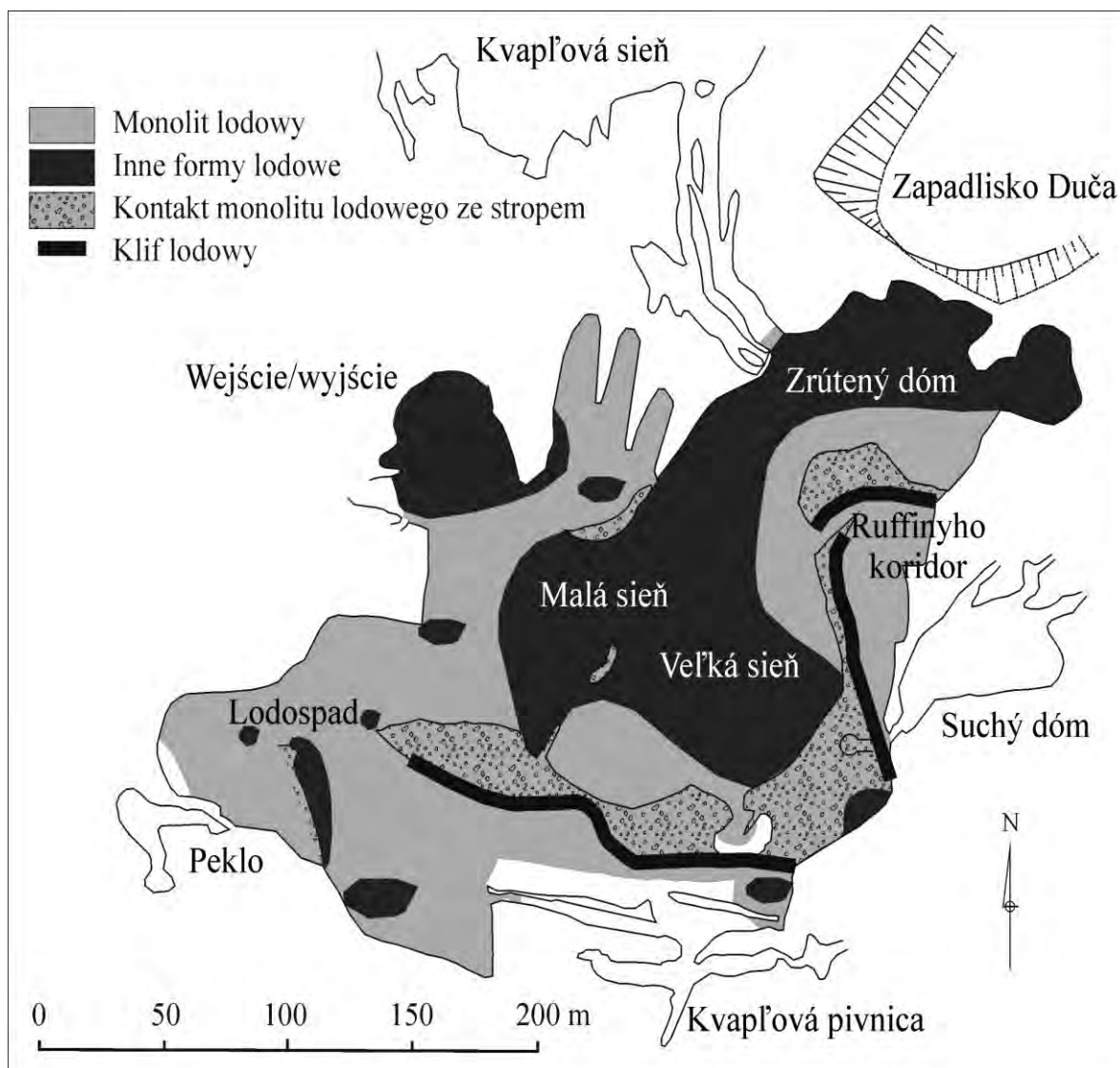


Ryc. 96. Maksymalny i minimalny zanotowany zasięg występowania form lodowych (bez kryształów lodowych) w Dobšinskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07 (opracowanie: Strug, Zelinka 2008c).

W roku hydrologicznym 2006/07 maksymalny zasięg występowania form lodowych zanotowano już w lutym 2007 roku. Nowe formy lodowe, podobnie jak w roku poprzednim, pojawiły się w tych samych miejscach. We wrześniu 2007 roku zasięg tych form był najmniejszy. Całkowitej destrukcji uległy formy lodowe znajdujące się w obszarze przyległym do wejścia, w komorze Zrútený dóm oraz w korytarzu łączącym sale Zrútený dóm i Kvapľová sieň. Degradacja większych form lodowych w sali Malá sieň i Veľká sieň była

nadal ograniczona. Pozostały one na swoich miejscach do następnego roku (ryc. 96).

Rozwój i degradacja form lodowych w Dobšinskiej JL w okresie 2002/03-2004/05 przebiegały podobnie jak w roku hydrologicznym 2005/06. W roku hydrologicznym 2007/08, po dwuletniej serii ciepłych półroczy chłodnych (tj. 2006/07 i 2007/08) w wielu nowych miejscach (zarówno w dolnym, jak i w górnym poziomie jaskini) zaobserwowano świeże nacieki lodowe (ryc. 97). Przyczyn tego stanu należy dopatrywać się w ociepleniu



Ryc. 97. Zasięg występowania form lodowych (bez kryształów lodowych) w Dobšinskiej JL w lutym 2008 roku (opracowanie własne).

głębszych warstw stropu jaskini do temperatury powyżej $0,0^{\circ}\text{C}$. Przez odmrożony strop mogła przesączyć się woda infiltracyjna, która dała początek nowym formom lodowym.

Przedstawiona charakterystyka ilustruje, że w Dobšinskiej JL w całym okresie badań najintensywniejsza degradacja form lodowych w profilu poziomym przebiegała od strony otworu wejściowego oraz sal Zrútený dóm i Kvapľová sieň. Całkowitej degradacji podlegał jedynie poziom lodu stropowego.

Podsumowując, w Demänovskiej JL obserwowano znacznie większą dynamikę zmian zasięgu występowania form lodowych, w po-

równaniu z Dobšinską JL. Degradacja form lodowych w Dobšinskiej JL w profilu pionowym rozpoczynała się, podobnie jak w Demänovskiej JL, od poziomu lodu stropowego, a kończyła się na lodzie spągowym. Różnica między jaskiniami polegała jednak na tym, że w Dobšinskiej JL, w odróżnieniu od Demänovskiej JL, większość form z poziomu łączącego i spągowego ulegała jedynie częściowemu obtopieniu i zachowywała się do następnego roku.

6.5. Zależność rozwoju kryształów lodowych od przebiegu i zmienności warunków termiczno-cyrkulacyjnych w Dobšinskiej Jaskini Lodowej

Osad kryształów lodowych (szronu) powstaje w wyniku procesu sublimacji (Oliver, Fairbridge 1987, Schneider 1996). Dotychczasowe badania wykazały, że rozwój i wielkość kryształów lodowych zależą bezpośrednio od stopnia przechłodzenia jaskini oraz od przebiegu cyrkulacji powietrza w jej wnętrzu. Czynniki te decydują również o miejscu osadzania się kryształów lodowych oraz o trwałości ich występowania. Kryształy osadzają się najczęściej w strefach przyotworowych jaskiń lodowych (Droppa 1957b, Halaš 1980, Siarzewski 1994, Andrejchuk 1995, Racoviță, Onac 2000, Kadebskiy, Kadebskaya 2004, Luetscher 2005, i inni). Relatywnie ciepłe i nasycone parą wodną powietrze, które warunkuje powstawanie kryształów lodowych, może pochodzić z otoczenia jaskini i jej cieplejszych fragmentów (Halaš 1980) bądź powstawać podczas kontaktu powietrza jaskiniowego z infiltrującą lub stojącą wodą (jak np.: w jaskini Ordinskaya).

Z piśmiennictwa przedmiotu wiadomo, że spośród wszystkich rodzajów form lodowych kryształy lodowe są najbardziej zależne od warunków termiczno-cyrkulacyjnych panujących w jaskini (Halaš 1980, Siarzewski 1994, Racoviță, Onac 2000, Luetscher 2005, i inni). Dzięki tej zależności kryształy lodowe stanowią naturalny wskaźnik zmienności warunków klimatycznych. Z tego też powodu obserwacjom tej formy poświęcono szczególną uwagę.

Pierwsze badania w Dobšinskiej JL wskazywały, że obecność kryształów lodowych w jaskini wiąże się z przebiegiem cyrkulacji powietrza w jej wnętrzu. Największy zasięg występowania kryształów lodowych obserwowano wiosną i z początkiem lata, natomiast najmniejszy – późnym latem i jesienią. Zauważono, że obecność kryształów lodowych

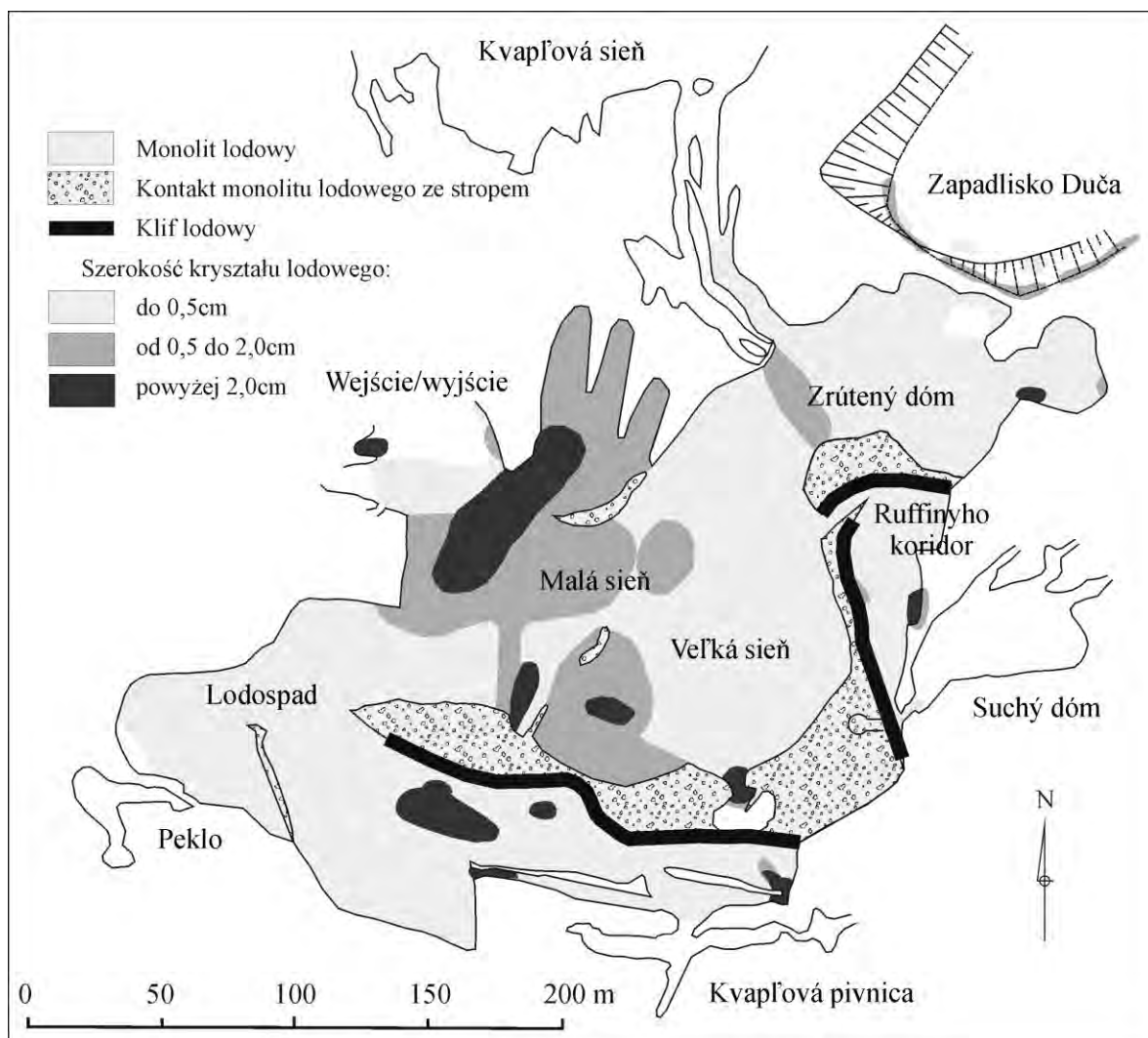
wskazuje dokładnie miejsca, gdzie temperatura skały utrzymuje się poniżej 0,0°C (Petrovič 1952a, Petrovič 1952b, Petrovič, Šoltís 1971).

Kolejne badania wykazały, że najwięcej kryształów lodowych powstaje w sali sąsiadującej z otworem wejściowym, a ich grubość dochodzi do 10 cm. Intensywny przyrost kryształów lodowych powiązано z częstymi zmianami warunków termicznych w sezonie zimowym w otoczeniu jaskini. Utrzymywano również (wbrew wcześniejszym badaniom), że kryształy lodowe nie powstają w okresie letnim (Halaš 1980).

Na podstawie obserwacji prowadzonych w okresie 2003-2004 stwierdzono, że tworzenie się i zasięg występowania kryształów lodowych w Dobšinskiej JL zależą od zmienności warunków klimatycznych, a w szczególności od przebiegu cyrkulacji powietrza. Udokumentowano również, że na przeważającej powierzchni jaskini kryształy lodowe są zjawiskiem powszechnym, zmieniającym się sezonowo. W niektórych miejscach kryształy lodowe tworzyły wieloletnie pokrywy. Najintensywniejszy ich rozwój obserwowano od początku zimy do późnej wiosny (Strug 2004, Strug i in. 2004).

W Dobšinskiej JL rozmiary kryształów lodowych były bardzo urozmaicone, dlatego podzielono je na trzy klasy wielkości: 1) do 0,5 cm; 2) od 0,5 do 2,0 cm i 3) powyżej 2,0 cm (Strug i in. 2004). Należy nadmienić, że decydującym kryterium zaklasyfikowania kryształów lodowych do jednej z wyróżnionych wyżej kategorii było zmierzenie ich najdłuższej osi. W całym okresie badań stwierdzono, iż największy obszar w jaskini zajmowały pokrywy kryształów lodowych o wielkości do 0,5 cm. Kryształy o większych szerokościach występowały głównie w sali Malá sieň i w południowo-zachodnim fragmencie komory Veľká sieň (ryc. 98).

Kryształy szronu przyjmowały najczęściej kształt listków lub blaszek o regularnej, heksagonalnej strukturze. Blaszki nie tworzyły zazwyczaj pełnej formy heksagonalnej, lecz jedynie jej fragment. Kryształy lodowe były mleczno-białe (ryc. 99), krystaliczno-przezro-



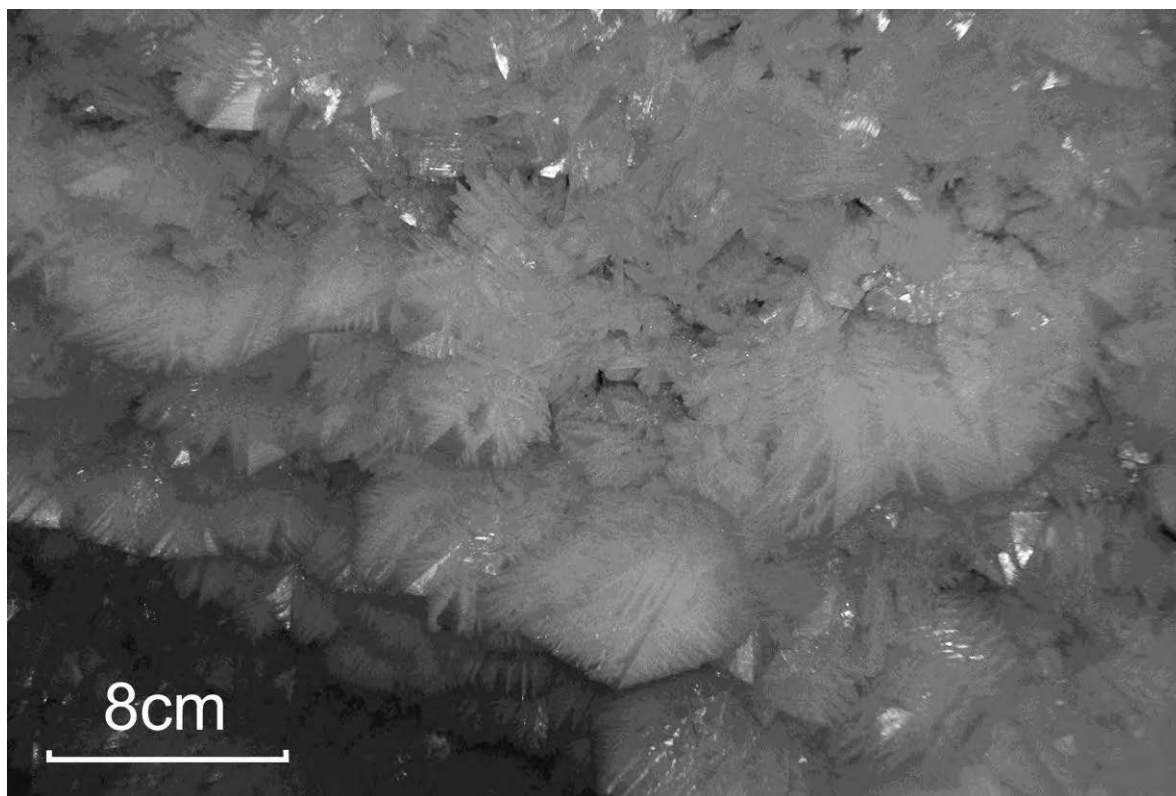
Ryc. 98. Maksymalny zasięg występowania kryształów lodowych na stropie w Dobšinskiej JL w okresie 2003–2008; w trzech klasach ich szerokości (opracowanie własne).

czyste lub mieszane. Narastały często na siebie, tworząc wielopoziomowe formy w kształcie piramidy (Strug i in. 2004).

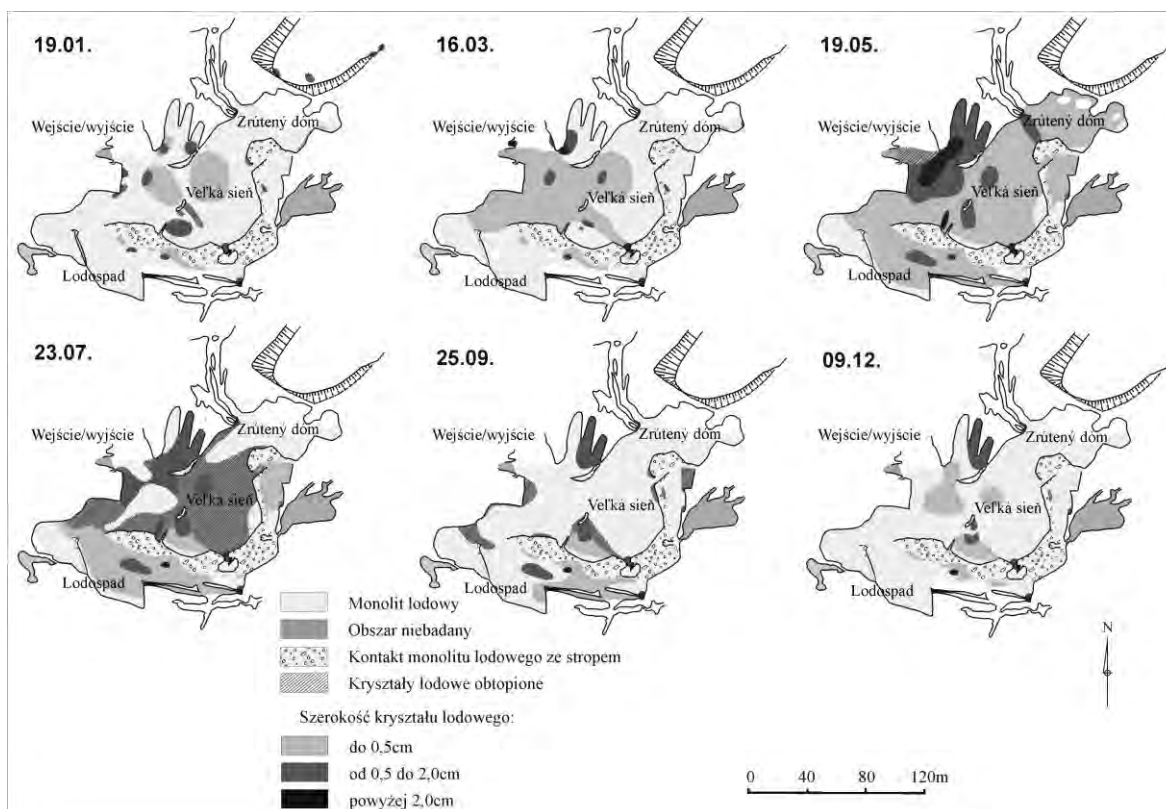
Osad kryształów lodowych występował na prawie całym obszarze Dobšinskiej JL, a jego zasięg wykazywał wyraźnie sezonową zmienność. Przykładem był rok 2005. Od stycznia do maja tegoż roku kryształy lodowe powiększały sukcesywnie swoją powierzchnię, zajmując właściwie cały zalodzony fragment jaskini. Okres degradacji kryształów rozpoczął się w lipcu i trwał do początku grudnia. W tym okresie kryształy lodowe zachowały się tylko na niewielkiej powierzchni zalodzonego frag-

mentu jaskini. W grudniu 2005 roku w sali Malá sieň pojawiły się nowe formy (ryc. 100).

Zgromadzony w latach 2003–2008 materiał obserwacyjny pozwolił opracować schemat rozwoju i degradacji kryształów lodowych w Dobšinskiej JL. Ze względu na brak danych o temperaturze skały z branego pod uwagę okresu, w opracowaniu schematu posłużono się danymi archiwalnymi z okresu 1980–1983 (Halaš 1985). Przyjęto, że w obu okresach – obecnym i na początku lat 80-tych XX wieku – proces wychładzania i ogrzewania górotworu jaskiniowego przebiegał jednakowo. Zasadniczo napływ zimnego powietrza do



Ryc. 99. Kryształy lodowe w Dobšinskiej JL (fot. K. Strug).



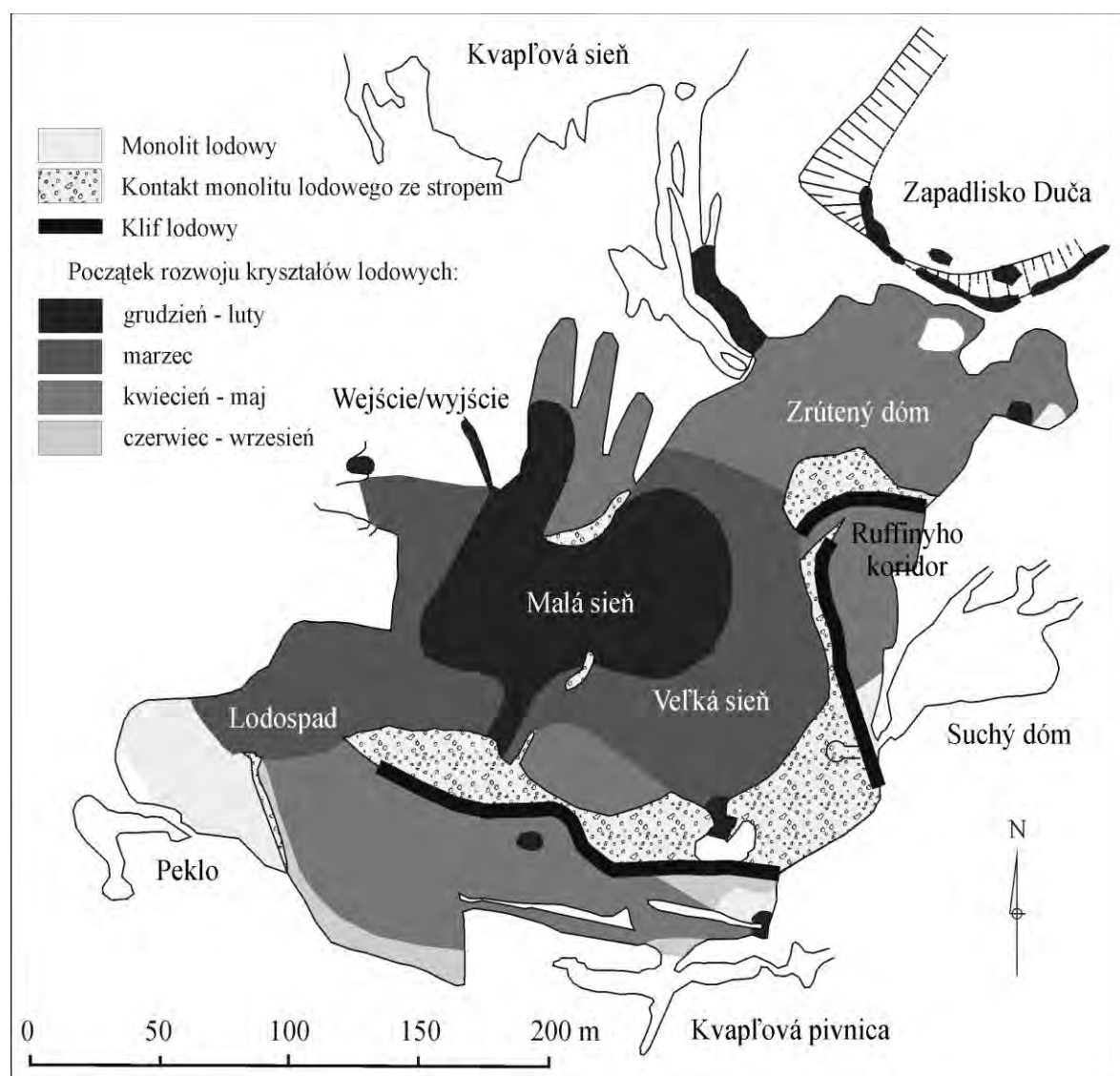
Ryc. 100. Przebieg rozwoju i degradacji kryształów lodowych na stropie w Dobšinskiej JL w 2005 roku (opracowanie: Piasecki i in. 2007).

jaskini w półroczu chłodnym powodował intensywne wymrażanie skały najpierw w obszarze wejściowym, a następnie w kolejnych fragmentach jej górnego i dolnego poziomu. Latem i jesienią strumień ciepłego powietrza, przepływający od sali Zrútený dóm w stronę otworu wejściowego, ogrzewał górotwór w górnym poziomie jaskini do temperatury przekraczającej $0,0^{\circ}\text{C}$. W dolnym poziomie jaskini przez cały rok temperatura skały utrzymywała się poniżej $0,0^{\circ}\text{C}$ (Halaš 1985).

W poniższym opracowaniu schematu rozwoju i degradacji kryształów lodowych w Dobsínskiej JL wykorzystano wyniki uzyskane przez Pflitscha i innych (2007). Wyróż-

niono sześć etapów tworzenia się i destrukcji kryształów lodowych w jaskini.

Etap pierwszy (październik-listopad) rozpoczynał się od pierwszych przymrozków i charakteryzował się stopniowym wychładzaniem jaskini od strony otworu wejściowego. Taki stan rzeczy wiązał się z okresowym uruchamianiem zimowej wymiany powietrza. W tym okresie wychłodzenie skały było niewielkie, co nie sprzyjało tworzeniu się kryształów lodowych (ryc. 101). W dolnym poziomie jaskini, przy temperaturze powietrza około $0,0^{\circ}\text{C}$, następował (trwający od sierpnia) powolny zanik istniejących jeszcze kryształów (ryc. 102).

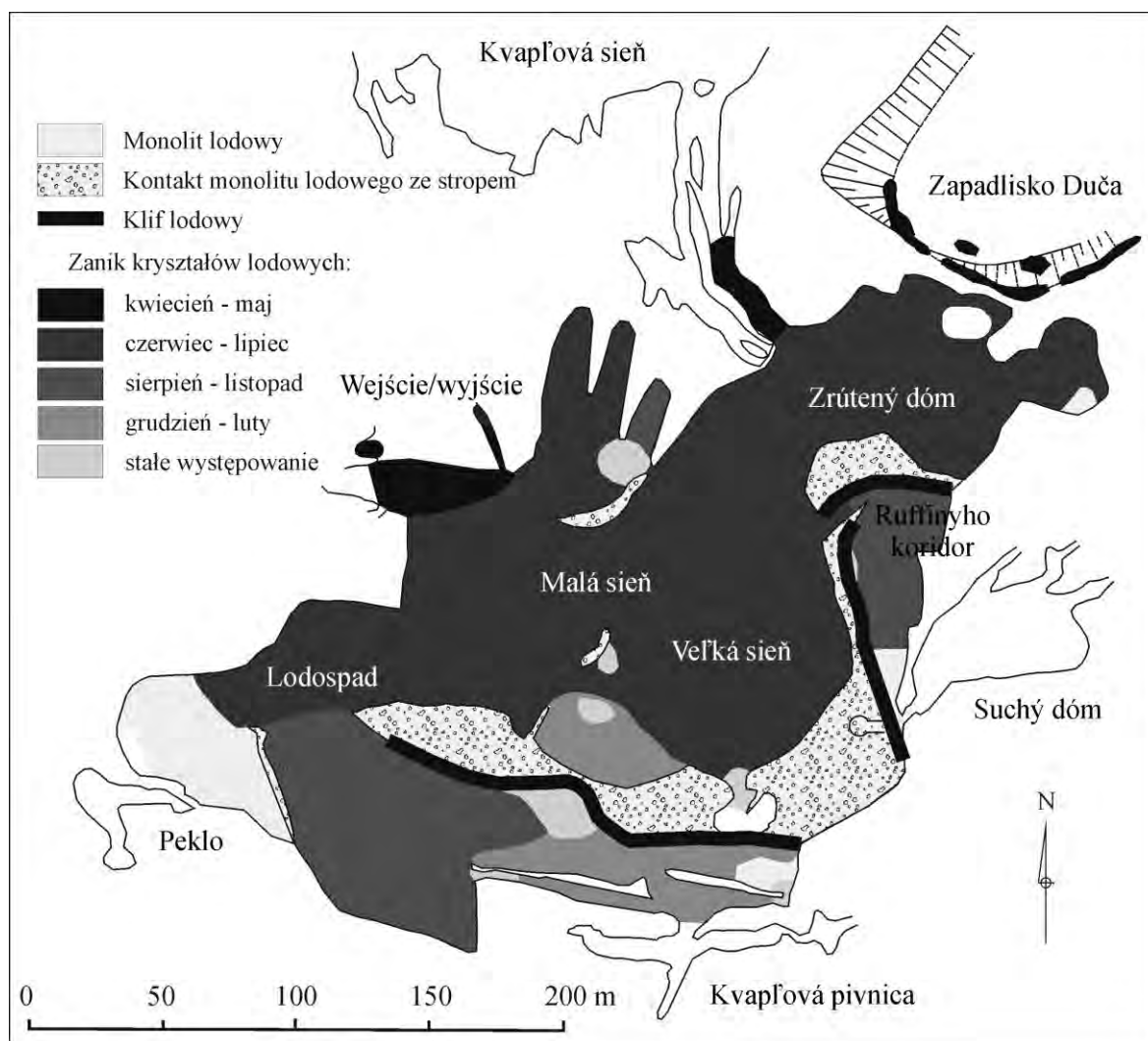


Ryc. 101. Przeciętny początek rozwoju (w miesiącach) kryształów lodowych na stropie w Dobšínskiej JL; na podstawie obserwacji z okresu 2003-2008 (opracowanie: Piasecki i in. 2007).

Etap drugi (grudzień-luty) cechował się znacznie głębszym wychłodzeniem skały w sali Malá sieň oraz w obszarze do niej przyległym. Dzięki temu w tym obszarze jaskini następował rozrost kryształów lodowych. Narastaniu osadu sprzyjała stała, intensywna dostawa relatywnie ciepłego powietrza (w strumieniu podstropowym) od strony komory Zrútený dóm i korytarza Ruffinyho koridor. W strefie przyotworowej granica rozwoju kryształów lodowych przebiegała między salą Malá sieň a wejściem do jaskini. Przyczyną jej powstania było blokowanie wypływu powietrza jaskiniowego przez intensywny napływ powietrza zewnętrznego. Narastanie kryształów lodowych obserwowano również w kory-

tarzu łączącym komory Zrútený dóm i Kvapľová sieň (ryc. 101).

Kryształy powstające na tym etapie rozwoju osiągały znaczne rozmiary i tworzyły zwarte pokrywy o dużej grubości. Tempo zwiększania się zasięgu występowania kryształów lodowych było zsynchronizowane z tempem wychładzania się jaskini. Granicę występowania osadu wyznaczała strefa, w której temperatura skały była niższa od temperatury punktu szronu dla powietrza jaskiniowego. Równolegle, w dolnym poziomie jaskini, dobiegał koniec zaniku pozostałych jeszcze kryształów lodowych w kontakcie z napływającym, chłodnym i relatywnie suchym powietrzem zewnętrznym (ryc. 102).



Ryc. 102. Przekiętny zanik (w miesięcach) kryształów lodowych na stropie w Dobšinské JLA; na podstawie obserwacji z okresu 2003-2008 (opracowanie: Piasecki i in. 2007).

Etap trzeci (marzec) przypadał na okres występowania wzrostów średniej dobowej temperatury powietrza powyżej 0,0°C w otoczeniu jaskini. Były one na tyle intensywne, że podczas ich trwania uaktywniał się letni typ wymiany powietrza. Był on związany z przepływem powietrza od strony komory Zrútený dóm w stronę otworu wejściowego. W efekcie cała silnie wyziębiona strefa, tj. obszar wejściowy oraz sala Malá sieň i Veľká sieň, pokrywała się kryształami lodowymi. Ich narastaniu sprzyjała również, przy aktywnej fazie zimowej, dostawa przetransformowanego powietrza jaskiniowego z korytarza Ruffinyho koridor.

Rozwój kryształów lodowych w obszarze Lodospadu był związany z okresowym hamowaniem przepływu zmrożonego powietrza między górnym i dolnym poziomem jaskini. Miało to miejsce podczas uaktywniania się letniego typu wymiany powietrza. W tym czasie powietrze zalegające w dolnym poziomie jaskini ulegało stopniowemu ogrzewaniu, głównie dzięki dostawie energii uwalnianej podczas ochładzania spływającej po Lodospadzie wody roztopowej. Konwekcyjnie unoszone powietrze, przy kontakcie z mocno wychłodzoną skałą, warunkowało proces osadzania się kryształów w tym rejonie jaskini (ryc. 101).

Etap czwarty (kwiecień-maj) cechował się rozwojem kryształów lodowych na całym obszarze jaskini (ryc. 101) i był warunkowany stabilizowaniem się letniego typu wymiany powietrza. Był on związany z dostawą pary wodnej od strony komory Zrútený dóm, Kvapľová pivnica i Suchý dóm. Procesowi narastania kryształów towarzyszyła dostawa pary wodnej uwalnianej z infiltrującej wody. Niewielka dynamika wymiany powietrza na obszarze sal dolnego poziomu jaskini (w porównaniu z poziomem górnym) sprawiała, że powstające tam kryształy miały niewielkie rozmiary. Równocześnie, w strefie przyotworowej rozpoczął się okres destrukcji kryształów lodowych (ryc. 102), związany ze wzrostem temperatury powietrza powyżej 0,0°C. W korytarzu łączącym sale Zrútený dóm i Kvapľová sieň degradacja kryształów była

związana z przemieszczaniem się ciepłego powietrza od strony komory Kvapľová sieň.

Etap piąty (czerwiec-lipiec) cechował się stopniową degradacją kryształów lodowych w górnym poziomie jaskini (ryc. 102). Miało to związek ze stałą dostawą ciepłego powietrza o temperaturze powyżej 0,0°C od strony komory Zrútený dóm. Proces ogrzewania górotworu, na którym znajdowały się kryształy, wzmagał się wraz z dostawą ciepła z infiltrującej wody opadowej oraz ze źródeł antropogenicznych. Równocześnie, w dolnym poziomie jaskini tworzyły się kryształy lodowe (ryc. 101). Powyższe obserwacje wskazują jednoznacznie, że stwierdzenie Halaša o "zahamowaniu rozwoju kryształów lodowych w jaskini w okresie letnim" było nieprawdziwe.

Etap szósty (sierpień-wrzesień) charakteryzował się zanikiem kryształów lodowych na prawie całym obszarze jaskini. W najbardziej izolowanych i najchłodniejszych częściach dolnego poziomu jaskini kryształy jeszcze powstawały (ryc. 101). Na degradację kryształów lodowych w tej części jaskini wpływało stopniowe ogrzewanie się powietrza do temperatury przekraczającej 0,0°C. Proces ten wzmagali turyści, którzy emitowali ciepło zatrzymując się na trasie turystycznej przez okres od kilku do kilkunastu minut (Pflitsch i in. 2007).

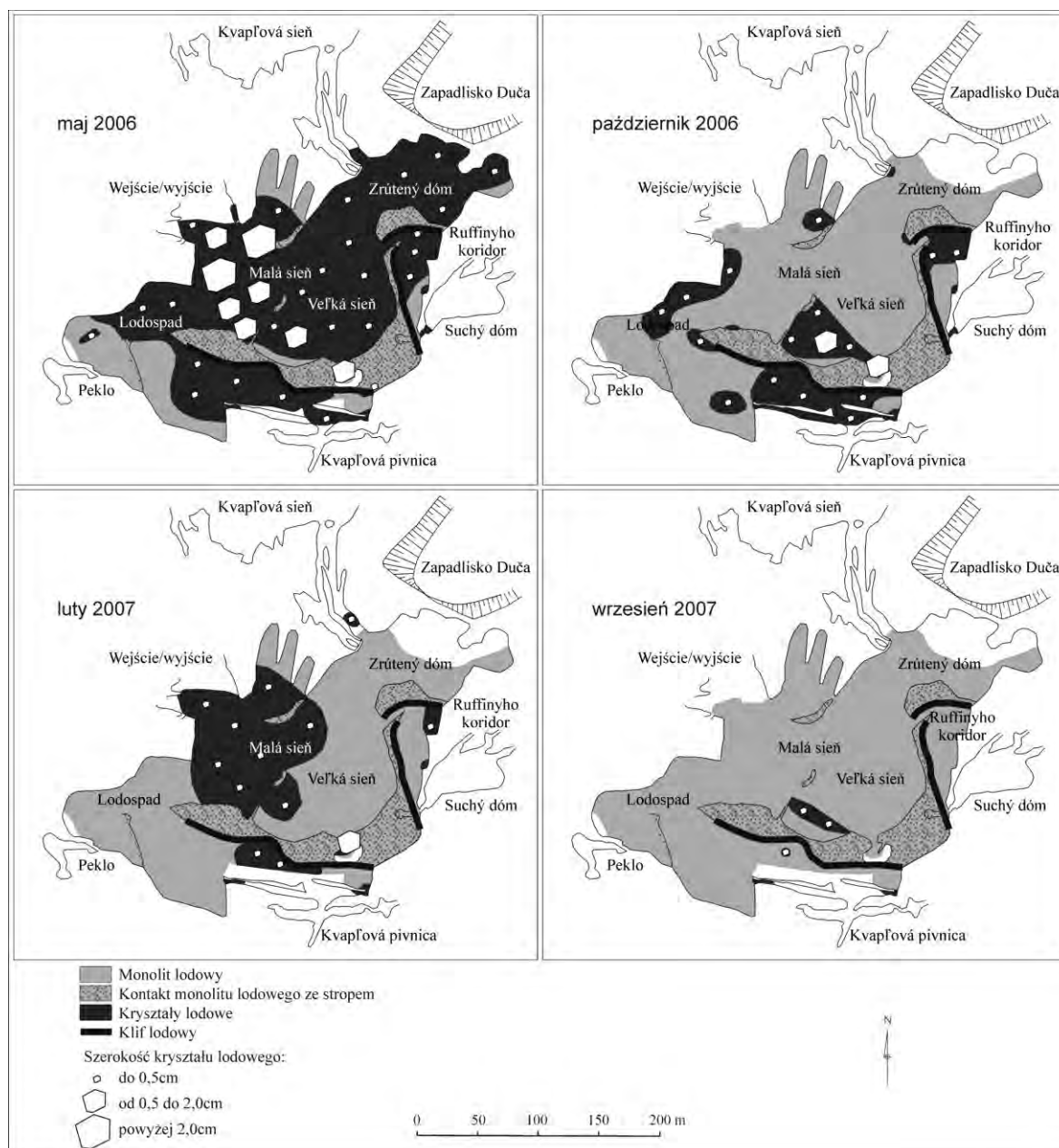
Całoroczny osad kryształów lodowych występował w kilku miejscach jaskini (ryc. 102). Budował on skupiska częściowo zdegradowanych kryształów, na które narastały nowe, tworząc gdzieś wieloletnią warstwę o grubości przekraczającej 0,5 m (Strug i in. 2004, Pflitsch i in. 2007).

W roku hydrologicznym 2005/06 rozwój kryształów lodowych w jaskini wyglądał nieco inaczej, w porównaniu z opisanym wyżej przebiegiem. W maju 2006 roku zanotowano największy zasięg kryształów lodowych. Obejmował on prawie całą zalodzoną część jaskini. Na większości powierzchni dominowały kryształy lodowe o rozmiarze mniejszym niż 0,5 cm. Kryształy lodowe o większych rozmiarach obserwowano m.in.: w sali Malá sieň oraz w południowym fragmencie komory

Veľká sieň. W październiku 2006 roku kryształowe pozostały na niewielkim obszarze jaskini, jednakże zajmowały one większą powierzchnię w stosunku do przeciętnego zasięgu obserwowanego w tym okresie (ryc. 103). Mniejsza, w porównaniu z typowym przebiegiem, destrukcja tego osadu w półroczu ciepłym była prawdopodobnie związana z późniejszym uaktywnieniem się stałego przepły-

wu ciepłego powietrza od strony komory Zrútený dóm.

W roku hydrologicznym 2006/07 rozwój kryształów lodowych w jaskini różnił się całkowicie od opisanego wyżej przebiegu. Już w lutym 2007 roku zanotowano największy w całym roku hydrologicznym zasięg tego osadu. Pomimo tego nie obejmował on nawet połowy powierzchni, jaka została pokryta



Ryc. 103. Maksymalny i minimalny zanotowany zasięg występowania kryształów lodowych w Dobšinskiej JL w roku hydrologicznym 2005/06 i 2006/07; w trzech klasach ich szerokości (opracowanie: Strug, Zelinka 2008c).

kryształami w roku poprzednim. Ograniczony rozwój kryształów lodowych w analizowanym roku był związany prawdopodobnie z mniej intensywnym wychłodzeniem górotworu jaskiniowego w półroczu chłodnym. Z uwagi na skrócony okres zimowej fazy efektu kominowego proces tworzenia się kryształów lodowych trwał znacznie krócej. W związku z powyższym maksymalny rozmiar kryształów lodowych wynosił zaledwie 0,5 cm. Destrukcja kryształów lodowych w półroczu ciepłym 2006/07 była tak intensywna, że już we wrześniu 2007 roku odnotowano właściwie całkowity zanik tego osadu. Kryształy lodowe pozostały jedynie w trzech miejscach (ryc. 103). Przebieg rozwoju i degradacji kryształów lodowych, jaki miał miejsce w omawianym okresie, był wyjątkowy i został zaobserwowany po raz pierwszy od 2003 roku.

Przedstawiona powyżej charakterystyka kryształów lodowych ilustruje w jednoznaczny sposób, że pierwszorzędny wpływ na zmiany zasięgu ich występowania mają warunki termiczne oraz przebieg cyrkulacji powietrza wewnątrz jaskini. Zakładając, że warunki cyrkulacyjne powietrza w Dobšinskiej JL nie ulegną zmianie w kolejnych latach, to przebieg rozwoju i degradacji kryształów lodowych będzie zbliżony do opisanego wyżej schematu. Ograniczony rozwój kryształów lodowych, połączony z ich znacznie intensywniejszą degradacją, będzie miał miejsce jedynie w przypadku wystąpienia cieplejszych półroczy chłodnych, o średniej temperaturze powietrza w otoczeniu jaskini przekraczającej 2,0°C.

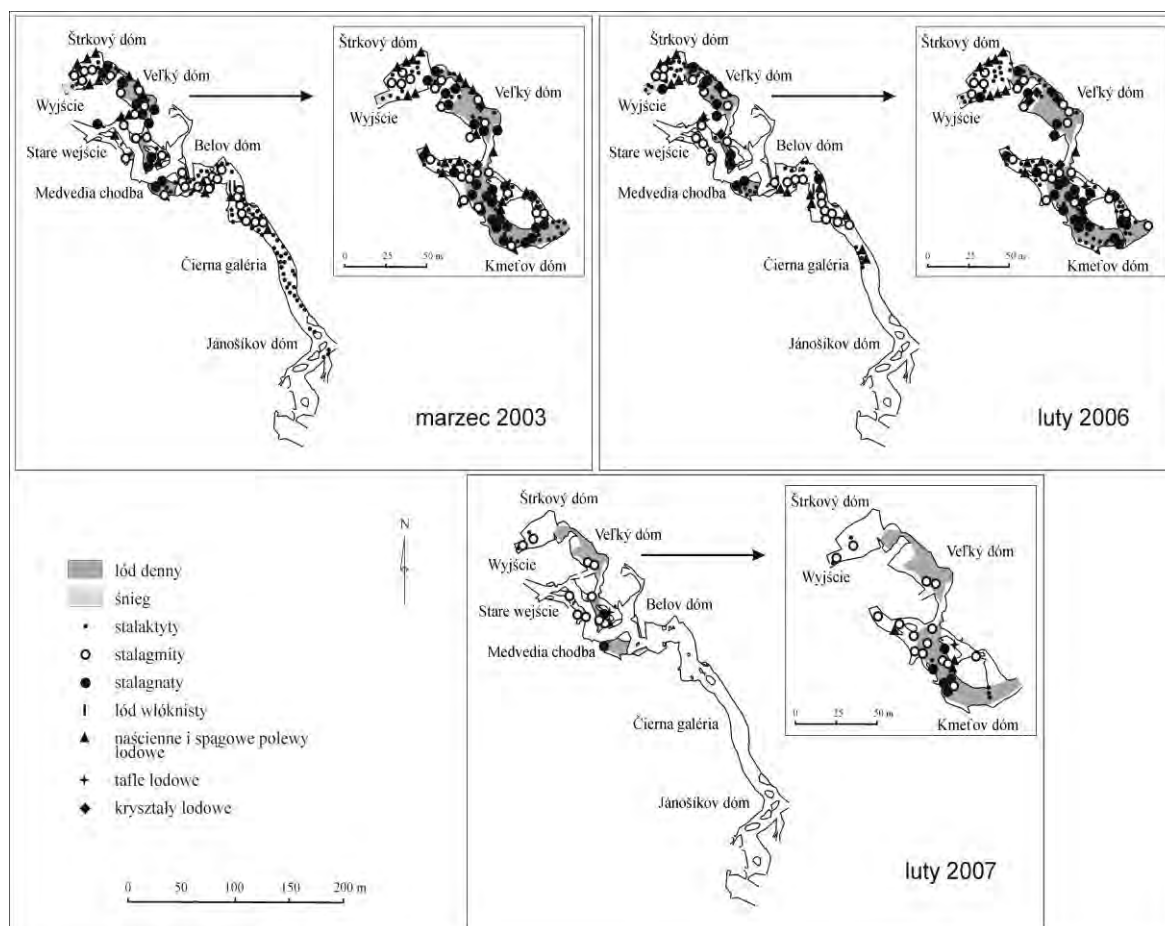
W zalodzonej fragmencie Demänovskiej JL, w przeciwieństwie do zalodzonego obszaru Dobšinskiej JL, nie zaobserwowano powszechnego występowania kryształów lodowych. Przyczyną tego stanu była względna izolacja zalodzonego obszaru Demänovskiej JL przed napływem ciepłego i nasyconego parą wodną powietrza z głębszych fragmentów jaskini podczas letniej fazy efektu kominowego. Ciepłe powietrze wydostawało się z jaskini innymi, pozbawionymi lodu korytarzami, co opisano w podrozdziale 5.1.

6.6. Morfologiczne zmiany wybranych form lodowych zachodzące pod wpływem zmieniających się warunków termicznych

Wszystkie formy lodowe w Demänovskiej JL (z wyjątkiem lodu dennego oraz największych stalagmitów i stalagnatów lodowych) należały do form sezonowych odtwarzających się cyklicznie dzięki okresowej dostawie wody pochodzenia naturalnego (głównie z topnienia pokrywy śnieżnej nad jaskinią). W przypadku lodu dennego i niektórych nacieków lodowych w salach Veľký dóm i Kmeťov dóm zasadniczym budulcem ich masy była woda pochodząca ze sztucznego nawadniania. Z siedemnastu form lodowych w Demänovskiej JL objętych pomiarami w marcu 2003 roku, jedynie dziesięć z nich zaobserwowano w lutym 2008 roku. Spośród wspomnianych siedemnastu form lodowych szesnaście znajdowało się w sali Kmeťov dóm, natomiast jedna w sali Veľký dóm.

Dynamika zmian zasięgu występowania form lodowych w Demänovskiej JL w okresie 2003-2008 nie wpływała zasadniczo na ich rozmieszczenie. Coroczne pojawianie się form lodowych w jaskini obserwowano właściwie w tych samych miejscach (ryc. 104). Jednocześnie, w kolejnych latach hydrologicznych morfologia poszczególnych form lodowych cechowała się bardzo dynamicznymi oraz indywidualnymi zmianami, głównie pod wpływem zmieniających się warunków termicznych.

Na większości obszaru jaskini nacieki lodowe o niewielkich rozmiarach ulegały całkowitej degradacji do końca wiosny. Natomiast największe nacieki lodowe (stalagnaty i stalagmity lodowe) obserwowano przez cały rok – głównie w sali Kmeťov dóm. Przykładem takich form były dwie kolumny lodowe znajdujące się w centralnej części tej sali. Sezonowa dynamika zmian morfologicznych tych i innych form lodowych powtarzała się każdego roku i miała typowy dla siebie prze-

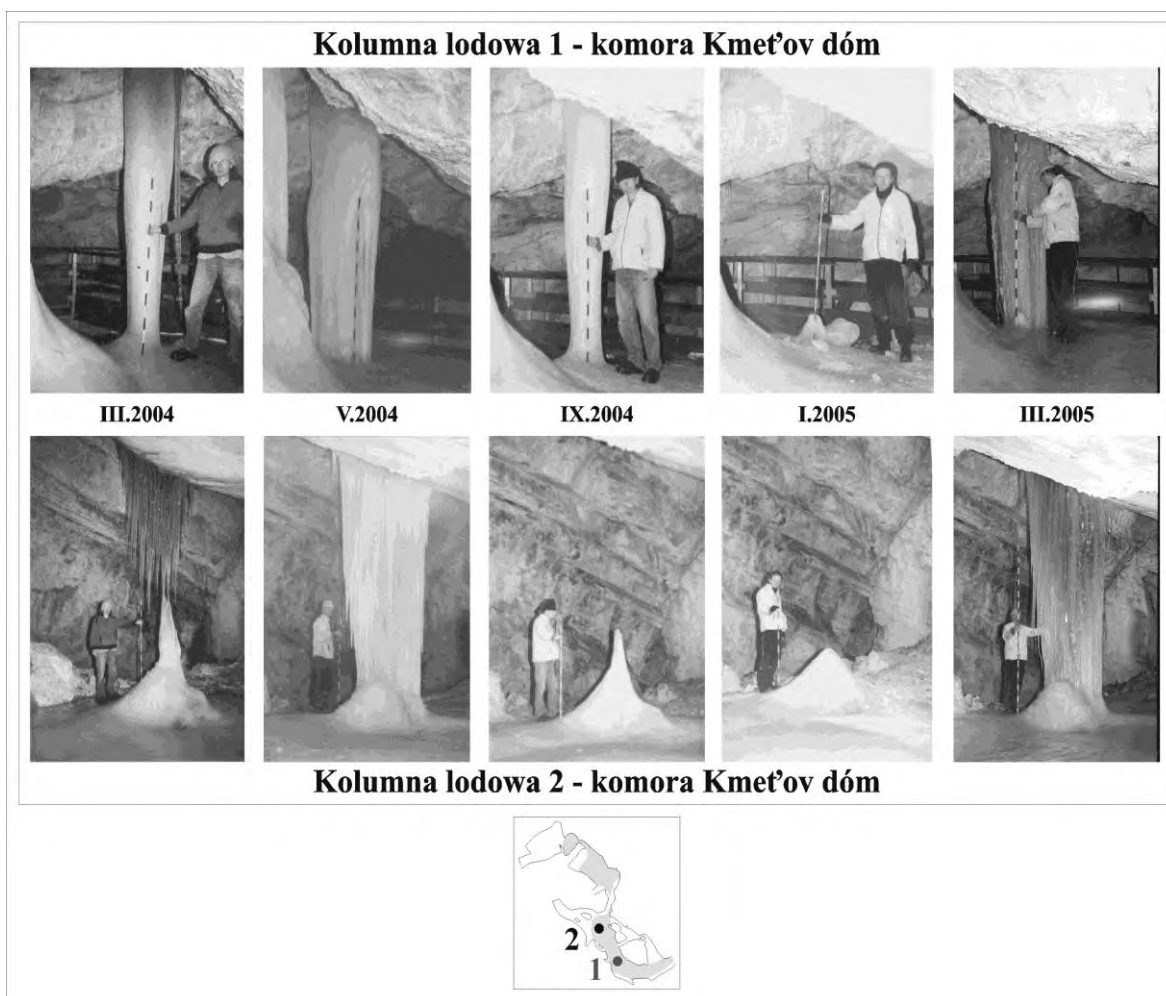


Ryc. 104. Rozmieszczenie i typy form lodowych w Demänovskej JL w marcu 2003, w lutym 2006 oraz w lutym 2007 roku; w prawych górnych rogach formy lodowe w zalodzionym fragmencie jaskini (opracowanie własne).

bieg, związany ze zmianami temperatury powietrza oraz infiltracji wody. Na początku każdego roku hydrologicznego, po kilku miesiącach cechujących się temperaturą powietrza powyżej $0,0^{\circ}\text{C}$, formy te miały wyraźnie mniejsze rozmiary bądź ulegały całkowitemu rozpadowi. Wiosną, podczas naturalnej i sztucznej dostawy wody infiltracyjnej, przy temperaturze powietrza mniejszej lub równej $0,0^{\circ}\text{C}$, formy te odbudowywały się (ryc. 105). Osiągały one wówczas maksimum swojego rozwoju tj. średnicę ok. 60 cm i obwód ok. 200 cm w przypadku pierwszej kolumny lodowej oraz szerokość około 100 cm i obwód około 250–350 cm – w przypadku drugiej.

W okresie 2002/03–2005/06 obie kolumny lodowe w sali Kmeťov dóm osiągnęły

znaczące rozmiary (wiązało się to z intensywną dostawą sztucznej wody), co pozwoliło im przetrwać do następnego sezonu. Odmienny przebieg rozwoju tych form zanotowano w roku hydrologicznym 2006/07 i 2007/08. Druga kolumna lodowa właściwie nie rozwinęła się, a pod koniec 2007 roku uległa całkowitej destrukcji (ryc. 106). Pierwsza kolumna lodowa nie pojawiła się wcale, z uwagi na zaniechanie sztucznego nawadniania górotworu. Brak tej formy zaobserwowano po raz pierwszy od marca 2003 roku. We wcześniejszych okresach (np.: 2004/05) kolumna ta istniała do końca roku hydrologicznego, a następnie na początku kolejnego roku ulegała całkowitemu rozpadowi, by ostatecznie powtórnie się odbudować (ryc. 105).



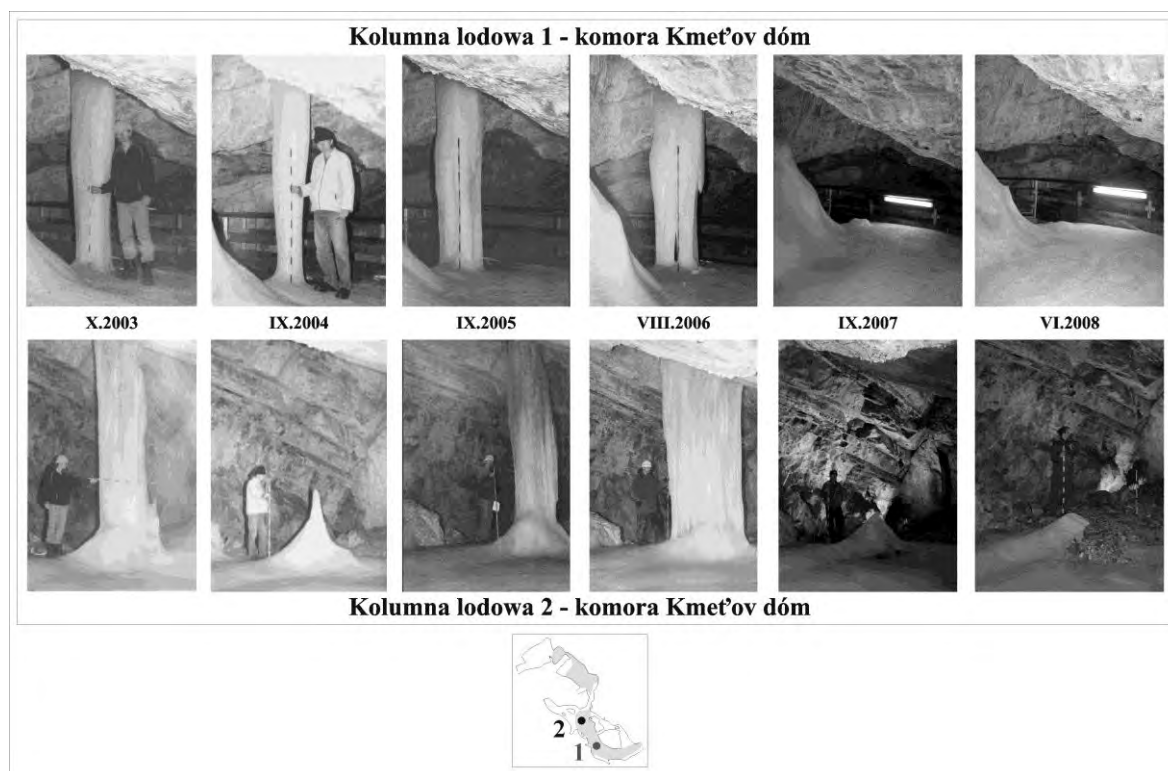
Ryc. 105. Przebieg rozwoju i degradacji wybranych kolumn lodowych w Demänovskej JL w okresie od marca 2004 do maja 2005 roku (opracowanie własne; fot: T. Sawiński, K. Strug, za zgodą autora).

Na podstawie pięcioletnich obserwacji tych oraz szeregu innych form lodowych można stwierdzić, że zmiany morfologiczne wszystkich form w sali Kmeťov dóm podlegały szybkiemu procesowi rozwoju i degradacji. Wyraźne zmiany w rozmiarze tych form były obserwowane z miesiąca na miesiąc. Na pozostałym obszarze Demänovskej JL wszystkie formy lodowe, z wyjątkiem lodu dennego, miały charakter sezonowy i z uwagi na mniejsze rozmiary podlegały bardziej dynamicznym zmianom.

Na podstawie analizy kilkunastu rycin i zdjęć (zawartych w następujących publikacjach: Droppa 1957b, Droppa 1960, Déneš

1968, Jákal 1971, Lalkovič 1995, Székely 1995, Bella 2003b, Bella, Lalkovič 2004), przedstawiających największe nacieki lodowe w Dobšinskej JL w okresie 1870–2003 stwierdza się, że:

- morfologia i rozmiary kilku największych nacieków lodowych nie zmieniły się w XX wieku;
- wyraźne zmiany w budowie i rozmiarach niektórych nacieków lodowych zachodziły po kilkunastu bądź kilkudziesięciu latach;
- trzy spośród kilkunastu największych nacieków lodowych obserwowanych w XX wieku istnieją dzisiaj w szczątkowej formie.



Ryc. 106. Rozmiary wybranych kolumn lodowych w Demänovskiej JL pod koniec roku hydrologicznego w okresie od 2002/03 do 2007/08 (opracowanie własne; fot: T. Sawiński, K. Strug, R. Szmytkie, za zgodą autorów).

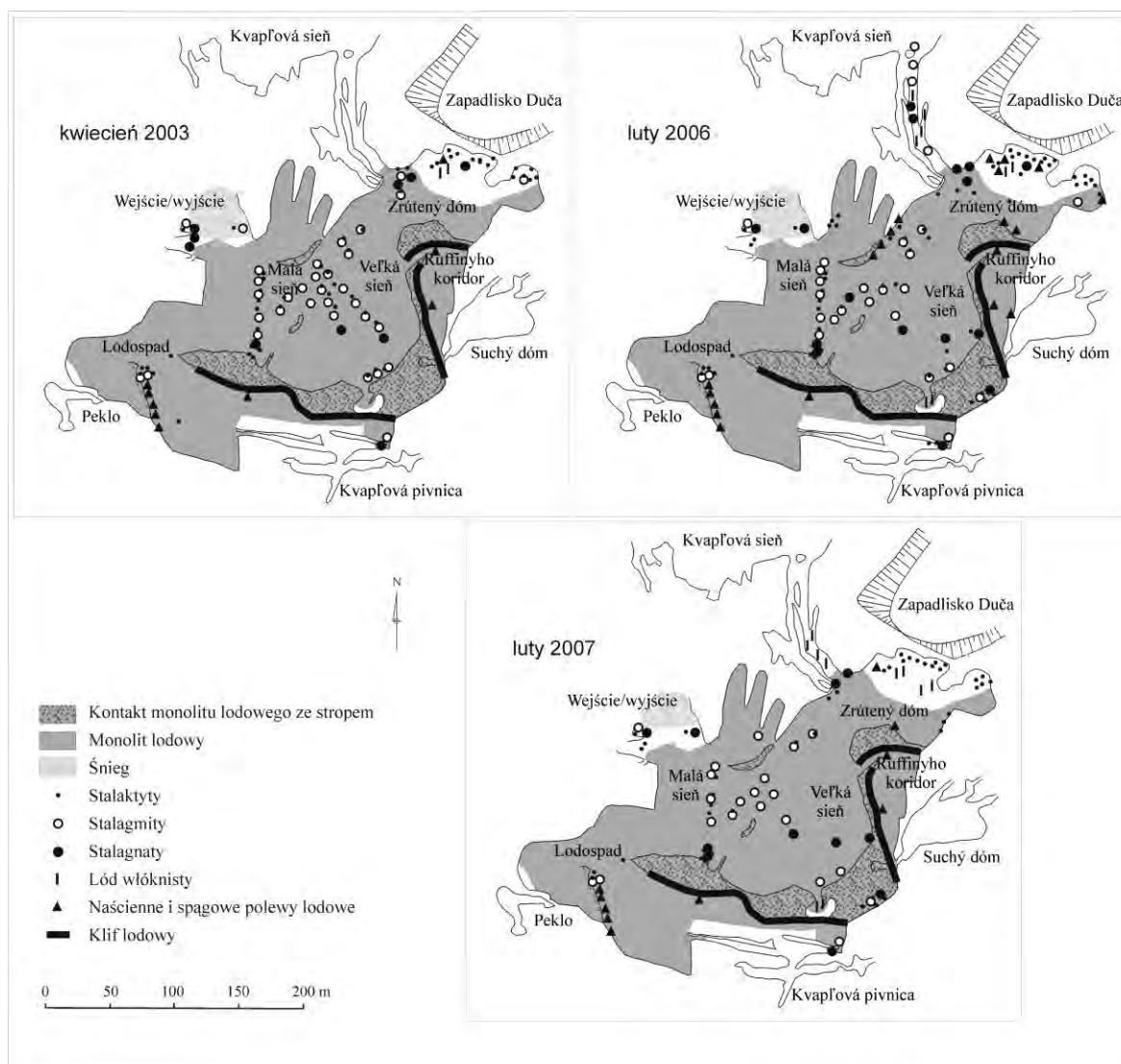
W celu zweryfikowania wymienionych wyżej spostrzeżeń, w okresie od maja 2003 do czerwca 2008 roku, objęto szczegółowymi obserwacjami dwanaście form lodowych w Dobšinskiej JL. Było to sześć stalagnatów lodowych, cztery stalagmity lodowe i dwie naścienne polewy lodowe.

Podczas badań w budowie dziewięciu z nich nie zaobserwowano znaczących zmian. Spośród wspomnianych wyżej dziewięciu form lodowych, siedem znajdowało się w sali Malá sieň i Veľká sieň, pozostałe dwie – w komorze Kvapľová pivnica. Kolejne dwie formy lodowe znajdowały się w komorze Zrútený dóm i podlegały intensywnym zmianom w ciągu roku, a jedna forma lodowa (w północnym fragmencie komory Veľká sieň) uległa w ciągu pięciu lat wyraźnej destrukcji. Degradacja tej formy wiązała się najprawdopodobniej ze stałym przepływem ciepłego powietrza z sali Zrútený dóm w stronę otworu wejściowego. Wszystkie formy lodowe objęte badaniami w marcu 2003 roku znajdowały się

pod koniec okresu obserwacji, tj. w czerwcu 2008 roku, w tych samych miejscach.

Zmiany zasięgu występowania form lodowych (w analizie nie wzięto pod uwagę kryształów lodowych) nie wpływały zasadniczo na ich rozmieszczenie (ryc. 107), podobnie jak w przypadku Demänovskiej JL. Wyjątek stanowił rok hydrologiczny 2007/08, w którym pojawiło się w jaskini wiele nowych form lodowych.

We wszystkich latach hydrologicznych zmiana morfologii wielu form lodowych polegała jedynie na niewielkim przyrastaniu i ubywaniu ich objętości. Przykładem form, w których budowie nie odnotowano znaczących zmian były dwie kolumny lodowe, znajdujące się w centralnej części komory Malá sieň i Veľká sieň (ryc. 108). Sezonowa dynamika zmian morfologii tych i innych form lodowych powtarzała się w każdym roku i miała typowy przebieg, związany ze zmianami temperatury powietrza oraz infiltracją



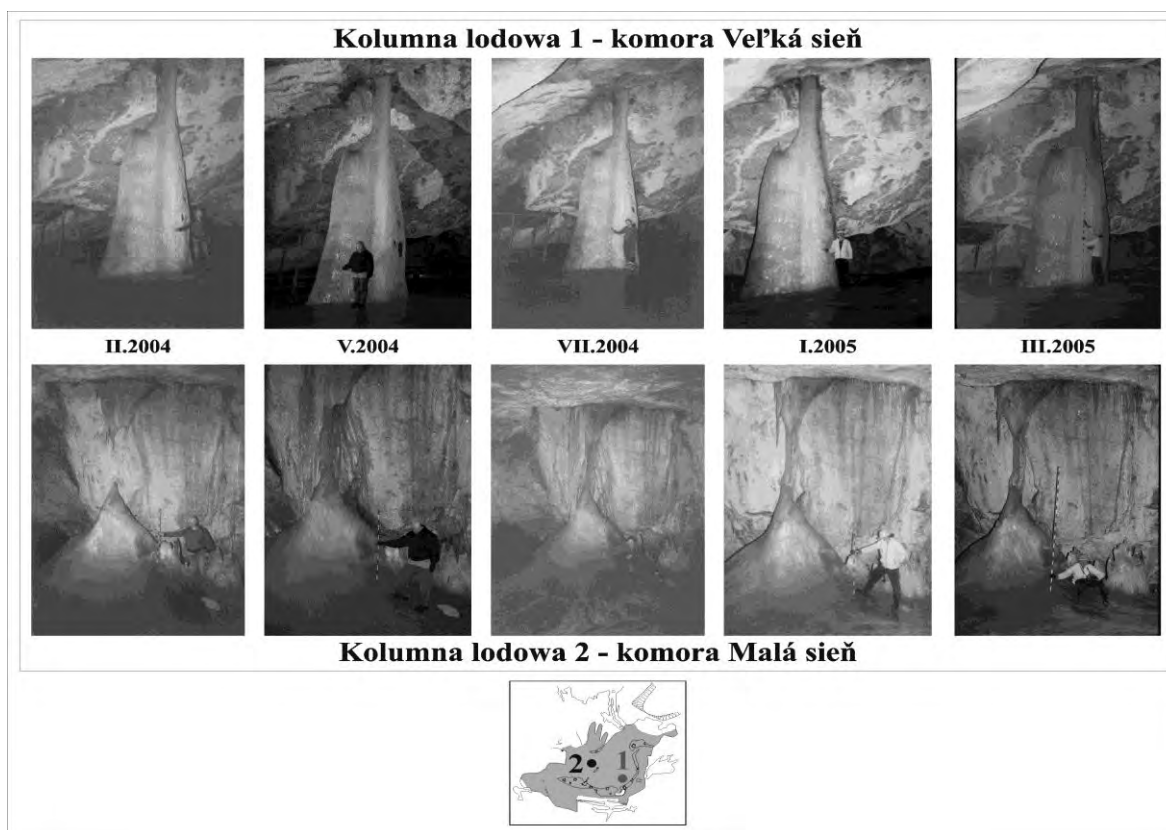
Ryc. 107. Rozmieszczenie i typy form lodowych w Dobšinskiej JL w kwietniu 2003, w lutym 2006 oraz w lutym 2007 roku (opracowanie własne).

wody w jaskini. Wiosną i wczesnym latem, podczas naturalnej dostawy wody infiltracyjnej, przy temperaturze powietrza mniejszej lub równej $0,0^{\circ}\text{C}$, formy lodowe narastały. Pod koniec półrocza ciepłego, po kilku miesiącach z temperaturą powietrza powyżej $0,0^{\circ}\text{C}$, miały one minimalnie mniejsze rozmiary.

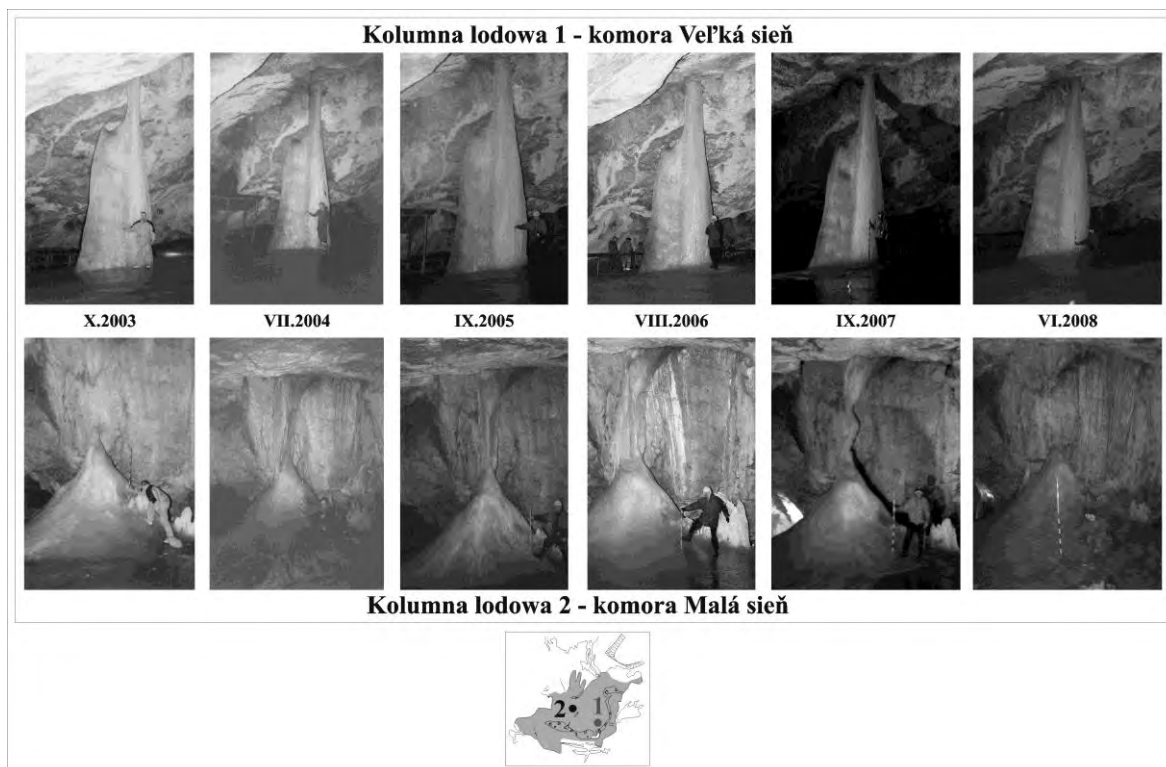
Kształt i rozmiary największego stalagnatu lodowego w komorze Malá sieň praktycznie nie różniły się od siebie pod koniec każdego roku hydrologicznego w okresie 2003/04–2006/07. Wyraźną różnicę w budowie tej formy (przerwanie stalagnatu) zanotowano w roku 2002/03 i 2007/08. Kształt i rozmiary najwyższego stalagnatu lodowego

w sali Veľká sieň (o wysokości 7 m) nie różniły się od siebie w całym okresie badań (ryc. 109).

Na podstawie obserwacji tych oraz szeregu innych form można stwierdzić, że w salach Veľká sieň, Malá sieň, Kvapľová pivnica oraz w obszarze Lodospadu zmiany morfologiczne największych i najmniejszych form lodowych podlegały powolnemu procesowi degradacji. Wyjątek stanowiły stalaktyty lodowe i kryształy lodowe. W komorze Zrútený dóm, w wejściu do jaskini oraz w korytarzu łączącym sale Kvapľová sieň i Zrútený dóm wszystkie formy lodowe, z wyjątkiem mono-



Ryc. 108. Przebieg rozwoju i degradacji wybranych kolumn lodowych w Dobšinskiej JL w okresie od lutego 2004 do marca 2005 roku (opracowanie własne; fot: T. Sawiński, K. Strug, za zgodą autora).



Ryc. 109. Rozmiary wybranych kolumn lodowych w Dobšinskiej JL pod koniec roku hydrologicznego w okresie od 2002/03 do 2007/08 (opracowanie własne; fot: T. Sawiński, K. Strug, R. Szmytkie, za zgodą autorów).

litu lodowego, miały charakter sezonowy i podlegały intensywnym zmianom w ciągu roku

Degradacja nacieków lodowych w Dobšinskiej JL cechowała się znacznie mniejszym ubytkiem lodu w stosunku do ich całkowitej objętości, w porównaniu z Demänovską JL. Przyczyn tego faktu należy dopatrywać się w wyraźnie mniejszym oddziaływaniu czynników degradujących na formy lodowe, takich jak: energia przenoszona w powietrzu oraz ciepło dostarczane z górotworu i wody infiltracyjnej. Mniejszy wpływ wymienionych wyżej czynników na formy lodowe wiązał się z głębszym wychłodzeniem

zalodzonego obszaru Dobšinskiej JL, w porównaniu z zalodzonym fragmentem Demänovskiej JL.

Przyrost objętości największych kolumn lodowych w salach Malá sieň i Veľká sieň w Dobšinskiej JL był wyraźnie mniejszy, w porównaniu z salą Kmet'ov dóm w Demänovskiej JL. Przyczyn takiego stanu należy doszukiwać się w dostarczaniu sztucznej wody w Demänovskiej JL podczas największych mrozów. Skuteczność zamarzania dostarczanej wody w tym okresie była znacznie większa, w porównaniu z efektywnością zamarzania naturalnie infiltrującej wody w okresie wiosennym w Dobšinskiej JL.

7. Oddziaływania antropogeniczne na zjawiska lodowe w badanych jaskiniach lodowych w Słowacji

Na skutek oddziaływań antropogenicznych w wielu jaskiniach lodowych notowano zmiany mikroklimatu, a w konsekwencji okresowe wzmoczenie ablacji monolitu lodowego, co przedstawiono w podrozdziale 1.2.8. Z powodu udostępnienia Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL dla turystów niemożliwe było uniknięcie jakichkolwiek ingerencji w ich naturalne środowisko lodowe. Jednocześnie stopień ochrony Demänovskiej JL i Dobšinskiej JL obliguje do tego, aby ingerowanie w ich naturalne środowisko było ograniczone do absolutnego minimum. Poniżej przedstawiono historyczne i współczesne oddziaływania antropogeniczne odnotowane w badanych jaskiniach lodowych.

1. Doświadczenia z Demänovskiej JL z początku lat 50-tych oraz z Dobšinskiej JL z lat 80-tych XX wieku wskazują, iż do najbardziej szkodliwych działań należały zmiany w morfologii jaskini bądź lodu jaskiniowego, związane z eksploracją i przygotowaniem tych obiektów dla turystów. Przyczyniło się to do zmiany przebiegu cyrkulacji powietrza w badanych jaskiniach, a w konsekwencji do zachwiania naturalnej równowagi w ich środowisku klimatyczno-lodowym.
2. Renowacje tras turystycznych oraz innego rodzaju prace techniczne, prowadzone w badanych jaskiniach lodowych, które nie ingerowały w ich wewnętrzną cyrkulację powietrza nie miały negatywnego wpływu na przebieg zjawisk lodowych. W Demänovskiej JL przykładem tego rodzaju prac było wyciosanie w 1952 roku kanału o długości 25 m i głębokości 1,2 m w miejscu największego nagromadzenia lodu, tj. w sali Kmeťov dóm. W kanale tym poprowadzono trasę turystyczną (Knap 2000). W drugiej połowie XX wieku w dolnym

poziomie w Dobšinskiej JL wydrążono dwa tunele w monolicie lodowym w celu poprowadzenia nowej trasy turystycznej (Lalkovič 2000).

3. W zalodzonej fragmentacji Demänovskiej JL prowadzona jest od ponad pół wieku sztuczna dostawa dodatkowej wody. Wprowadzanie dodatkowej wody wyraźnie rzutuje na przebieg zjawisk lodowych obserwowanych w zalodzonej fragmentacji jaskini, co opisano w podrozdziałach 6.3. i 6.6.
4. W zalodzonej obszarze Dobšinskiej JL istnieje sieć kanałów odprowadzających nadmiar wody dostającej się do jaskini. Kanały te ingerują w naturalny przebieg akumulacji lodu w jaskini, co przedstawiono w podrozdziale 6.3.
5. Obecność turystów i oświetlenie stanowi dodatkowe źródło emisji ciepła w badanych jaskiniach lodowych. W przypadku Demänovskiej JL dodatkowe ciepło przekazywane w zalodzonej fragmentacji jaskini nie miało pierwszorzędного udziału w jej bilansie cieplnym. Udział ciepła emitowanego przez turystów i oświetlenie stał się niepokojąco wysoki dopiero po bardzo ciepłym półroczu chłodnym – problem ten opisano w podrozdziale 6.1. W Dobšinskiej JL wpływ dodatkowego ciepła na całkowity bilans cieplny jaskini był prawdopodobnie mniejszy, w porównaniu z Demänovską JL, z uwagi na około 100-krotnie większą objętość monolitu lodowego. Wynika z tego, iż obecność turystów i oświetlenie w badanych jaskiniach zasadniczo nie wpływa na przebieg zjawisk lodowych zachodzących w ich wnętrzu.

7.1. Wskazania ograniczające oddziaływania antropogeniczne i optymalizujące zachowanie naturalności środowiska klimatyczno-lodowego

Ochrona naturalności zjawisk klimatyczno-lodowych przed negatywnym oddziaływaniem czynników antropogenicznych jest szczególnie ważna w Demänovskiej JL. Mikroklimat tej jaskini cechuje się dynamicznymi zmianami izotermi $0,0^{\circ}\text{C}$ w półroczu chłodnym, a w półroczu ciepłym przewagą dni z temperaturą powietrza przekraczającą $0,0^{\circ}\text{C}$. Nadaje to rozwojowi zjawisk lodowych bardzo wrażliwy charakter. Jest on bowiem bezpośrednio uzależniony od zmian termicznych zachodzących w otoczeniu jaskini w półroczu chłodnym. W zalodzonej fragmentacji Dobšinskiej JL przez większą część roku rejestruje się temperaturę powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$, co warunkuje stabilny rozwój zjawisk lodowych w jej wnętrzu.

Stałe poddawanie środowiska badanych jaskiń lodowych różnego rodzaju działaniom antropogenicznym skłoniło mnie do zaproponowania sposobów ich maksymalnego zneutralizowania. Do najważniejszych strategii, mogących ograniczyć antropogeniczne oddziaływanie w Demänovskiej JL, należą:

1. wstrzymanie na kilka lat wprowadzania wody do jaskini w celu skonfrontowania istniejących wyników pomiarów akumulacji, ablacji i bilansu objętości lodu z okresu jej dostarczania oraz z okresu braku nawadniania. Należałoby wówczas skalkulować objętość naturalnie skapującej wody do jaskini w celu rozstrzygnięcia założenia o jej naturalnym niedoborze, o czym była mowa w podrozdziale 3.1.
2. ograniczenie ruchu turystycznego w jaskini w przypadku wystąpienia średniej temperatury powietrza przekraczającej $2,0^{\circ}\text{C}$ w jej otoczeniu w półroczu chłodnym. Udział ciepła emitowanego przez turystów oraz lampy oświetleniowe w całkowitym bilan-

sie ciepłym jaskini po tak ciepłym półroczu chłodnym jest wówczas zbyt wysoki.

Jeśli z obiektywnych przyczyn decyzja o czasowym zaprzestaniu dostawy dodatkowej wody w Demänovskiej JL nie zostanie podjęta, zmianie winny ulec: wielkość, sposób oraz termin wprowadzania wody do zalodzonego fragmentu jaskini.

Obecnie do jaskini dostarczana jest wielokrotnie większa objętość dodatkowej wody, w porównaniu z możliwością jej zamarzania. Efektywność zamarzania dodatkowej wody wynosi około 25%, co wykazano w podrozdziale 6.3. Reszta dostarczanej wody obtapia powierzchnię lodu dennego. Jednocześnie, podczas jej ochładzania, do zalodzonego fragmentu jaskini wydzielane jest dodatkowe ciepło. Postuluję zatem zmniejszenie dostawy wody o około 50%.

Dostarczanie dodatkowej wody w sposób „rozpraszający” wiąże cząsteczki powietrza w czasie jej zamarzania (świadczy o tym mleczny kolor powstających form lodowych), co sprzyja z kolei łatwiejszej degradacji lodu w półroczu ciepłym. Sugeruję zatem, by wodę dostarczano w sposób bardziej skoncentrowany, zbliżony do naturalnej infiltracji.

Dostarczanie wody podczas największych mrozów sprawia, że okres rozwoju form lodowych w zalodzonej fragmentacji jaskini nie pokrywa się z naturalnym okresem ich powstawania, tj. wiosną. Ponadto formy te mają nadnaturalne rozmiary, gdyż efektywność zamarzania wody podczas silnych mrozów jest bardzo duża. Proponuję zatem dostarczać dodatkową wodę na wiosnę, kiedy w otoczeniu jaskini obserwuje się ablację śniegu.

Najważniejszą strategią, mogącą ograniczyć antropogeniczne oddziaływanie w Dobšinskiej JL jest skierowanie wody odprowadzanej kanałami w różnych kierunkach. Dalsze kierowanie wody w stronę Lodospadu może przyczynić się do całkowitego zatopienia wolnej przestrzeni między stropem a powierzchnią lodu w tym rejonie, a następnie przerwać komunikację między górnym i dolnym poziomem jaskini. Spowoduje to zmianę cyrkulacji

powietrza w jaskini, co w konsekwencji może wywołać zachwianie równowagi w środowisku klimatyczno-lodowym. W opinii kierownika jaskini, by zapobiec przerwaniu komuni-

kacji między górnym i dolnym poziomem, należy odprowadzać na zewnątrz część wody dostającej się naturalnie do jaskini. Przychyliam się do tego rozwiązania.

8. Wnioski

Całość uzyskanych wyników prowadzi do wniosku, że w badanych jaskiniach w Słowacji istnieje ścisła zależność rozwoju zjawisk lodowych od warunków termicznych, występujących w ich otoczeniu w półroczu chłodnym. Z przedstawionej analizy wynika również, iż w słowackich jaskiniach lodowych nadal istnieją (podobnie jak w przeszłości) naturalne czynniki sprzyjające powstawaniu lodu o stałym i sezonowym charakterze. Są nimi: odpowiednia liczba dni z temperaturą powietrza mniejszą lub równą $0,0^{\circ}\text{C}$ oraz wystarczająca ilość naturalnie skapującej wody – w przypadku Demänovskiej JL nie rozstrzygnięto tego problemu. Wymienione wyżej czynniki są korzystniejsze w Dobšinskiej JL niż w Demänovskiej JL. W związku z powyższym przypuszczam, iż trwałe wypełnienie lodowe w badanych jaskiniach lodowych (zwłaszcza w Dobšinskiej JL) utrzyma się w okresie najbliższych kilkudziesięciu, a nawet kilkuset lat. Przewidywania te nie sprawdzą się w przypadku, gdy:

1. morfologia jaskiń ulegnie tak głębokiej zmianie pod wpływem czynników naturalnych bądź antropogenicznych, że przebieg cyrkulacji powietrza będzie stale warunkował ujemny bilans objętości lodu;
2. na skutek trwałego wzrostu średniej temperatury powietrza w półroczu chłodnym powyżej $2,0^{\circ}\text{C}$ w otoczeniu Demänovskiej JL, a w otoczeniu Dobšinskiej JL powyżej $1,0^{\circ}\text{C}$ zmienią się warunki mikroklimatyczne w jaskini.

Przy uwzględnieniu odmiennego środowiska badanych jaskiń lodowych w Słowacji, do najważniejszych podobieństw między nimi należą:

1. kształtowanie rozwoju zjawisk lodowych przez te same procesy fizyczne tj. sublimację, resublimację, zamarzanie, topnienie, kondensację, parowanie i inne (podobnie jak w przypadku JL Scărișoara);

2. wyraźna dynamika zmian warunków mikroklimatycznych w półroczu chłodnym oraz jej ograniczenie w półroczu ciepłym (podobnie jak w przypadku JL Scărișoara);
3. długotrwałość okresu intensywnego wychładzania, tj. od grudnia do marca;
4. przyrost lodu związany wyłącznie z zamarzaniem wody;
5. występowanie tych samych typów lodu oraz rodzajów form lodowych (podobnie jak w przypadku JL Scărișoara);
6. osłabienie wpływu zewnętrznych warunków termicznych na temperaturę lodu wraz ze wzrostem odległości od otworu wejściowego oraz wraz ze wzrostem głębokości monolitu lodowego (podobnie jak w przypadku JL Scărișoara).

Przedstawiona analiza wykazała również, że w Dobšinskiej JL i JL Scărișoara – przy odmiennym położeniu geograficznym tych obiektów i zróżnicowanych warunkach termicznych panujących w ich wnętrzu w półroczu chłodnym – monolity lodowe mają cechy lodu ciepłego, a jego temperatura na głębokości 6,7 m jest porównywalna.

Do najważniejszych różnic między badanymi obiektami można zaliczyć:

1. większy stopień wychłodzenia stale zalodzonego fragmentu Dobšinskiej JL (o około $0,5^{\circ}\text{C}$) w porównaniu ze stale zalodzonym obszarem Demänovskiej JL;
2. zajmowanie przez zjawiska lodowe w Dobšinskiej JL i w JL Scărișoara znacznie większej powierzchni w porównaniu z Demänovską JL;
3. udział około 50% całkowitej objętości monolitu lodowego zgromadzonego w Demänovskiej JL w procesach akumulacji i ablacji, natomiast w Dobšinskiej JL – około 0,5%;
4. odnotowany w okresie 2003-2007 ujemny bilans objętości lodu w Demänovskiej JL, natomiast w Dobšinskiej JL – dodatni;

5. większą dynamikę zmian zasięgu występowania form lodowych (z wyjątkiem kryształów lodowych) w Demänovskiej JL, w porównaniu z Dobšinską JL;
6. powszechność występowania kryształów lodowych w Dobšinskiej JL, natomiast ich brak w Demänovskiej JL.

Podsumowując przedstawione powyżej analogie i odmienności, chciałbym wskazać na najbardziej specyficzne właściwości obserwowanych zjawisk lodowych w badanych jaskiniach:

- stałą cechą Demänovskiej JL jest jej sezonowa i roczna zmienność zalodzenia oraz wyraźna dynamika rozwoju i degradacji wszystkich form lodowych;
- wyróżnikiem Dobšinskiej JL jest stały charakter występowania wszystkich rodzajów form lodowych z wyjątkiem stalaktytów i kryształów lodowych.

Jednocześnie należy podkreślić, iż współczesne rozmieszczenie zalodzenia w badanych jaskiniach jest wypadkową oddziały-

wania czynników naturalnych oraz sztucznej dostawy wody (w przypadku zalodzonego fragmentu Demänovskiej JL) i sztucznie wy-ciosanych kanałów w monolicie lodowym (w przypadku zalodzonego obszaru Dobšinskiej JL).

Uzyskane wyniki badań mogą posłużyć w rozstrzygnięciu kwestii: czy i na jakich warunkach należy udostępnić jaskinie lodowe w Tatrach. Otrzymane wyniki badań mogą pomóc w opracowaniu bardziej świadomej i zrównoważonej strategii udostępniania tatrzańskich jaskiń lodowych turystom oraz badaczom tak, by jak najmniej ingerować w ich naturalne środowisko. Zamyśl udostępniania turystom tatrzańskich jaskiń lodowych uważam za trafiony, ponieważ z przeprowadzonych badań wynika, iż współczesny stan środowiska klimatyczno-lodowego w badanych jaskiniach lodowych jest tylko w niewielkim stopniu zagrożony ich udostępnieniem dla turystów.

Literatura

- Abel G., 1971. Ľadové jaskyne v salzburských Alpách. Slovenský kras 9, 95–97.
- Andrejchuk V.N., 1995. Kungur Ice Cave and Man. *Caves and Man*, 71–77.
- Anonim, 1951. Dobšinská ľadová jaskyňa ohrozená? *Krasy Slovenska* 28, 86–87.
- Baranov S.M., Volkov L.D., 2008. Cave ice of the Chelyabinsk Region (a brief report). W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 117.
- Bárta J., 1995. Pomoc archeológie pri datovaní zaľadnenia Silickej ľadnice. W: P. Bella (red.), *Ochrana ľadových jaskýň*, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 81–84.
- Behm M., Hausmann H., 2008. Determination of ice thicknesses in Alpine caves using Georadar. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 53–58.
- Bella P., 1995. Prehľad a rozšírenie jaskýň s ľadovou výplňou na Slovensku. W: P. Bella (red.), *Ochrana ľadových jaskýň*, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 61–73.
- Bella P., 1998. Demänovské jaskyne: Demänovská ľadová jaskyňa - Demänovská jaskyňa Slobody. BRIZ, Liptovský Mikuláš.
- Bella P., 2003a. Glaciálne ablačné formy Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Aragonit* 8, 3–7.
- Bella P., 2003b. Jaskinie słowackie udostępnione dla zwiedzających. DTP studio GRAFON, Banská Bystrica.
- Bella P., Lalkovič M., 2004. Dobšinská jaskinia lodowa. DTP studio GRAFON, Liptovský Mikuláš.
- Bella P., 2007. Morphology of ice surface in the Dobšiná Ice Cave. W: J. Zelinka (red.), 2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Liptovský Mikuláš, 15–23.
- Bella P., Hlaváčová I., Holúbek P., 2007. Zoznam jaskýň Slovenskej Republiky (stav k 30.6.2007). Slovenské múzeum ochrany prírody a jakyniarstva, Liptovský Mikuláš.
- Bella P., 2008. Geographical distribution of ice-filled caves in Slovakia. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 33–37.
- Benický V., 1957. Príspevok k dejinám Demänovskej ľadovej jaskyne a k objaveniu Jaskyne Mieru. *Slovenský kras* 1, 29–35.
- Bernardovič F., 2000. Chiropterofauna Demänovskej ľadovej jaskyne. W: P. Bella (red.), *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň*, zborník referátov z 2. vedeckej konferencie. Liptovský Mikuláš, 135–139.
- Bežičević S., 1971. Ľadové jaskyne v Chorvátsku. *Slovenský kras* 9, 177–179.
- Bini A., Maggi V., Turri S., 2005. 1st International Workshop on Ice Caves IWIC-II. Capus, Romania, February 29 - March 3, 2004, URL: <http://users.unimi.it/icecaves/IWIC-I/> (data dostępu: 2005-07-27).
- Bini A., Maggi V., Turri S., 2007. 2nd International Workshop on Ice Caves IWIC-II. Demänovská dolina, Slovak Republic, May 8 – 12, 2006, URL: <http://users.unimi.it/icecaves/IWIC-II/> (data dostępu: 2007-07-27).
- Bini A., Maggi V., Turri S., 2008. 3rd International Workshop on Ice Caves IWIC-II. Kungur Ice Cave, Perm region, Russia, May 12– 17, 2008, URL: <http://users.unimi.it/icecaves/IWIC-III/> (data dostępu: 2008-05-21).
- Błażejczyk K., 1991. Heat balance of the human body in different weather conditions in North-East Poland (the problem of heat stress). Grana, Stockholm, 277–280.
- Błażejczyk K., 1993. Wymiana ciepła między człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego. *Prace Geograficzne IGIPZ PAN* 159.
- Błażejczyk K., 1994. New climatological-and-physiological model of the human heat balance outdoor (MEN-EX) and its applications in bioclimatological studies in different scales. W: K. Błażejczyk, B. Krawczyk (red.), *Bioclimatic research of the human heat balance*. Zeszyty IGIPZ PAN 28, 27–58.

- Błażejczyk K., 2005. Model wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem MENEX 2005. URL: http://www.igipz.pan.pl/geoekoklimat/blaz/home_pl.htm (data dostępu: 2010-02-02).
- Bobro M., Hančulák J., Zelinka J., 1995a. Súčasný mikroklimatické pomery v Dobšinskej ľadovej jaskyni. W: P. Bella (red.), Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 29–34.
- Bobro M., Krepelka F., Zelinka J., 1995b. Rekonštrukcia vstupného priestoru v Dobšinskej ľadovej jaskyni vo vzťahu k úbytku ľadu. W: P. Bella (red.), Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 35–36.
- Boček A., 1954. Pre záchranu krás Demänovskej ľadovej jaskyne. Československý kras 7, 69–70.
- Citterio M., Turri S., Bini A., Maggi V., Pelfini M., Pini R., Ravazzi C., Santilli M., Stenni B., Udisti R., 2004. Multidisciplinary approach to the study of the Lo Lc 1650 "Abisso sul Margine dell'Alto Bregai" ice cave (Lecco, Italy). Theoretical and Applied Karstology 17, 27–44.
- Citterio M., Turri S., Perşoiu A., Bini A., Maggi V., 2005. Radiocarbon ages from two ice caves in the Italian Alps and the Romanian Carpathians and their significance. W: B.R. Mavlyudov (red.), Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions. Moscow, 87–92.
- Clausen H.B., Vrana K., Hansen S.B., Larsen L.B., Baker J., Siggaard-Andersen M.-L., Sjolte J., Lundholm S.C., 2007. Continental ice body in Dobšiná Ice Cave (Slovakia) - part II - results of chemical and isotopic study. W: J. Zelinka (red.), 2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Liptovský Mikuláš, 29–37.
- Coggan M., Nicholson P., 1997. Cave and Karst Terminology by J.N. Jennings. Australian Speleological Federation Incorporated Administrative Handbook. URL: <http://home.mira.net/~gnb/caving/papers/jj-cakt.html> (data dostępu: 2002-03-08).
- Déneš L., 1968. Dobšinská ľadová jaskyňa. Lidé a Zeme 17, 28–23.
- Droppa A., 1957a. Demänovské jaskyne. Krasové zjavy Demänovskej doliny. SAV, Bratislava.
- Droppa A., 1957b. Dobšinská ľadová jaskyňa. Geografický časopis 9, 99–114.
- Droppa A., 1960. Dobšinská ľadová jaskyňa. Šport, Bratislava.
- Field M. S., 1999. A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology (PDF). U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, National Center for Environmental Assessment, Washington Office, Washington, URL: <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/recordisplay.cfm?deid=12468> (data dostępu: 2006-01-03).
- Fuller N., 2004. A reconstruction of late Holocene climate in the Teton area from layers of sediment contained in ice from the Fossil Mountain Ice Cave in Teton County, Wyoming. A Thesis submitted to the Faculty, Department of Geology and Geography, Vassar College Poughkeepsie, New York.
- Fuhrmann I., 2007. Monitoring the disappearance of a perennial ice deposit in Merrill Cave. Journal of Cave and Karst Studies 69, 256–265.
- Géczy J., Kucharič Ľ., 1995. Stanovenie mocnosti ľadovej výplne vo vybraných miestach Dobšinskej ľadovej jaskyne. W: P. Bella (red.), Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 17–23.
- Górski H., Jędrzejewska W., (red.) 2004. Europa Środkowa. Skala 1:5000000. W: Atlas geograficzny dla szkół średnich, Polskie Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych, Warszawa-Wrocław, 15.
- Grebe C., Ringeis J., Pflitsch A., 2008. Study of temperature and airflow in the Schellenberger Ice Cave (Berchtesgaden Limestone Alps, Germany). W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 26–29.
- Habe F., 1971. Ľadové jaskyne v slovinskom krase. Slovenský kras 9, 147–150.
- Halaš J., 1980. Vplyv fyzikálnych veličín ovzdušia na genézu ľadových útvarov v Dobšinskej ľadovej jaskyni. Slovenský kras 18, 139–145.
- Halaš J., Mitter P., 1982. Najkrajšia za posledných dvadsať rokov. Krásy Slovenska 59, 9.
- Halaš J., 1983. Niektoré poznatky z merania teploty horninového plášťa v Dobšinskej ľadovej jaskyni a Demänovskej ľadovej jaskyni. Slovenský kras 21, 79–91.

- Halaš J., 1984. Demänovská ľadová jaskyňa – niektoré poznatky a výsledky z merania teploty vzduchu za obdobie 1970-1982. Slovenský kras 22, 111–129.
- Halaš J., 1985. Novšie poznatky z merania teploty horninového plášťa. Slovenský kras 23, 69–88.
- Halaš J., 1989. Tepelná bilancia Dobšinskej ľadovej jaskyne. Slovenský kras 23, 57–71.
- Hausmann H., Pavuza R., Behm M., 2008. Dc resistivity and temperature measurements in Dachstein Mammoth Cave (Northern calcareous Alps, Austria). W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 116–117.
- Hlaváč J., 2001. Dobšinská ľadová jaskyňa - svetové prírodné dedičstvo. Aragonit 6, 3–4.
- Hochmuth Z., 1995. Ľadové monolity v priepastiach na Slovensku. W: P. Bella (red.), Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 75–79.
- Holmlund P., Onac B.P., Hansson M., Holmgren K., Mörrth M., Nyman M., Perşoiu A., 2005. Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of Scărișoara Ice Cave (Romania). Geografiska Annaler 87A, 193–201.
- Horvatinčić N., 1996. Izotopna mjerenja u ledu, Jama Ledenica, Velebit. W: D. Kubelka, J. Kovač (red.), Proceedings of the third symposium of the Croatian Radiation Protection Association. Zagreb, 297–302.
- Hromas J., 1971. Ľadové a paľadové jaskyne v Českej Socialistickej Republike a ich ochrana. Slovenský kras 9, 225–229.
- Iglovskiy S.A., 2008. Geocryological conditions and ice cave of North part of Archangelsk Region (R. Pinega, R. Koida). W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 115.
- Ischia M., Borsato A., 2004. Ice deposits in caves of the Brenta Dolomites (Italian Alps). W: M. Citterio, S. Turri (red.), 1st International Workshop on Ice Caves, Volume of abstracts. Cluj-Napoca, 41.
- Iwieronowoj W.I., (red.) 1955. Fiziczeskij praktikum. Rukowodstvo k praktičieskim zaniatijam po fizikie. Gosudarstviennoje izdatelstvo tiechniko-tieoreticzeskoj literatury, Moskwa.
- Jania J., 1993. Glacjologia. PWN, Warszawa.
- Jania J., 1996. Zrozumieć lodowce. PWN, Warszawa.
- Jákal J., 1971. Morfológia a genéza Dobšinskej ľadovej jaskyne. Slovenský kras 9, 27–33.
- Jákal J., 1995. Ľadové jaskyne stredohorí a vysokých pohorí, geomorfologické a mikroklimatické porovnanie. W: P. Bella (red.), Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 57–60.
- Kadebskaya O.I., 2007. News in monitoring system and recommendations in development of use and protection of Kungur Ice cave. W: A. Tyc, K. Stefaniak (red.), Karst and Cryokarst. Sosnowiec-Wrocław, 237–256.
- Kadebskaya O.I., Pyatunin M.S., 2007. Creation of the system of monitoring of Kungur Ice Cave. W: J. Zelinka (red.), 2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Liptovský Mikuláš, 74–76.
- Kadebskaya O.I., 2008. Ice caves of Perm Region W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 94–99.
- Kadebskiy Y., Kadebskaya O., 2004. The Kungur cave: the oldest show cave in gypsum of the world. W: Gypsum Karst areas in the world: their protection and tourist development. Bologna, 47–52.
- Khudenko K., Pankov N., Naumkin D., 2008. Ice forms in Bolshaya Mechkinskaya Cave. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 45–47.
- Knap J., 2000. Deformácia prehliadkového chodníka v zaľadnenej časti Demänovskej ľadovej jaskyne. Aragonit 5, 26–27.
- Koisar B., Parma Ch., 1971. Jaskinie lodowe w Tatrach. Tatarnik 47, 68–71.
- Korshunov V.V., Shavrina E.V., 1998. Gypsum Speleothems of Freezing Origin. Journal of Cave and Karst Studies 60, 146–150.

- Krasnoshtein A.E., Kadebskaya O.I., 2008. Kungur Ice Cave and ice mountains a nominated object to inclusion in UNESCO's World Heritage List. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 100–104.
- Kunský J., 1956. Zjawiska krasowe. PMA, Warszawa.
- Lacika J., 1992. Reliéf Štátnej Prírodnej Rezervácie Demänovská Dolina a niektoré problémy jeho ochrany. Slovenský kras 30, 89–102.
- Lalkovič M., 1995. On the problems of the ice filling in the Dobšiná Ice Cave. Acta Carsologica 24, 313–322.
- Lalkovič M., 2000. Z histórie Dobšinskej ľadovej jaskyne (na okraj 130. výročia jej objavu). Aragonit 5, 30–32.
- Lauriol B., Prévost C., Lacelle D., 2006. The distribution of diatom flora in ice caves of the northern Yukon Territory, Canada: relationship to air circulation and freezing. International Journal of Speleology 35, 83–92.
- Luetscher M., Jeannin P.Y., Haeberli W., 2003. Energy fluxes in an ice cave of sporadic permafrost in the Swiss Jura Mountains - concept and first observational results. W: M. Phillips, S. Springman, L. Arenson (red.), 8th International Conference on Permafrost, Proceedings. Swets & Zeitlinger, Lisse, Zürich, 691–696.
- Luetscher M., Jeannin P.Y., 2004a. A process-based classification of alpine ice caves. Theoretical and Applied Karstology 17, 5–10.
- Luetscher M., Jeannin P.Y., 2004b. The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations: an example from Monlézi ice cave (Switzerland). Theoretical and Applied Karstology 17, 93–97.
- Luetscher M., 2005. Processes in Ice Caves and their Significance for Paleoenvironmental Reconstructions. SISK, Zurich.
- Luetscher M., Jeannin P.Y., Haeberli W., 2005. Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case from the Jura Mountains. The Holocene 15, 982–993.
- Lyahniysky Yu.S., Cherviatsova O.Ya., Yushko A.A., 2008. Research of ice seasonal formations and the problem of preservation of paleolithic paintings in the Shulgantash (Kapova) Cave. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 118.
- Mavlyudov B.R., 1997. Caves climatic systems. W: Proceedings of the 12th International Congress of Speleology. La Chaux-De-Fonds, 191–194.
- Mavlyudov B.R., Kadebskaya O.I., 2004. About degradation of glaciation in Kungur cave and possible ways of its restoration. W: M. Citterio, S. Turri (red.), 1st International Workshop on Ice Caves, Volume of abstracts. Cluj-Napoca, 23.
- Mavlyudov B.R., 2008. Geography of caves glaciation. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 38–44.
- Mihevc A., 2008. Distribution and characteristics of ice caves in Slovenia. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 61–64.
- NOAA Satellite and Information Service, National Climatic Data Center, 2006. Global Surface Summary of Day. Current Data Files. URL: <http://www.ncdc.noaa.gov/cgi-bin/res40.pl> (data dostępu: 2006-10-31).
- Novotný L., 1995. K veku jaskynného systému Stratenskej jaskyne. W: P. Bella (red.), Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 37–41.
- Novotný L., Tulis J., 1996. Výsledky najnovších výskumov v Dobšinskej ľadovej jaskyni. Slovenský kras 34, 139–147.
- Oedl F.R., 1971. 50 rokov meteorológie ľadových jaskýň Eisriesenwelt. Slovenský kras 9, 111–114.
- Ohata T., Furukawa T., Higuchi K., 1994a. Glacioclimatological Study of Perennial Ice in the Fuji Ice Cave, Japan. Part 1. Seasonal Variation and Mechanism of Maintenance (Abstract & Introduction). Arctic and Alpine Research 26, 227–237.

- Ohata T., Furukawa T., Higuchi K., 1994b. Glacioclimatological Study of Perennial Ice in the Fuji Ice Cave, Japan. Part 2. Interannual Variation and Relation to Climate (Abstract & Introduction). *Arctic and Alpine Research* 26, 238–244.
- Oliver J.E., Fairbridge R.W., 1987. *The Encyclopedia of Climatology. Encyclopedia of Earth Sciences*. Van Nostrand Reinhold, New York.
- Ondroušek O., 1952. Záchrana Dobšinské ledové jeskyně. *Československý kras* 5, 84–85.
- Otruba J., 1957. Problém mikroklimy a znovažadenia Demänovskej ľadovej jaskyne. *Slovenský kras* 1, 36–58.
- Otruba J., 1971. Meteorologické podmienky a zaľadenie v Demänovskej ľadovej jaskyni. *Slovenský kras* 9, 193–202.
- Panoš V., 2001. *Karsologická a speleologická terminologie*. Knižné centrum, Žilina.
- Perşoiu A., 2003. Dinamica stalagmitelor de gheață din Peștera Ghețarul de la Scărișoara în relație cu condițiile meteorologice externe (Mt. Bihor). *Analele Universității de Vest din Timișoara, GEOGRAFIE* 13, 27–34.
- Perşoiu A., 2004. Ice speleotherms in Scărișoara Ice Cave: dynamics and controllers. *Theoretical and Applied Karstology* 17, 71–76.
- Perşoiu A., 2005. Evidence of basal melting of the ice block from Scărișoara Ice Cave. W: B.R. Mavlyudov (red.), *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions*. Moscow, 109–112.
- Perşoiu A., Feier I., Citterio M., Turri S., Maggi V., 2007. Preliminary data on air temperature in Focul Viu Ice Cave (Bihor Mts., Romania). W: J. Zelinka (red.), *2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings*. Liptovský Mikuláš, 62–64.
- Petrovič Š., 1952a. Mikroklimatický prieskum ľadovej jaskyne u Dobšinej. *Archiv SSJ, Liptovský Mikuláš*.
- Petrovič Š., 1952b. O teplotných podmienkach Dobšinskej ľadovej jaskyne. *Priroda a spoločnosť* 1, 557–560.
- Petrovič Š., Šoltís J., 1971. Stručná mikroklimatická charakteristika Dobšinskej ľadovej jaskyne. *Slovenský kras* 9, 41–47.
- Pflitsch A., Piasecki J., Sawiński T., Strug K., Zelinka J., 2007. Development and degradation of ice crystals sediment in the Dobšinska Ice Cave (Slovakia). W: J. Zelinka (red.), *2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings*. Liptovský Mikuláš, 38–49.
- Piasecki J., Zelinka J., Pflitsch A., Sawiński T., 2004. Structure of air flow in the upper parts of the Dobšinska Ice Cave. W: P. Bella (red.), *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, zborník referátov zo 4. vedeckej konferencie*. Liptovský Mikuláš, 113–124.
- Piasecki J., Sawiński T., Zelinka J., 2005. Spatial differentiation of the air temperature in the entrance collapse of Dobšinska Ice Cave as contribution to the recognition of the problem of air exchange between cave and the surface. *Slovenský kras* 43, 81–96;
- Piasecki J., Sawiński T., 2007. Acoustic measurements of airflow in speleo-climatological studies. W: A. Tyc, K. Stefaniak (red.), *Karst and Cryokarst. Sosnowiec-Wrocław*, 237–256.
- Piasecki J., Sawiński T., Strug K., Zelinka J., 2007. Selected characteristics of the microclimate of the Demänovská Ice Cave (Slovakia). W: J. Zelinka (red.), *2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings*. Liptovský Mikuláš, 50–61.
- Piasecki J., Sawiński T., Zelinka J., 2008. The structure of airflow inside the lower part of the Dobšinska Ice Cave (the Underground Floor and Ice Cliff area). *Acta Carsologica Slovaca* 46, 127–140.
- Popov V., 1971. Ľadové útvary jaskyne Ledenika (Vračanská planina). *Slovenský kras* 9, 159–162.
- Prikryl Ľ., 1985. *Dejiny speleológie na Slovensku*. VEDA, Bratislava.
- Pulina M., 1959. Nowe obserwacje w Jaskini Szczelina Chochołowska. *Speleologia* 1, 27–37.
- Pulina M., 1960. Uwagi o mikroklimacie Jaskini Zimnej (Tatry Zachodnie) na podstawie obserwacji przeprowadzonych w latach 1958 - 1961. *Speleologia* 2, 79–102.
- Pulina M., 1962. Jaskinia Śnieżna w Tatrach Zachodnich. *Czasopismo Geograficzne* 33, 475–491.
- Pulina M., 1971. Typy ľadu v Tatranských jaskyniach. *Slovenský Kras* 9, 57–73.
- Pulina M., 1999. *Kras. Formy i procesy*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

- Rachlewicz G., Szczuciński W., 2004. Seasonal, annual and decadal ice mass balance changes in the ice cave Jaskinia Lodowa w Ciemniaku, the Tatra Mountains, Poland. *Theoretical and Applied Karstology* 17, 11–18.
- Racoviță G., Onac B.P., 2000. Scărișoara Glacier Cave. Monographic study. Editura Carpatica, Cluj - Napoca.
- Rajman L., Roda Š., Ščuka J., 1985. Výskum dynamiky podlahového ľadu v Silickej ľadnici. *Slovenský kras* 23, 253–260.
- Rajman L., Roda Š., Roda Š. ml., Ščuka J., 1987. Termodynamický režim Silickej ľadnice. *Slovenský kras* 25, 29–63.
- Ringeis J., Pflitsch A., Grebe C., 2008. Analysis of ice level measurements in the Schellenberger Eishöhle in the German Alps. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 48–52.
- Roda Š., Rajman L., Ščuka J., 1995. Termodynamický režim jaskýň z hľadiska ich možného zaľadnenia. W: P. Bella (red.), Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára. Liptovský Mikuláš, 85–88.
- Rygielski W., Siarzewski W., 1996. Pokrywa lodowa Jaskini Lodowej w Ciemniaku w Tatrach Zachodnich. *Dokumentacja Geograficzna* 4.
- Sawiński T., 2004. Wybrane elementy mikroklimatu Dobšinskiej ľadovej jaskyni (Slovenský Raj, Słowacja). Praca magisterska. Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- Schneider S.H., 1996. *Encyclopedia of Climate and Weather*. Oxford University Press, New York-Oxford.
- Shavrina E.V., 2008. The microclimate of the caves and development of ice deposits in the caves of European part of North of Russia as indicator of change of climate. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 120.
- Siarzewski W., 1994. Jaskinie lodowe w Tatrach. W: J. Grodzicki (red.), Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego 5, 11–47.
- Sivinskih P.N., 2005. Activities on preservation and restoration of Kungur ice cave glaciation in 2004–2005. W: B.R. Mavlyudov (red), *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions*. Moscow, 123–126.
- Stepanov Y., Podshuhin N., 2008. Measuring of the thickness of perennial ice in Kungur Ice Cave by georadar. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 115.
- Strug K., 2004. Współoddziaływanie zjawisk lodowych z mikroklimatem w wybranych jaskiniach lodowych na Słowacji w latach 2002, 2003 i 2004. Praca magisterska. Zakład Klimatologii i Ochrony Atmosfery, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- Strug K., Piasecki J., Sawiński T., Zelinka J., 2004. The ice crystals deposit in the Dobšinská Ice Cave. W: P. Bella (red.), Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, zborník referátov zo 4. vedeckej konferencie. Liptovský Mikuláš, 125–133.
- Strug K., Piasecki J., Szymanowski M., Sawiński T., Zelinka J., 2006. Quantitative characteristics of the bottom ice in the Demänovská Ice Cave (Slovakia). W: P. Bella (red.), Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, zborník referátov zo 5. vedeckej konferencie. Liptovský Mikuláš, 167–174.
- Strug K., Perșoiu A., Zelinka J., 2008a. Preliminary results of ice temperature measurements in the Dobšinská Ice Cave (Slovakia) and Scărișoara Ice Cave (Romania). W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 16–22.
- Strug K., Sobik M., Zelinka J., 2008b. The thermal balance of the icy part in the Demänovská Ice Cave (Slovakia) in the 2005-2007 period. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 85–92.
- Strug K., Zelinka J., 2008a. The dependence between changes of range of ice forms and thermal conditions in the Demänovská Ice Cave (Slovakia). *Acta Carsologica Slovaca* 46, 143–163.

- Strug K., Zelinka J., 2008b. The Demänovská Ice Cave - mass balance of ice monolith in 2003–2007 (Slovakia). *Acta Carsologica Slovaca* 46, 113–130.
- Strug K., Zelinka J., 2008c. The influence of extremely different external thermal conditions on the ice forms occurrence in Slovak Ice Caves in the 2005–2007 period. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 74–84.
- Székely K., 1995. O prvých vyobrazeniach Dobšinskej ľadovej jaskyne (kresby a maľby, fotografie, pohľadnice). W: P. Bella (red.), *Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára*. Liptovský Mikuláš, 47–56.
- Šiška F., Sedlatý V., Búgel M., Vrabec F., 1977. Riešenie mikroklimatických pomerov Dobšinskej a Demänovskej ľadovej jaskyne. *Banická fakulta VŠT, Košice*.
- Trimmel H., 1971. Ľad v rakúskych sprístupnených jaskyniach a ochrana týchto jaskýň. *Slovenský kras* 9, 87–90.
- Trofimova E.V., 2007. Genesis and morphological peculiarities of cave ice deposits of lake Baikal. W: J. Zelinka (red.), 2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Liptovský Mikuláš, 77–81.
- Trofimova E.V., 2008. Ice caves of Irkutsk amphitheatre - objects of naturel heritage. W: S. Turri (red.), 3rd International Workshop on Ice Caves, Volume of abstracts. Perm State University, 53–54.
- Tulis J., Novotný L., 1989. *Jaskynný systém Stratsenskej jaskyne*. Osveta, Martin.
- Tulis J., Novotný L., 1995. Čiastková správa o morfometrických parametroch v zaľadených častiach Dobšinskej ľadovej jaskyne. W: P. Bella (red.), *Ochrana ľadových jaskýň, zborník referátov z odborného seminára*. Liptovský Mikuláš, 25–28.
- Tulis J., 1997. Pohyb ľadu v Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Aragonit* 2, 6–7.
- Tulis J., Novotný L., 2002. Dobšinská ľadová jaskyňa a okolie. Geomorfologický a speleologický výskum. Záverečná správa, archív SSJ, Liptovský Mikuláš.
- Tulis J., Novotný L., 2003. Zmeny zaľadenia v Dobšinskej ľadovej jaskyni. *Aragonit* 8, 7–10.
- Tulis J., Novotný L., 2007. Dobšinská ľadová jaskyňa Ice Cave - 136 years from its discovery. W: J. Zelinka (red.), 2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Liptovský Mikuláš, 8–14.
- Turri S., Maggi V., Bini A., 2008. 2500 years of history in Focul Viu Ice Cave, Romania. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 11–15.
- Wigley T.M.L., Brown M.C., 1976. Cave Meteorology. W: T. D. Ford, C. H. D. Cullingford (red.), *The Science of Speleology*. Academic Press, 329–344.
- Zelinka J., 1996. Rekonštrukcia vstupných častí Dobšinskej ľadovej jaskyne. *Aragonit* 1, 15–16.
- Zelinka J., 1999. Problematika stabilizácie speleoklimatických pomerov npp Silická ľadnica. *Aragonit* 4, 18–19.
- Zelinka J., 2002. Microclimatic Research in the Slovakian Show Caves. *Acta Carsologica* 31, 151–163.
- Zelinka J., Omelia J., 2008. New integrated monitoring system in show caves with ice fill in Slovakia. W: O. Kadebskaya, B. Mavludov, M. Pyatunin (red.), 3th International Workshop on Ice Caves, Proceedings. Kungur, 30–32.
- Zwoliński S., 1987. *W podziemiach tatrzańskich*. WG, Warszawa.

Summary

The scientific purpose of the research was to recognize the relations of the climatic and ice processes in the chosen ice caves. The practical aim was to elaborate the instructions on how to limit anthropogenic influences and optimize the preservation of the natural ice environment of the examined ice-caves.

The basic research area covered two largest ice caves in Slovakia, that is the Dobšinská Ice Cave and the Demänovská Ice Cave. The measurements and observation of the ice forms were conducted from March 2003 to September 2008. In parallel with the ice forms measurements, the meteorological parameters were registered.

The results indicate that in the area of the Dobšinská Ice Cave, the air temperature in the cold half-year was lower by more than 0,5°C on average in comparison to the area of the Demänovská Ice Cave. The different extent of cooling of the Demänovská's and Dobšinská's environments shaped the development of ice phenomena inside them in two very distinct ways.

In Dobšinská Ice Cave, the ice phenomena covered much larger area than in the Demänovská Ice Cave. The constant feature of the Demänovská Ice Cave is the seasonal changeability of the glaciation and the distinctive dynamics of the development and degradation of all ice forms. The Dobšinská Ice Cave is characterized by the constant character of the ice forms occurrence (apart from the ice crystals and ice stalactites).

It should be stressed that the contemporary arrangement of glaciation in the examined ice caves is resultant from the influence of the natural and anthropogenic factors. Among most important strategies which could limit the anthropogenic influence in the Demänovská Ice Cave, there are:

1. To postpone the insertion of water into the ice cave for several years – to enable the confrontation of the results of the accumulation, ablation and the ice volume balance measurements in the period of water insertion with the same measurements results in the period of no water insertion.
2. To restrict the tourist activity in the summer season following the cold half-year when the average air temperature exceeded 2,0°C in the cave outside.

The most important strategy that could restrict the anthropogenic influence in the Dobšinská Ice Cave is letting the water flow by drainage channels in various directions.

The results prove that in the examined caves there exists a close relationship between the ice phenomena development and the thermal conditions outside the caves during the cold half-year. There still exist (as it used to be in the past) the natural factors conducive to the creation of permanent and seasonal ice. In the Dobšinská Ice Cave, they are distinctly more stable and favorable in comparison to the Demänovská Ice Cave.