

## **Rola ostatniego zlodowacenia w ukształtowaniu systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego w Tatrach**

*The role of the last glaciation in shaping the Wywierzysko Goryczkowe karst system in the Tatra Mts.*

**TOMASZ BYTOMSKI**

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,  
41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60; tomi.kato@interia.pl

**Zarys treści.** W artykule podjęto próbę oszacowania objętości wód roztopowych würm-skiego lodowca Doliny Suchej Wody w okresie jego maksymalnego zasięgu oraz określenia ich roli w ukształtowaniu systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego. W świetle uzyskanych wyników można stwierdzić, że w okresie maksymalnego zlodowacenia doliny wody glacialne mogły mieć ograniczone znaczenie dla kształtowania środowiska krasowego tego systemu. Przymuszalnie większą rolę w rozwoju systemu krasowego odegrała ostatnia faza recesji lodowca.

**Słowa kluczowe:** zlodowacenie, rzeźba krasowa, wody lodowcowe, Tatry.

### **Wstęp**

Od końca XIX wieku na obszarze zlewni Suchej Wody prowadzone były obserwacje i badania nad zanikaniem wód powierzchniowych. Wtedy też po raz pierwszy wzdłuż biegu potoku Suchej Wody wydzielono strefy ponorowe oraz strefy wywierzyskowe. Obszar górnej części Doliny Suchej Wody jest w dużym stopniu odwadniany poprzez system krasowy Wywierzyska Goryczkowego, położony w sąsiedniej Dolinie Bystrej (ryc. 1). Przepływy krasowe na linii Hala Gąsienicowa–Wywierzysko Goryczkowe zostały stwierdzone na podstawie badań znacznikowych dokonanych w latach 1960. (Dąbrowski i Głazek, 1968), a następnie w latach 1980. (Pachla i Zaczekiewicz, 1985), w końcu 1990. (Barczyk i Humnicki, 1999) i na początku XXI w. (Barczyk, 2004). W Tatrach Zachodnich występuje wiele podobnych systemów wywierzyskowych, a liczne z nich powstały przy współdziałaniu lodowców i wód lodowcowych. Wody glacialne ze względu na swą niską temperaturę, cechują się zwiększoną zdolnością rozpuszczania dwutlenku węgla i podwyższoną agresywnością, co sprzyja procesom krasowienia skał

węglanowych (Pulina, 1974). Na udział wód lodowcowych w kształtowaniu części systemów krasowych w Tatrach wskazują wyniki badań geologicznych i geomorfologicznych (Wójcik, 1968; Głazek i inni, 1979; Hercman, 1991; Grodzicki, 1991) oraz modelowania dynamiki würmskich procesów glacialnych (Gądek, 1998; Gądek i Litwin, 1999). W obrębie systemu szczelinowo-krasowego Wywierzyska Goryczkowego nie stwierdzono jaskiń, które umożliwiałyby wykonanie bezpośrednich badań. Z cyrkulacją krasową Wywierzyska Goryczkowego łączy się okresowe wywierzysko Jaskini Kasprowa Niżna, zlokalizowane



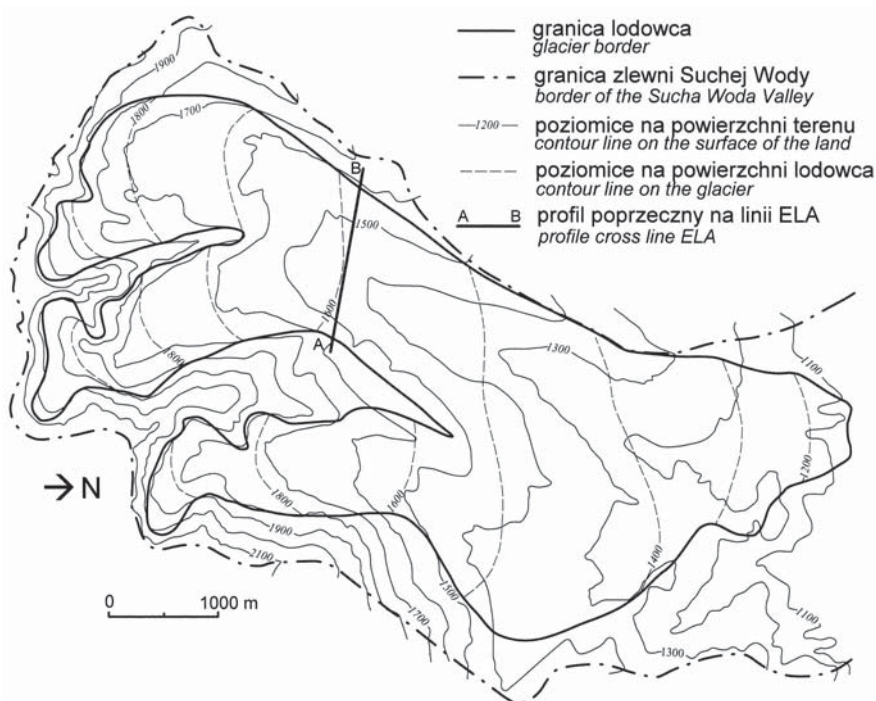
Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań  
Location of the study area

w Zawraciku Kasprowym. Według G. Barczyka (2008) jaskinia ta stanowi kanał ulgi dla Wywierzyska Goryczkowego, a podczas wysokich stanów wód sama staje się okresowym wywierzyskiem. Jednak wyniki badań znacznikowych nie ujawniły istnienia krasowego połączenia tej jaskini z ponorami na Hali Gąsienicowej. Ponadto za taką hipotezą nie przemawiają występujące w obrębie Jaskini Kasprowa Niżna, słabo przepuszczalne łupki albu (Barczyk, 2004). Morfologia krasowa i lodowcowa Doliny Suchej Wody była i jest przedmiotem zainteresowania wielu badaczy. Oprócz wspomnianych wcześniej barwień, dokonano opisu i analizy zarówno form krasu reprodukowanego (Głazek i Wójcik 1963; Głazek, 1960, 1964; Wójcik, 1968), jak i form polodowcowych (Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba i Kotarba, 2001; Derkacz, 2005).

Autor podjął próbę określenia związku pomiędzy tymi dwoma środowiskami – krasowym i paleoglacjalnym – starając się ocenić rolę wód roztopowych lodowca Suchej Wody w ukształtowaniu systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego.

### Charakterystyka geomorfologiczna górnej części Doliny Suchej Wody

Dolina Suchej Wody jest jedną z najdłuższych tatrzańskich dolin walnych – ma około 9 km długości i 23,2 km<sup>2</sup> powierzchni. Powstała na granicy Tatr Wysokich i Zachodnich. Granica ta szczególnie wyraźnie zaznacza się w górnej części doliny, gdzie można zaobserwować kontakt skał trzonu krystalicznego Tatr Wysokich i skał osadowych serii wierzchowej budujących Tatry Zachodnie (Guzik, 1959; Głazek i Wójcik, 1963). Schodowy profil górnej części Doliny Suchej Wody nosi ślady rzeźby trzeciorzędowej, która uległa przekształceniu w późniejszym okresie w wyniku zlodowacenia (Klimaszewski, 1988). W morfo-



Ryc. 2. Maksymalny zasięg lodowca Suchoj Wody – rekonstrukcja geometrii (wg M. Gryglewskiego, 1998)

The maximum phase of the Suchoj Woda Glacier and a reconstruction of its geometry (after M. Gryglewski, 1998)

logii podłoża Doliny Stawów Gąsienicowych najniższym położonym terenem jest koryto Suchego Potoku wycięte w morenie przykrywającej skały węglanowe. Kolejny stopień, to nieco nachylony obszar wznoszący się ponad poziom koryta zbudowany z czerwonych łupków i piaskowców kwarcytowych. Powyżej niego rozciąga się obszar skał krystalicznych, na którym znajdują się Stawy Gąsienicowe (Guzik, 1959; Głazek i Wójcik, 1963).

Dno Doliny Stawów Gąsienicowych pokrywa materiał morenowy oraz fluwioglacjalny, tylko w kilku miejscach można zaobserwować wychodnie wapieni triasu środkowego (Głazek i Wójcik, 1963). W strefie wysokości 1500–1620 m n.p.m., znajdującej się w obrębie jednostek wierzchowych, występują liczne leje reprodukowane i ponory. Formy te rozwinęły się na stosunkowo płaskim obszarze porośniętym kosodrzewiną. Dolina Suchej Wody to przykład bardzo dobrze zachowanej rzeźby glacialnej (Głazek, 1964). Lodowiec Suchej Wody w okresie würmu osiągnął prawdopodobnie największe rozmiary i był jedynym w Tatrach lodowcem, który wyciął tzw. żłób całkowity (Klimaszewski, 1988), czyli taki gdzie dolina wraz grzbiecami międziodolinnymi uległa przekształceniu przez masy lodowcowe (Klimaszewski, 1978).

Tabela 1. Wymiary i ekspozycja zrekonstruowanego lodowca Suchej Wody (wg M. Gryglewskiego, 1998)

The dimensions and exposure of the reconstructed Sucha Woda glacier (after M. Gryglewski, 1998)

<i>ELA</i> (m n.p.m.)	$H_{\max}$ (m n.p.m.)	$H_{\min}$ (m n.p.m.)	<i>L</i> (m)	$\alpha$ (°)	<i>h</i> (m)	$h_{\text{sr}}$ (m)	Eksp.
1600	2050	1150	8500	7	150	95	NNE

*ELA* – wysokość linii równowagi bilansowej,  $H_{\max}$  – maksymalna wysokość powierzchni,  $H_{\min}$  – minimalna wysokość powierzchni, *L* – długość,  $\alpha$  – nachylenie powierzchni, *h* – grubość na linii *ELA*,  $h_{\text{sr}}$  – średnia grubość, Eksp. – ekspozycja.

*ELA* – equilibrium line altitude,  $H_{\max}$  – maximum height of the surface,  $H_{\min}$  – minimum height of the surface, *L* – length,  $\alpha$  – inclination of the surface, *h* – thickness on the *ELA* line,  $h_{\text{sr}}$  – average thickness, Eksp. – exposition.

Zrekonstruowany przez M. Gryglewskiego (1998) lodowiec Suchej Wody (ryc. 2) w fazie maksymalnego zasięgu osiągnął przeszło 8 km długości i 15,26 km<sup>2</sup> powierzchni. Linia równowagi bilansowej prawdopodobnie przebiegała na wysokości 1600 m n.p.m. W związku z małym nachyleniem powierzchni, które wynosiło zaledwie 7°, lodowiec ten cechował się dużą grubością, która na linii równowagi bilansowej wynosiła około 150 m, średnio zaś 95 m (tab. 1).

## Metody badań

Podstawą obliczeń ilości wód wytapiających się z lodowca Suchej Wody w okresie jego maksymalnego zasięgu było założenie, że był on wówczas w stanie równowagi bilansowej. W tej sytuacji ilość topniejącego w ciągu roku śniegu i lodu odpowiada objętości lodu przepływającej przez linię równowagi bilansowej (Jania, 1988). Do obliczeń wielkości tego przepływu bilansowego wykorzystano równanie:

$$u_s = u_d + u_b \quad [1]$$

gdzie:  $u_s$  – prędkość ruchu lodowca,  $u_b$  – prędkość poślizgu po podłożu,  $u_d$  – prędkość deformacyjna.

Przy obliczeniach ruchu deformacyjnego ( $u_d$ ) autor skorzystał z wzoru, opisującego ten ruch na linii centralnej (wg J. Nye za B. Gądkiem, 1998):

$$u_d = u_s - u_b = 2A (\rho g \langle hFs \sin \alpha \rangle)^n h/h+1 \quad [2]$$

gdzie:  $u_s$  – prędkość ruchu lodowca,  $u_b$  – prędkość poślizgu po podłożu,  $\rho$  – gęstość lodu,  $g$  – przyspieszenie ziemskie,  $h$  – grubość lodowca,  $F$  – współczynnik kształtu doliny,  $\alpha$  – kąt nachylenia powierzchni lodowca.

Deformacje wewnętrzne lodu w dużej mierze zależą od nachylenia powierzchni lodowca. Przy obliczeniach prędkości deformacyjnej autor skorzystał z równania, w którym zakłada się wpływ nachylenia lodowca na tenże ruch. Przyjmuje się zatem, że wartości  $\langle hFs \sin \alpha \rangle$  zawarte w równaniu nr 2 powinny być uśrednione dla strefy równowagi bilansowej 8–16 razy większej niż grubość lodowca (Bindschadler i inni, 1976).

Przy obliczeniach prędkości poślizgu po podłożu, autor skorzystał z zależności występujących pomiędzy współczynnikiem prędkości ruchu lodowca ( $v_r$ ) a prędkością ruchu lodowca ( $u_s$ ) (Gądek, 1998):

$$\begin{aligned} v_r &= u_b / u_s, \quad \text{gdzie } u_s = u_b + u_d & [3] \\ v_r &\approx 0,5 \text{ dla } h \geq 100 \text{ m} \quad \text{i} \quad -5^\circ\text{C} \leq T \leq 0^\circ\text{C} \\ u_b &= 2u_d \end{aligned}$$

gdzie:  $v_r$  – współczynnik prędkości ruchu lodowca,  $u_s$  – prędkość ruchu lodowca,  $u_b$  – prędkość poślizgu po podłożu,  $u_d$  – prędkość deformacyjna,  $T$  – temperatura lodu.

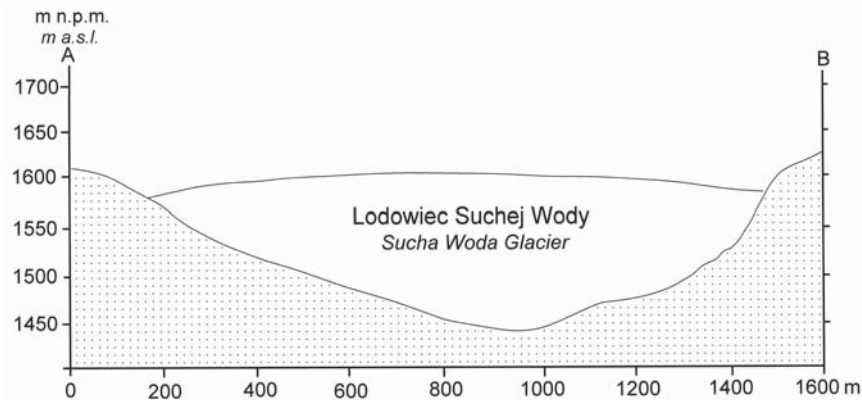
Wielkość współczynnika prędkości ruchu lodowca ( $v_r$ ) związana jest ściśle ze zmianą grubości ( $h$ ) i temperatury lodowca ( $T$ ). Wielkość współczynnika  $v_r = 0,5$  oznacza, że grubość lodowca na linii centralnej równa się bądź przekracza 100 m, a temperatura lodu wynosi od  $-5^\circ\text{C}$  do  $0^\circ\text{C}$ .

Ważnym elementem obiegu masy lodowca jest wskaźnik wielkości przepływu bilansowego ( $Q_{EL}$ ). Przepływ lodu na linii równowagi bilansowej jest iloczy-

nem prędkości ruchu lodowca ( $u_s$ ) oraz powierzchni przekroju poprzecznego ( $S_{EL}$ ) (Gądek, 1998):

$$Q_{EL} = u_s \cdot S_{EL} \quad [4]$$

Autor obliczył wielkość przepływu bilansowego ( $Q_{EL}$ ) na podstawie przekroju poprzecznego (ryc. 3) wykonanego dla linii równowagi bilansowej przez M. Gryglewskiego (1998).



Ryc. 3. Przekrój poprzeczny przez lodowiec Suchoj Wody na wysokości 1600 m n.p.m. (wg M. Gryglewskiego, 1998)

A cross section of the Sucha Woda Glacier at an altitude of 1600 m a.s.l. (after M. Gryglewski, 1998)

Podstawą rekonstrukcji objętości wód wytapiających się z lodowca Suchoj Wody jest znajomość:

- wielkości przepływu bilansowego na linii centralnej ( $Q_{EL}$ ),
- powierzchni obszaru zlodowaconego ( $P$ ) oraz jego grubości ( $h$ ),
- średniego opadu ( $C_{sw}$ ) dla tego obszaru w okresie zlodowacenia.

Całkowita objętość lodowca Suchoj Wody ( $V_{LSW}$ ) jest iloczynem powierzchni obszaru zlodowaconego ( $P$ ) i uśrednionej grubości lodowca ( $h_{sr}$ ). Szacowana objętość wód roztopowych jest więc sumą przepływu bilansowego ( $Q_{EL}$ ) i opadów z obszaru zlodowaconego ( $C_{sw}$ ). Autor założył, że wielkość opadów dla lodowców tatrzańskich o ekspozycji zbliżonej do północnej wynosiła od 500 do 1000 mm. Wskazują na to rekonstrukcje paleoklimatyczne wykonane przez B. Gądka (1998).

Do obliczeń dynamiki lodowca wykorzystano wymagane stałe parametry: współczynnik pęcznienia lodu  $n = 3$ , współczynnik kształtu doliny  $F = 0,8$ , gęstość lodu  $\rho = 900 \text{ kg m}^{-3}$ , przyspieszenie ziemskie  $g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$ . Wartość parametru  $A [\text{s}^{-1} \text{kPa}^{-3}]$  przy  $n = 3$ , dla  $T = 0^\circ\text{C}$  wynosi  $6,8 \cdot 10^{-15}$ , dla  $T = -5^\circ\text{C}$  wynosi  $1,6 \cdot 10^{-15}$ .

## Wyniki i interpretacja

W świetle uzyskanych danych prędkość lodowca Suchej Wody mogła wynosić od  $14,7 \text{ ma}^{-1}$  (temperatura lodu  $-5^{\circ}\text{C}$ ) do  $62,5 \text{ ma}^{-1}$  (temperatura lodu  $0^{\circ}\text{C}$ ). Autor przyjął, że średnia temperatura lodu w strefie równowagi bilansowej mogła wynosić od 0 do  $-5^{\circ}\text{C}$ . W związku z tym średnia prędkość deformacyjna ( $u_d$ ) mogła zawierać się w przedziale od  $4,9 \text{ ma}^{-1}$  do  $20,9 \text{ ma}^{-1}$  (temperatura lodu odpowiednio  $-5^{\circ}\text{C}$  i  $0^{\circ}\text{C}$ ), natomiast poślizg po podłożu ( $u_b$ ) od  $9,8 \text{ ma}^{-1}$  (temperatura lodu  $-5^{\circ}\text{C}$ ) do  $41,7 \text{ ma}^{-1}$  ( $0^{\circ}\text{C}$ ) (tab. 2). Należy zauważyć, że w każ-

Tabela 2. Prędkość ruchu zrekonstruowanego lodowca Suchej Wody na linii równowagi bilansowej

The speed of movement of the reconstructed Sucha Woda glacier on the equilibrium line

ELA (m n.p.m.)	T ( $^{\circ}\text{C}$ )	$u_s$ ( $\text{ma}^{-1}$ )	$u_b$ ( $\text{ma}^{-1}$ )	$u_d$ ( $\text{ma}^{-1}$ )	$u_d$ ( $\text{ma}^{-1}$ )	$v_r$
1600	0,0	62,5	41,7	34,1	20,9	$\approx 0,5$
	-5,0	14,7	9,8	8,0	4,9	$\approx 0,5$

ELA – wysokość linii równowagi, T – temperatura lodu,  $u_s$  – prędkość ruchu lodowca na powierzchni,  $u_b$  – prędkość poślizgu po podłożu,  $u_d$  – prędkość deformacyjna na linii centralnej,  $u_d$  – średnia prędkość deformacyjna dla całego profilu,  $v_r$  – współczynnik prędkości ruchu lodowca.

ELA – equilibrium line altitude, T – temperature of ice,  $u_s$  – speed of movement at glacier surface,  $u_b$  – speed of slip over the substratum,  $u_d$  – deformation speed along the central line,  $u_d$  – deformation average speed for the whole profile,  $v_r$  – coefficient of speed of glacier movement.

dym z przypadków w ruchu lodowca przeważa ślizg denny nad ruchem deformacyjnym. Linia równowagi bilansowej lodowca Suchej Wody znajdowała się prawdopodobnie na wysokości 1600 m n.p.m. Zatem zakładany na tej wysokości zerowy bilans masy w okresie maksymalnego zasięgu lodowca wymagał wartości przepływu bilansowego ( $Q_{EL}$ ) od 2 mln  $\text{m}^3\text{a}^{-1}$  ( $u_s=14,7 \text{ ma}^{-1}$ ) do 8,5 mln  $\text{m}^3\text{a}^{-1}$  ( $u_s=62,5 \text{ ma}^{-1}$ ) (tab. 3).

Maksymalny zasięg lodowca Suchej Wody przypadął na okres 21-19 ka BP (Baumgart-Kotarba i Kotarba, 2001), osiągając wtedy powierzchnię około  $15,2 \text{ km}^2$  i średnią grubość 95 m. Całkowita objętość masy śnieżno-lodowej ( $V_{LSW}$ ) wynosiła około 1,45 mld  $\text{m}^3$ , czyli 1,3 mld  $\text{m}^3\text{e.w.}$  Od swego maksimum po całkowity zanik lodowca, średnia roczna ablacja wynosiła więc około  $123\,087 \text{ m}^3\text{e.w.a}^{-1}$  (tab. 4).

Tabela 3. Wymiary i przepływ bilansowy zrekonstruowanego lodowca Suchej Wody  
Dimensions and balance movements for the reconstructed Sucha Woda glacier

$P$ (tys. m <sup>2</sup> )	$Pa$ (tys. m <sup>2</sup> )	$Pak$ (tys. m <sup>2</sup> )	$\Delta Ha$ (m)	$S_{EL}$ (tys. m <sup>2</sup> )	$Q_{EL}$ (tys. m <sup>3</sup> a <sup>-1</sup> )
15 260	8 500	6 760	450	136	2 000* 8 524**

$P$  – powierzchnia lodowca,  $Pa$  – powierzchnia obszaru ablacji,  $Pak$  – powierzchnia obszaru akumulacji,  $\Delta Ha$  – rozciągłość pionowa obszaru ablacji,  $S_{EL}$  – powierzchnia przekroju na wysokości linii równowagi,  $Q_{EL}$  – wskaźnik wielkości przepływu bilansowego: \*  $u_s=14,7$  (ma<sup>-1</sup>), \*\*  $u_s=62,5$  (ma<sup>-1</sup>).

$P$  – glacier surface,  $Pa$  – ablation surface area,  $Pak$  – area of accumulation surface,  $\Delta Ha$  – vertical stretch ablation area,  $S_{EL}$  – cross-sectional area at the height of the equilibrium line,  $Q_{EL}$  – indicator of the size of the equilibrium flow: \*  $u_s=14.7$  (ma<sup>-1</sup>), \*\*  $u_s=62.5$  (ma<sup>-1</sup>).

Tabela 4. Objętość zrekonstruowanego lodowca Suchej Wody  
Volume of the reconstructed Sucha Woda glacier

$V_{LSW}$ (tys. m <sup>3</sup> )	$V_{WL}$ (m <sup>3</sup> e.w.a <sup>-1</sup> )	$Q_{EL}$ (m <sup>3</sup> e.w.a <sup>-1</sup> )	$Q_{EL}$ (m <sup>3</sup> e.w.d <sup>-1</sup> )
1 449 700	123 087	1 800 900* 7 670 000**	20 010,0* 85 236,4**

$V_{LSW}$  – objętość lodowca,  $V_{WL}$  – objętość wód lodowcowych,  
 $Q_{EL}$  – wielkość rocznego i dobowego przepływu bilansowego;  
\*  $u_s=14,7$  (ma<sup>-1</sup>), \*\*  $u_s=62,5$  (ma<sup>-1</sup>).

$V_{LSW}$  – volume of glacier,  $V_{WL}$  – volume of meltwater,  
 $Q_{EL}$  – size of annual and daily equilibrium flow;  
\*  $u_s=14.7$  (ma<sup>-1</sup>), \*\*  $u_s=62.5$  (ma<sup>-1</sup>).

Uwzględniając wielkość opadu, przepływ bilansowy oraz prędkość lodowca Suchej Wody, dokonano obliczeń objętości wytapiających się wód w dwóch wariantach. Pełne wyniki zestawiono w tabeli 5. W pierwszym wariantcie obliczeń założono, że średni opad w tej części Tatr wynosił 500 mm – czyli całkowity odpływ wód w okresie letniej ablacji (czerwiec–sierpień) mógł wynosić od 9,4 (dla  $Q_{EL1}$ ) do 15,3 mln m<sup>3</sup> ( $Q_{EL2}$ ). Odpływ dzienny zatem mógł się kształtować na poziomie od 104 800 ( $Q_{EL1}$ ) do 170 000 m<sup>3</sup>d<sup>-1</sup> ( $Q_{EL2}$ ) (tab. 5). W drugim wariantcie założono wartość opadu 1000 mm – czyli całkowity odpływ wód w okresie letniej ablacji (czerwiec–sierpień) mógł wynosić od 17 mln m<sup>3</sup> ( $Q_{EL1}$ ), do 22,9 mln m<sup>3</sup> ( $Q_{EL2}$ ), a odpływ dzienny od około 190 000 do 250 000 m<sup>3</sup>d<sup>-1</sup> (odpowiednio  $Q_{EL1}$  i  $Q_{EL2}$ ) (tab. 5).



Tabela 5. Opad i odpływ współczesny oraz w okresie zlodowacenia  
 Fallout and outflow today and during the glaciation period

Opad współczesny <i>Fallout today</i>	Roczny i dobowy odpływ współczesny <i>Yearly and daily outflow today</i>		Wariant 1			Wariant 2		
			Opad w okresie zlodowacenia <i>Fallout in glaciation period</i>	Roczny i dobowy odpływ wód roztopowych <i>Yearly and daily outflow in glaciation period</i>		Opad w okresie zlodowacenia <i>Fallout in glaciation period</i>	Roczny i dobowy odpływ wód roztopowych <i>Yearly and daily outflow in glaciation period</i>	
O (mm)	$C_{sw1}$ ( $m^3a^{-1}$ )	$C_{sw2}$ ( $m^3d^{-1}$ )	O (mm)	$C_{sw1}$ ( $m^3a^{-1}$ )	$C_{sw2}$ ( $m^3d^{-1}$ )	O (mm)	$C_{sw1}$ ( $m^3a^{-1}$ )	$C_{sw2}$ ( $m^3d^{-1}$ )
1600 <sup>a</sup>	24 416 000	66 900	500 <sup>b</sup>	9 430 900* 15 301 000**	104 800* 170 000**	1000 <sup>b</sup>	17 060 900* 22 931 000**	189 565* 254 700**

<sup>a</sup> Według G. Barczyka (2008); <sup>b</sup> według B. Gądka (1998); \* $u_s = 14,7$  ( $ma^{-1}$ ); \*\* $u_s = 62,5$  ( $ma^{-1}$ ).

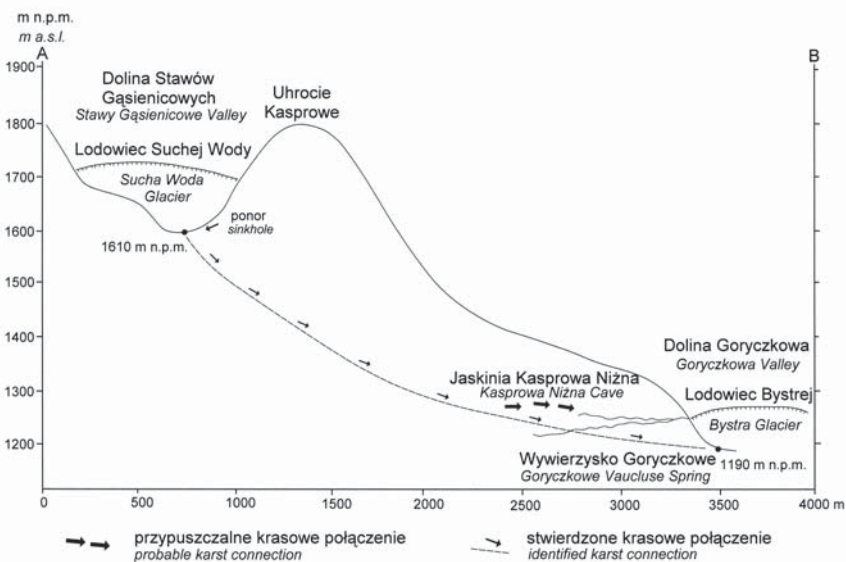
<sup>a</sup> After G. Barczyk (2008); <sup>b</sup> after B. Gądek (1998); \* $u_s = 14.7$  ( $ma^{-1}$ ), \*\* $u_s = 62.5$  ( $ma^{-1}$ ).

## Dyskusja wyników

Obecny współczynnik odpływu ze zlewni Suchej Wody na poziomie około 0,37 oznacza, że zaledwie 37% wód opadowych opuszcza zlewnię Suchej Wody u wylotu Tatr. Reszta zasila systemy Wywierzyska Olczyskiego i Goryczkowego, czego odzwierciedleniem jest współczynnik odpływu w sąsiedniej zlewni Bystrej wynoszący 1,04 i zlewni Olczyskiej 1,77 (Małecka, 1993). Według obliczeń G. Barczyka (2008) system Wywierzyska Goryczkowego tworzy największy zbiornik wód lokalnych w Tatrach. Obliczone wartości wg formuły Mangina oznaczają, że mieści on około 2,1 mln  $m^3$  wody. Autor wiąże tę sytuację z wielkością obszaru alimentacyjnego. Liczby te pokazują, że lokalny zbiornik wód systemu Wywierzyska Goryczkowego ma duże zdolności retencyjne. Współczesny odpływ wód wynosi około 24,4 mln  $m^3a^{-1}$  przy średnich rocznych opadach dla Doliny Suchej Wody 1600 mm (Barczyk, 2008). Dzienny jednostkowy odpływ ze zlewni Suchej Wody wynosi około 66,9 tys.  $m^3d^{-1}$  (tab. 5). Ochłodzenie klimatu w Tatrach, przypadające na okres 20-14 ka BP (Gądek, 1998) i związany z nim spadek temperatury, a także zmniejszenie ablacji nie sprzyjało migracji wód wewnątrz i pod lodowcem. Okres ten charakteryzowały niskie opady, które w tej części Tatr prawdopodobnie nie przekraczały 500 mm (Gądek, 1998). Dlatego bardziej prawdopodobne dla ówczesnie panujących warunków klimatycznych są wyniki uzyskane w pierwszym wariantcie obliczeń (tab. 5) wskazujące, że

odpływ wód roztopowych zawierał się w przedziale od 105 do 170 tys.  $\text{m}^3\text{d}^{-1}$ , przewyższając ilość wód odpływających współcześnie zaledwie dwukrotnie.

Wpływ wód wytapiających się z lodowca Suchej Wody na system krasowy Wywierzyska Goryczkowego mógł rozciągnąć się w czasie. Przymuszczenie w fazie maksymalnego zasięgu lodowca würmskiego, funkcjonowanie systemu wywierzyskowego mogło być głównie zależne od schodowego profilu podłużnego górnej części Doliny Suchej Wody i możliwością tworzenia się w strefach tensji głębokich szczelin lodowych. Według J. Jani (1997), wody lodowcowe mogą przemieszczać się kanałami wewnątrzlodowcowymi z powierzchni do podłoża lodowca. Zakładając, że lodowiec Suchej Wody był typu politermalnego, przepływ wód mógł odbywać się zarówno przez przesiąkanie, jak i przez spływ systemem szczelin lodowcowych. W strefie akumulacji przesiąkanie jest możliwe do głębokości, na której następuje metamorfoza firnu w lód lodowcowy. Oszacowana objętość wód roztopowych przypadająca na okres maksymalnego zlodowacenia Doliny Suchej Wody była niewielka (ponad 105 tys.  $\text{m}^3\text{d}^{-1}$ ). Subglacialny system drenażu mógł być zasilany wodami dopływającymi systemem szczelin lodowcowych; wskazują na to niskie wartości współczynnika prędkości ruchu lodowca ( $v_r$ ), wyznaczone przez B. Gądka (1998) dla lodowców tatrzańskich, jednak znaczna ich część musiała odpływać poza zlodowaconą zlewnię po powierzchni lodowca.



Ryc. 4. Schemat połączenia krasowego pomiędzy Doliną Gąsienicową i Doliną Goryczkową w okresie würmskiego zlodowacenia Tatr

Schematic representation of the karst connection between the Gąsienicowa and Goryczkova Valleys in the Tatra Mts. during the Würm Glaciation

Przypadek systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego (ryc. 4) można odnieść do proglacialnego systemu jaskiniowego Czerwonych Wierchów. J. Głazek (1995) wykazuje, że podczas recesji lodowców Małej Łąki i Miętusiej uległy pogłębieniu studnie krasowe znajdujących się tam jaskiń. Autor ten wspomina, że młodsze studnie tego systemu mogły utworzyć się podczas recesji lodowca na szczelinach rozwieranych wskutek odciążania wapiennego masywu (Głazek i inni, 1979; Głazek, 1995). Podobnie w przypadku Doliny Suchej Wody – recesja lodowca, która odbyła się w kilku fazach (Baumgart-Kotarba i Kotarba, 2001), mogła mieć duże znaczenie w ukształtowaniu systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego. Niezwykle istotna dla rozwoju systemu mogła być czwarta faza recesji lodowca (SW4), która prawdopodobnie przypadła na okres 13–12 ka BP. Lodowiec wycofał się wówczas do wysokości 1600 m n.p.m., osiągając poziom Litworowego Stawu i odsłaniając największą strefę ponorową Hali Gąsienicowej. Według przypuszczeń autora, właśnie w tym okresie mogły być najlepsze warunki do aktywizacji systemu Wywierzyska Goryczkowego. Do rozwoju systemu krasowego Wywierzyska Goryczkowego mogła też przyczynić się wieloletnia zmarzlina, tworząca się w okresie ustępowania zlodowacenia (Pulina, 1999; Dobiński, 2004), choć jej istnienie nie jest pewne.

### Podsumowanie

Wpływ wód roztopowych lodowca Suchej Wody na rozwój systemu wywierzyskowego zmieniał się wraz z warunkami klimatycznymi. W okresie maksymalnego zasięgu lodowca Suchej Wody, chłodne warunki klimatyczne nie sprzyjały przepływowi wód w jego obrębie. Odprowadzanie wód roztopowych mogło odbywać się przede wszystkim w okresach ablacji studniami i szczelinami lodowcowymi. Wody te w tym okresie nie miały jednak dużego znaczenia w kształtowaniu systemu krasowego. Najdogodniejsze warunki do przepływu wód roztopowych, a także do drenażu krasowego, mogły istnieć w okresie recesji lodowca – zwłaszcza wtedy, gdy odsłaniał on strefę ponorową Hali Gąsienicowej, prawdopodobnie w początkowej fazie agradacji wieloletniej zmarzliny.

### Piśmiennictwo

- Barczyk G., 2004, *Barwienie ponoru na Hali Gąsienicowej*, [w:] M. Gradziński, M. Szelere-wicz (red.), *Materiały 38 Sympozjum Speleologicznego*, Polskie Towarzystwo Przyrodniców im. Kopernika, Zakopane, s. 35–36.
- , 2008, *Tatrzańskie wywierzyska. Krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Barczyk G., Humnicki W., 1999, *Wpływ zawodnienia masywu na migrację wód w krasowym systemie Wywierzyska Goryczkowego w Tatrach*, *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 9, Warszawa, s. 21–28.

- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001, *Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35, s. 7–38.
- Bindschadler R., Harrison W., Raymond C., 1976, *Termal regime of surge type glacier*, *Journal of Glaciology*, 16, s. 251–259.
- Dąbrowski T., Głazek J., 1968, *Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich*, *Speleologia*, 3, 2, s. 85–89.
- Derkacz M., 2005, *Pierwsze etapy regresji lodowca Suchej Wody w Tatrach podczas ostatniego zlodowacenia*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *VII Zjazd Geomorfologów Polskich, „Współczesna ewolucja rzeźby Polski”*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, s. 97–100.
- Dobiński W., 2004, *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*, *Przegląd Geograficzny*, 76, 3, s. 327–343.
- Gądek B., 1998, *Wűrmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Gądek B., Litwin L., 1999, *Glaciokarst of subalpine and alpine zone of the Mała Łąka valley, Tatra Mts., Poland*, *Acta Carsologica*, 28, 1, s. 71–86.
- Głazek J., 1960, *O hydrografii krasowej wschodniej części Tatr Polskich*, *Speleologia*, 2, 2–4, s. 115–119.
- , 1964, *Kras podmorenowy Doliny Pańszczycy w Tatrach*, *Kwartalnik Geologiczny*, 7, 1, s. 161–171.
- , 1995, *Hydrografia krasowa Tatr Polskich*, [w:] J. Grodzicki (red.), *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego*, 4, Polskie TPNoZ, Warszawa, s. 11–30.
- Głazek J., Grodzicki J., 1996, *Kras i jaskinie*, [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Tatrzański Park Narodowy, Kraków–Zakopane, s. 139–166.
- Głazek J., Grodzicki J., Rudnicki J., Wójcik Z., 1979, *Kras Tatrzański*, *Przegląd Geologiczny*, 56, 7, s. 377–381.
- Głazek J., Wójcik Z., 1963, *Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich*, *Acta Geologica Polonica*, 13, 3, s. 91–124.
- Grodzicki J., 1991, *Geneza i ewolucja jaskiń Tatr Zachodnich*, [w:] J. Grodzicki (red.), *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego*, 1, Polskie TPNoZ, Warszawa, s. 11–41.
- Gryglewski M., 1998, *Rekonstrukcja geometrii wűrmskiego lodowca Suchej Wody w Tatrach*, Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, maszynopis.
- Guzik K., 1959, *Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:10 000*, *arkusz Kościelec*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Hercman H., 1991, *Rekonstrukcja elementów środowiska geologicznego na podstawie datowania izotopowego nacieków jaskiniowych*, *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Matematyka-Fizyka*, 66, *Geochronometria*, 8.
- Jania J., 1988, *Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie*, Uniwersytet Śląski, Katowice.
- , 1997, *Glacjologia*, PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- , 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Małecka D., 1993, *Hydrogeologia krasu tatrzańskiego*, [w:] J. Grodzicki (red.), *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego*, 3, Polskie TPNoZ, Warszawa, s. 11–35.
- Pachla J., Zaczekiewicz W., 1985, *Drogi krążenia wód krasowych na przykładzie zlewni potoku Sucha Woda*, *Gacek*, 2, Sekcja Tatarnictwa Jaskiniowego Klubu Wysokogórskiego, Kraków, s. 39–44.
- Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, *Prace Geograficzne*, IG PAN, 105, Wrocław.

–, 1999, *Kras. Formy i procesy*, Uniwersytet Śląski, Katowice.

Wójcik Z., 1968, *Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych*, Prace Muzeum Ziemi, 13, Warszawa, s. 73–76.

[Wpłynęło: kwiecień; poprawiono: lipiec 2009 r.]

TOMASZ BYTOMSKI

THE ROLE OF THE LAST GLACIATION IN SHAPING  
THE WYWIERZYSKO GORYCZKOWE KARST SYSTEM IN THE TATRA MTS.

The Wywierzysko Goryczkowe karst system has been the subject of numerous studies, and it was this extensive literature dating back to the 1960s, the 1980s and the end of the 20th and beginning of the 21st century that gave rise to a question regarding the role played in the development of the Wywierzysko Goryczkowe karst system by the last (Würm) Glaciation. The answer to this and other questions was sought via a reconstruction of glacial dynamic that, built on a previously agreed reconstruction of the geometry of the Sucha Woda glacier. The key here was an estimation of the amount of meltwater following the maximum extent of the glacier noted some 21–19 ka BP. The maximum coincided with the most marked Würm Glaciation cooling, this period usually being associated with deteriorating weather conditions, i.e. a decline in air temperature, lower rainfall (not exceeding  $500 \text{ mm a}^{-1}$  at the time) and consequently more limited ablation). During the period of maximum coverage to the likely speed of movement was of c.  $14 \text{ ma}^{-1}$ . The movement at an altitude of 1600 m a.s.l. was thus of a little over 2 million  $\text{m}^3\text{a}^{-1}$  of snow and ice. Taking into account the volume of snow and ice, rainfall, and the speed of the glacier, the volume of meltwater is deemed to have exceeded  $105 \text{ k m}^3\text{d}^{-1}$ . As the total volume of the glacier is an estimated 1.4 billion  $\text{m}^3$ , this volume of meltwater seems relatively small. To better illustrate the issue, the author compared contemporary outflow with that during the glaciation. The outflow of water from the Sucha Woda Valley is currently  $66.9 \text{ k m}^3\text{d}^{-1}$ , though it needs to be noted that only 37% of rainwater leaves the basin at the outlet of the Tatra Mountains, the vast majority feeding the Wywierzysko Goryczkowe and Olczyńskie karst system. The volume of the Wywierzysko Goryczkowe karst system is 2.1 million  $\text{m}^3$  according to the Mangin method, making this the largest local aquifer in the Tatra Mountains. During the period of maximum glaciation prevailing climatic conditions did not facilitate the free flow of water in the glacier, which represented a natural barrier to the flow of meltwater, while a major role in the circulation of water was played by the varied relief of the Stawy Gąsienicowe Valley. In tension areas especially, deep crevices allow water to penetrate into the interior, and then to supply the ground. However, most meltwater would have flowed on the surface of the glacier. It would therefore appear that the reconstructed volume of meltwater might have had a limited role in shaping the environment in the Wywierzysko Goryczkowe karst system during the time of the valley-glaciation maximum. The author assumes that the subsequent period of glacier recession, and above all the unveiling of the sinkholes area at Hala Gąsienicowa, allowed for more free penetration of water into the karst system, probably during the early stage of permafrost formation.

