

## O ZASILANIU WODĄ GRUNTOWĄ RZEKI POLARNEJ EBBA W REJONIE ZATOKI PETUNIA NA ŚRODKOWYM SPITSBERGENIE

### THE ROLE OF GROUNDWATER FLOW ON THE EBBA POLAR RIVER RUNOFF (PETUNIABUKTA, CENTRAL SPITSBERGEN)

MAREK MARCINIAK<sup>1</sup>, KRZYSZTOF DRAGON<sup>2</sup>, ŁUKASZ CHUDZIAK<sup>1</sup>

**Abstrakt.** W artykule przedstawiono metodykę pomiarów hydrogeologicznych, prowadzonych w lokalnej sieci monitoringu wód podziemnych, zlokalizowanej w strefie polarnej w rejonie zatoki Petunia na środkowym Spitsbergenie. Na podstawie systematycznie prowadzonych pomiarów wyznaczono parametry hydrogeologiczne charakteryzujące płytki poziom wód gruntowych. Wody podziemne występują tu sezonowo w okresie letnim, kiedy rozmarza tzw. strefa aktywna, co umożliwia uruchomienie przepływu podziemnego. Wykorzystując równanie Darcy'ego, określono ilość wód podziemnych, która zasila zlodowaconą rzekę Ebba. Obliczenia te pozwoliły bardziej precyzyjnie określić również pozostałe komponenty zasilania Ebby (spływ powierzchniowy, zasilanie z lodowca).

**Słowa kluczowe:** strefa aktywna, przepływ wód podziemnych, Arktyka, Spitsbergen.

**Abstract.** This article presents the methodology of constructing a net of piezometers which form a local polar monitoring network. In these piezometers, systematic measurements of hydrogeological parameters that characterize shallow aquifer (thickness of the active layer, hydraulic conductivity, groundwater level and temperature fluctuations) were performed during the melting season of 2007. It was observed that groundwater occurs there seasonally in the summer melting season when the active layer melts and enables groundwater flow. The amount of water that recharges the Ebba River was calculated in accordance with Darcy's law using field data. This calculation enabled more precise estimations of other components of the Ebba River recharge (surface and overland water inflow, recharge from glaciers).

**Key words:** active layer, groundwater flow, Arctic regions, Spitsbergen.

## WPROWADZENIE

Badania hydrogeologiczne, prowadzone w ostatnich latach w Arktyce, spotykały się z dużym zainteresowaniem, ze względu na ich powiązanie z problematyką zmian klimatu. Badania hydrologiczne dotyczą głównie rozpoznania bilansu wód w zlewni, mało jest natomiast badań dotyczących wód podziemnych. Niektórzy autorzy uważają, że systemy wodonośne występujące w strefach polarnych należą do najsłabiej rozpoznanych systemów krążenia wód podziemnych na świe-

cie (Haldorsen, Heim, 1999). Badania terenowe w Arktyce są trudne i wymagają wzięcia pod uwagę specyfiki warunków polarnych (Killingveit i in., 2003). Większość stacji meteorologicznych funkcjonuje w tym obszarze tylko podczas lata polarnego, a ponadto stacje te są zlokalizowane wokół wybrzeży morskich. Brakuje natomiast całorocznych stacji meteorologicznych zlokalizowanych w centralnych rejonach Spitsbergen. Z tego względu obliczenia bilansu wodnego w zlewni

<sup>1</sup> Uniwersytet Adama Mickiewicza, Instytut Geografii Fizycznej, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań; e-mail: mmarc@amu.edu.pl

<sup>2</sup> Uniwersytet Adama Mickiewicza, Instytut Geologii, ul. Maków Polnych, 16 61-606 Poznań

polarnej trzeba dokonywać metodami pośrednimi z pewnym przybliżeniem (Hagen, Lafauconnier, 1995; Cooper i in., 2002; Marciniak i in., 2007). Jak zauważają Killingveit i inni (2003) do specyfikacji polarnych systemów wodonośnych należy sezonowe rozmarzanie warstwy przypowierzchniowej, przez co zasilanie podziemne rzeki jest aktywne tylko przez kilka miesięcy podczas lata polarnego.

Badania bilansu wodnego rzeki zlodowaczonej, czyli zasilanej wodami z topniejącego lodowca, realizowano podczas lata polarnego przez trzy sezony: 2007, 2008 oraz 2009. W niniejszym artykule przedstawiono jedynie wyniki badań wykonanych w roku 2007. Szczególny nacisk położono na następujące elementy hydrogeologicznego rozpoznania:

- prace terenowe dotyczące organizacji sieci monitoringu wód podziemnych, wynikające ze specyfikacji warunków

polarnych (wykonanie wierceń hydrogeologicznych, zabudowa piezometrów, pomiary hydrogeologiczne w warunkach polarnych),

- wyznaczenia na podstawie badań polowych parametrów hydrogeologicznych takich jak: miąższość strefy aktywnej, współczynnik filtracji oraz zakres wahań zwierciadła wód podziemnych,

- rozpoznania warunków występowania i przepływu wód podziemnych w płytkiej, sezonowo rozmarzającej strefie aktywnej.

W artykule przeanalizowano także pomiary przepływu w rzece. Szczegółowe badania przepływu wody w rzece Ebba przeprowadzono w roku 2008. Posłużyły one do sporządzenia bilansu wodnego zlewni, ze szczególnym uwzględnieniem zasilania podziemnego (Marciniak, Dragon, 2010).

## OBSZAR BADAŃ

Obszar badań znajduje się w północnej części Billefjorden, w centralnej części Spitsbergenu. Współrzędne geograficzne stacji Scottehytte wynoszą: 78°41'98" N oraz 16°36'69" E (fig. 1). Średnie roczne opady atmosferyczne wynoszą około 200 mm. Okres czasu, w którym temperatura powietrza przekracza 0°C, czyli kiedy występuje spływ powierzchniowy wód oraz kiedy strefa aktywna rozmarza, zwykle rozpoczyna się w połowie maja i trwa do końca września. Zlewnia rzeki Ebba (Ebbaelva) położona jest w centralnej części doliny Ebby (Ebbadalen), która ma długość około 4 km i szerokość około 2 km (fig. 1). Warunki klimatyczne w centralnej części Spitsbergenu są słabo rozpoznane i różnią się znacznie od dobrze rozpoznanych warunków występujących na wybrzeżach wyspy. Różnice dotyczą przede wszystkim intensywności opadów atmosferycznych (Rachlewicz, Szczuciński, 2008), które są obfite na wybrzeżu i skąpe w części centralnej Spitsbergenu.

Rzeka bierze swój początek z lodowców Ebba (Ebbabreen) oraz Bertram (Bertrambreen), których czoła są oddalone

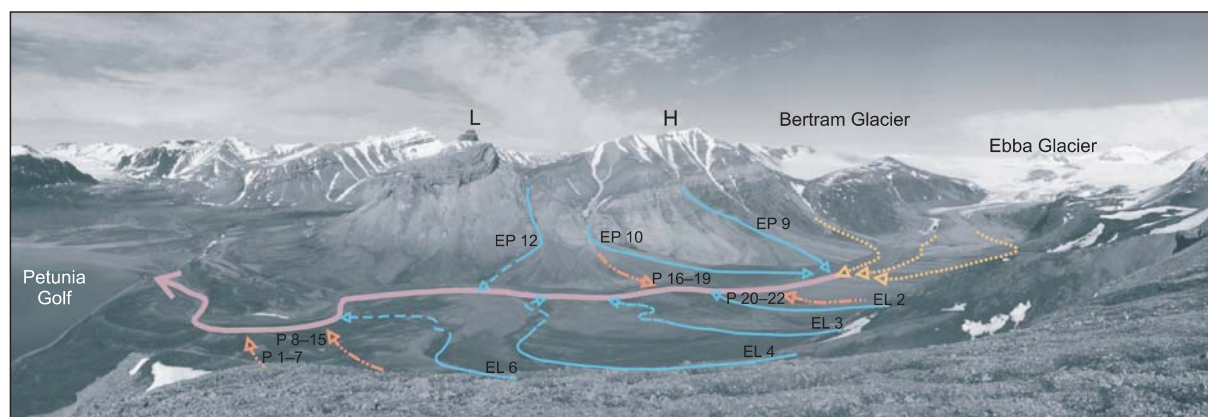
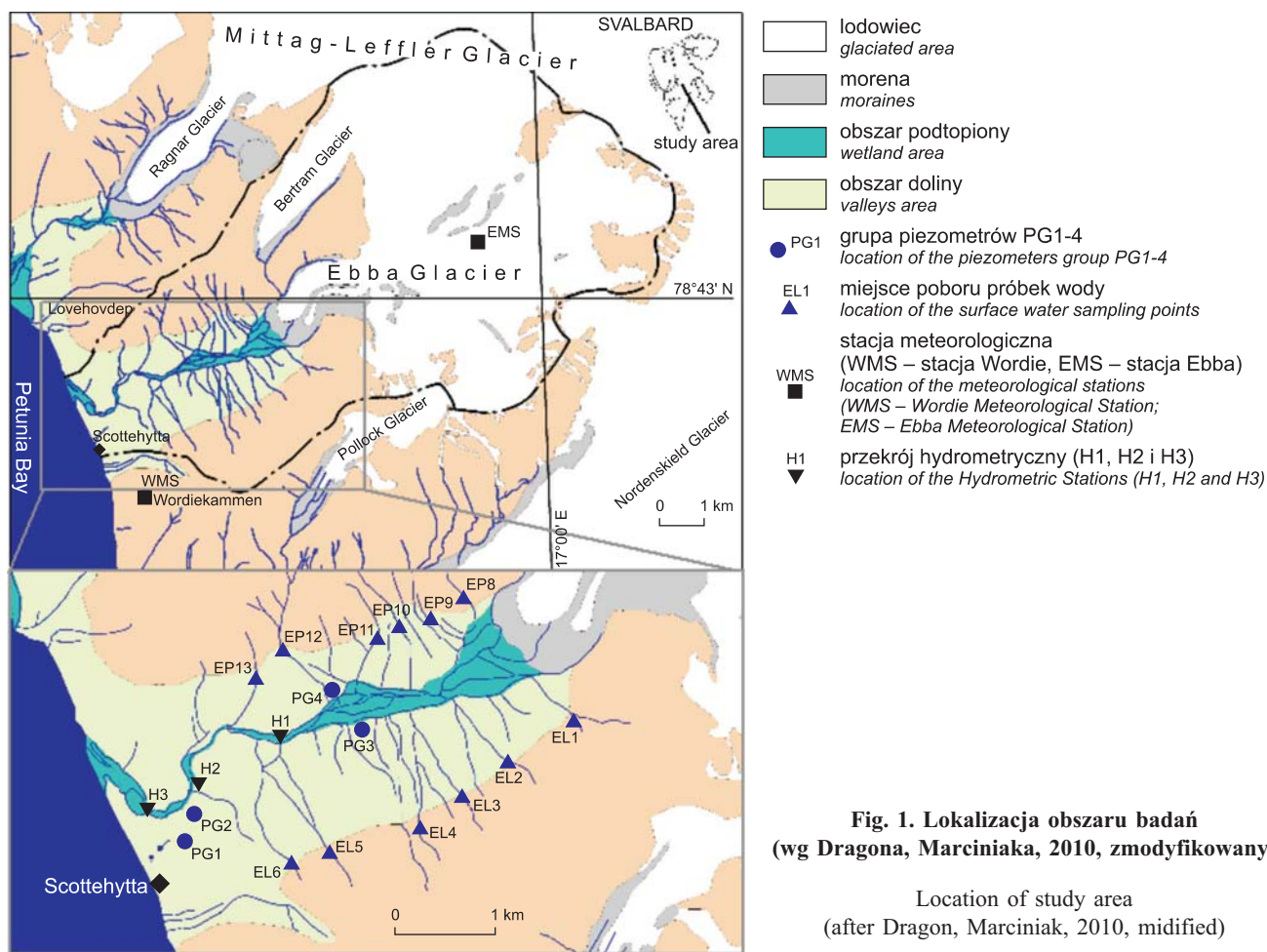
od Zatoki Petunia (Petuniabukta) o około 4 km. Ebba jest lodowcem politermalnym, który przez ostatnich sto lat znajduje się w recesji. Stwierdzono to na podstawie ujemnego bilansu masy oraz cofania się frontu lodowca (Rachlewicz i in., 2007). Dolina Ebby ma położenie równoleżnikowe i jest otoczona przez pasma górskie: na północy Lovehovden i od południa Wordiekammen. Strumienie wód zasilane okresowo przez topniejący śnieg spływają ze wzgórz północnych i południowych do doliny Ebby i zasilają rzekę. Granica zlewni Ebby została wyznaczona na podstawie kryteriów morfologicznych (fig. 1), przy czym granica ta na obszarze lodowca jest niepewna. Zlewnia Ebby ma powierzchnię około 70 km<sup>2</sup>, z czego około 51 km<sup>2</sup> jest pokryte przez lodowce. Dolina Ebby od strony Zatoki Petunia jest porośnięta przez tundrę, która występuje na wysokościach od 10 do 30 m n.p.m. W części doliny Ebby, bliższej lodowców brak jest szaty roślinnej.

## BUDOWA GEOLOGICZNA I WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Macierzyste skały występujące w rejonie Billefjorden porzecznane są licznymi uskokami tektonicznymi, które generalnie są zorientowane południkowo (Dallmann i in., 2004). Tworzy to dużą zmienność skał oraz wychodni w obszarze badań. Masyw górski położony w części wschodniej w pobliżu lodowca Ebba jest zbudowany głównie ze skał metamorficznych: amfibolitów i gnejsów proterozoiku. Centralna część obszaru badań jest zbudowana przeważnie z gipsów, dolomitów i anhydrytów permu. Natomiast w części zachodniej przy Zatoce Petunia dominują piaskowce, wapienie oraz dolomity również wieku permu. Dolina Ebby jest wypełniona przez materiał skalny pochodzący ze stoków otaczających wzgórz. W strefie

wybrzeża występują depozyty osadów morskich. Natomiast koryto i centralna część doliny Ebby wypełnione są materiałem fluwialnym i fluwioglacjalnym (Dallmann i in., 2004). Utwory stokowe wypełniające dolinę Ebby rozmarzają okresowo w sezonie letnim, tworząc płytką strefę aktywną, w której mogą przemieszczać się wody gruntowe (Shur i in., 2005).

Model koncepcyjny krążenia wody w dolinie Ebby (fig. 2) został sformułowany na podstawie polowych badań hydrologicznych i hydrochemicznych (Dragon, Marciniak, 2010). Kiedy temperatura powietrza przekracza 0°C (zazwyczaj dzieje się to na początku maja) rozpoczyna się przepływ wody w Ebba. Równocześnie rozpoczyna się rozmarzanie strefy aktywnej,



przepływ w rzece Ebba ( $Q_{Ebba}$ )  
*Ebba River flow ( $Q_{Ebba}$ )*  
 zasilanie z lodowców ( $Q_{gl}$ )  
*recharge from glaciers ( $Q_{gl}$ )*  
 zasilanie z dopływów Ebby (nie wszystkie strumienie pokazano na rysunku) i ze splywu powierzchniowego ( $Q_{su}$ )  
*recharge from Ebba tributaries (not all streams are visible on the picture) and overland flow ( $Q_{su}$ )*  
 zasilanie przez wody podziemne ( $Q_{gw}$ ) (strzałki zlokalizowano w miejscach instalacji piezometrów);  
*recharge from groundwater ( $Q_{gw}$ ) (the arrows are marked at places of piezometers installations)*  
 L – masyw Lovehovden; H – masyw Hulberget.  
*L – Lovehovden massif, H – Hulberget massif*

Fot. T. Wawrzyniak

**Fig. 2. Model koncepcyjny obiegu wody w dolinie Ebby (wg Dragona, Marciniaka, 2010, zmodyfikowany)**

Conceptual model of water circulation within Ebba River catchment (after Dragon, Marciniak, 2010, modified)

której miąższość wzrasta i pod koniec sezonu letniego osiąga wartości od 0,3 do 1,6 m (Rachlewicz, Szczuciński, 2008).

Rzeka Ebba jest zasilana głównie przez wody z topniejących lodowców oraz przez strumienie i spływ powierzchniowy ze stoków wzgórz otaczających dolinę, a także przez zasilanie podziemne ze strefy aktywnej. Spływ stokowy może

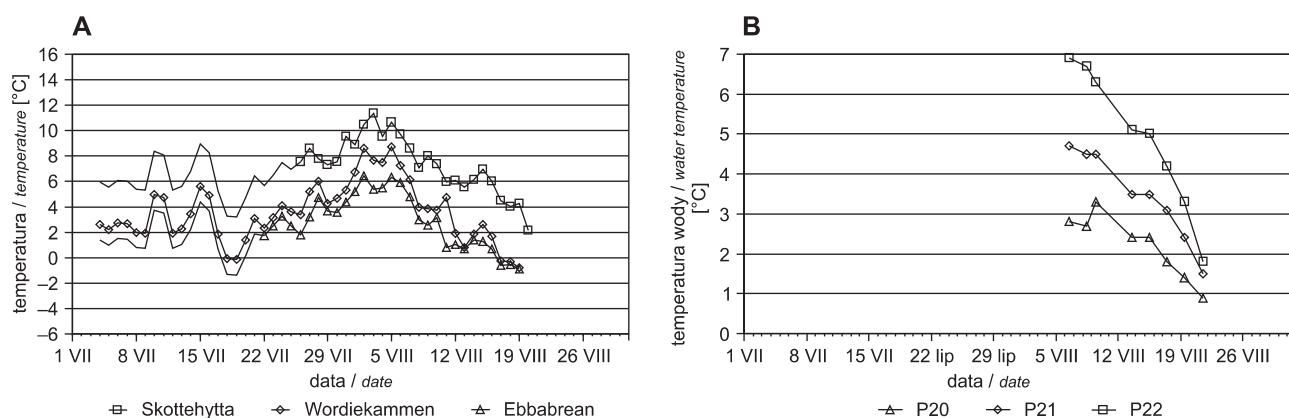
lokalnie zanikać, tworząc odpływ podpowierzchniowy. Pod koniec sezonu letniego, gdy temperatura spada poniżej 0°C (zazwyczaj pod koniec września) strefa aktywna zamara i przepływ podziemny zostaje zatrzymany aż do następnego sezonu letniego (Dragon, Marciniak, 2010).

## METODY BADAŃ

Przepływ wody w rzece Ebbie został zmierzony w trzech przekrojach hydrometrycznych, latem roku 2007. Pierwszy przekrój hydrometryczny (H1) znajdował się w miejscu, gdzie przepływ rzeki zmienia charakter z roztokowego na korytowy. Drugi przekrój hydrometryczny (H2) znajdował się w środkowej części korytowego odcinka rzeki Ebby. Natomiast trzeci przekrój hydrometryczny był usytuowany w pobliżu ujścia rzeki Ebby do Zatoki Petunia (fig. 1). Pomiary

wykonano za pomocą młynka hydrometrycznego Hega-2. Łącznie, na każdym z trzech przekrojów hydrometrycznych, wykonano pięć pomiarów przepływu wody w rzece pomiędzy 4 lipca a 18 sierpnia 2007 roku.

Wiercenia piezometrów przeprowadzono pod koniec lipca 2007, w środku polarnego lata, kiedy temperatura wód była najwyższa, a strefa aktywna osiągnęła maksymalną miąższość (fig. 3). Każdy piezometr wyposażono w filtr siat-



**Fig. 3. Zmiany temperatury powietrza w rejonie zlewni rzeki Ebby (A) oraz wód podziemnych w przykładowej grupie piezometrów (PG4) (B) podczas lata polarnego 2007**

Change of air temperature in the Ebba River catchment (A) and temperature of groundwater in select group of piezometers (PG4) (B) during summer of 2007



**Fig. 4. Piezometr przed umieszczeniem go w odwiercie (z prawej strony widoczny filtr)**

The piezometer pipe (on the right site the screen is visible)

kowy o długości 5 cm, zamontowany na końcu rury PVC, o średnicy 40 mm (fig. 4), w taki sposób, by po wykonaniu piezometru był on zlokalizowany tuż ponad wieloletnią zmarzliną. Łącznie wykonano 22 piezometry, które zlokalizowano w czterech grupach stanowiących hydrowęzły (fig. 5).

Wszystkie piezometry wykonano przy wykorzystaniu ręcznej wiertnicy obrotowej firmy Eijkelkamp, uzupełnionej o dodatkowy osprzęt własnej konstrukcji. Sprzęt do wierceń doposażono w rury osłonowe, dostosowane do pracy w warunkach polarnych. Rury osłonowe wykonano tak, by umożliwiały zabudowanie piezometrów w gruboziarnistym osadzie. Dodatkowo skonstruowano je segmentowo, żeby ułatwić transport rur w terenie.

Po wykonaniu wiercenia i zarurowaniu filtr każdego z piezometrów został obsypany piaskiem gruboziarnistym o średnicy ziaren 1,4–2,0 mm. Głębokość wykonanych wierceń uzależniona była od miąższości strefy aktywnej i zawierała się w przedziale 46–100 cm.

W rejonach występowania najbardziej gruboziarnistych osadów (rumoszy) piezometry wykonano metodą ręcznych wykopów, przy czym starano się, by przynajmniej część wkopu w strefie filtra była wiercona w rurach osłonowych. Zapobiegało to naruszeniu naturalnej struktury osadu występującego w strefie okołofiltrowej.

Dla każdego z piezometrów oznaczono pozycję geograficzną oraz wyznaczono rzędną terenu oraz rzędną kryzy piezometru przy użyciu urządzenia GPS. Dokładność wyznaczenia rzędnej terenu wynosiła 3 cm. Przed rozpoczęciem dalszych badań piezometry były kilkakrotnie oczyszczane. Oczyszczanie polegało na przepompowaniu piezometru ręczną pompką do momentu uzyskania czystej i klarownej wody pozbawionej zawiesiny.

Pomiary poziomu i temperatury wód podziemnych wykonywano co 5 dni w miesiącu sierpniu 2007.

Metoda PARAMEX umożliwia oznaczenie *in situ* współczynnika filtracji w strefie wokół badanego piezometru (Marciniak, 1999). Możliwa jest także ocena stanu technicznego filtra i innych elementów konstrukcyjnych piezometru (Marciniak, 2002).

W warunkach polarnych, dla piezometrów z bardzo krótkim filtrem zabudowanym w strefie aktywnej, nie można zrealizować wymuszenia ruchu zwierciadła wody poprzez sprężanie lub zasysanie powietrza nad lustrem wody w piezometrze. Słup wody jest bowiem bardzo niski, a możliwość dopływu wody ze strefy aktywnej ograniczona. Dlatego ruch zwierciadła wody wymuszono poprzez zalanie piezometru wodą i rejestrację tempa opadania wody w piezometrze. Interpretacja zarejestrowanej krzywej opadania odbywała się na podstawie algorytmów obliczeniowych opracowanych dla metody PARAMEX (Marciniak, 1999).

Zalewanie piezometrów przeprowadzono dwukrotnie – w roku 2007 oraz w roku 2008 koniec lata polarnego, zawsze po pobraniu próbek wód podziemnych do analiz fizykochemicznych (fig. 6).

Przystępując do interpretacji uzyskanych wyników, dokonano oceny sprawności poszczególnych piezometrów i nie-



**Fig. 5. Widok z doliny Ebby na masyw Lovehovden**

Na północnym stoku doliny Ebby zainstalowano cztery piezometry widoczne jako cienkie białe linie

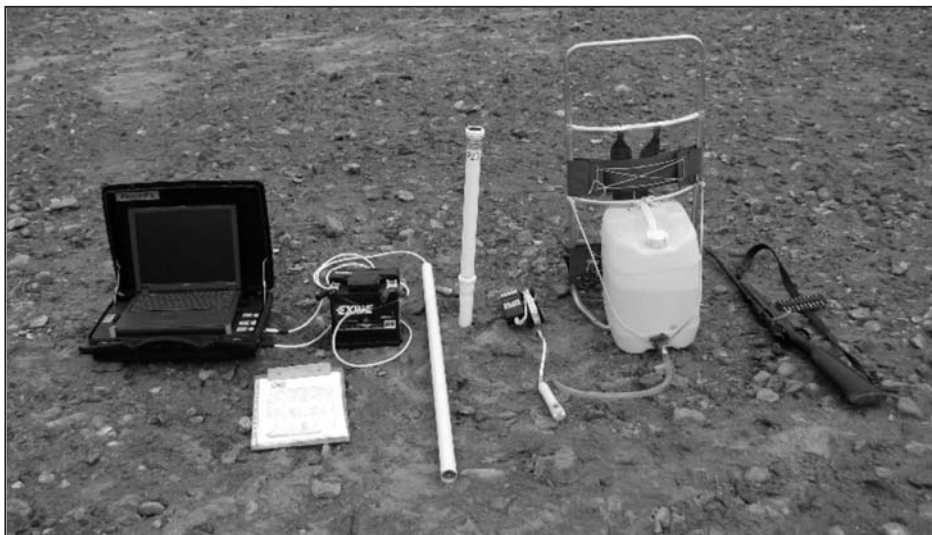
View of the Lovehovden massif from the Ebba valley

The four piezometers were installed there visible on the picture as white lines

które z nich oceniono jako nieszczelnie zafiltrowane. Takie piezometry oceniono jako niesprawne i uzyskane w nich wartości współczynników filtracji wyłączono z interpretacji. Uzyskane wartości współczynników filtracji  $k$  [m/h] przedstawiono na wykresie korelacyjnym (fig. 7).

Porównując wartości współczynników filtracji uzyskane w latach 2007 oraz 2008, należy zauważyć, że w roku 2008 uzyskano systematycznie niższe wartości współczynników filtracji. Świadczyć to może o zaciśnięciu się ziaren skalnych, podczas zimy polarnej 2007/2008, w strefie naruszonej wierceniem. Można oczekiwać, że strefa okołofiltrowa, silnie zaburzona podczas wiercenia piezometru, może ulegać dalszemu zagęszczaniu podczas corocznego cyklu zamarzania i rozmarzania strefy aktywnej. Uzyskane wartości współczynników filtracji mogą być obciążone systematycznym błędem spowodowanym naruszeniem struktury strefy okołofiltrowej i dlatego trzeba je traktować jako wartości nieco zawyżone.

Drugą istotną cechą uzyskanych obliczeń współczynników filtracji jest ich podział na dwie grupy – o wartościach wyższych, rzędu kilku m/h oraz o wartościach niższych poniżej jednego m/h. Wynika to z charakteru utworów, poprzez które odbywa się dopływ wody w strefie aktywnej, ze strefy zasilania w obszarach górskich do strefy drenażu w dolinie Ebby. Są to zazwyczaj stożki usypiskowe, osuwiskowe lub sandrowe, które w naturalny sposób mają zróżnicowaną strukturę, i w których przepływ wody nie odbywa się jednorodnie. Można tutaj wydzielić strefy o uprzywilejowanym przepływie oraz strefy wolniejszego przemieszczania się

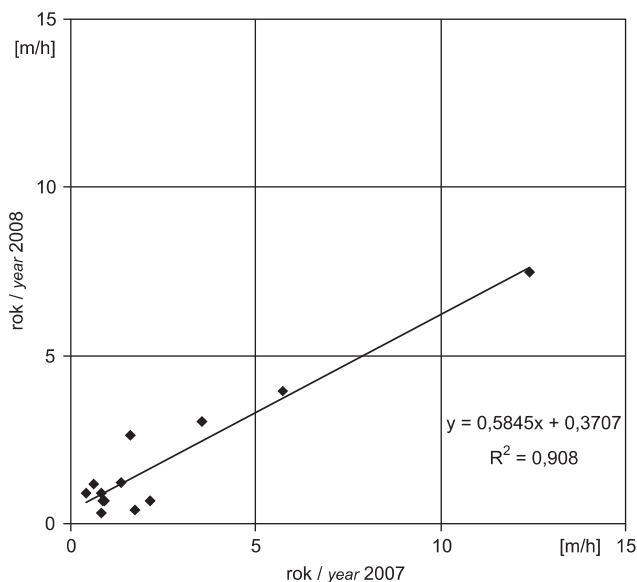


**Fig. 6. Zestaw aparatury do badania piezometrów metodą PARAMEX**

Od lewej: walizka z komputerem, akumulator, sonda pomiarowa, piezometr, aparat do pomiarów stanu i temperatury wody, pojemnik z wodą do zalewania piezometru. Karabin znajdujący się po prawej stronie jest niezbędnym wyposażeniem polarników w Arktyce

The apparatus use for PARAMEX measurements

From the left: PC, battery, sensing device, piezometer, device for water level and temperature measurement, container with water for piezometers filling. The handgun is requisitive equipment use in polar research in the Arctic



**Fig. 7. Zestawienie wyników badań współczynnika filtracji strefy aktywnej w latach 2007 oraz 2008**

The hydraulic conductivity measurements results performed in 2007 and 2008

**Tabela 1**

**Współczynnik filtracji wyznaczony w piezometrach metodą PARAMEX**

The hydraulic conductivity estimated for each piezometers using PARAMEX method

Piezometr	Współczynnik filtracji strefy aktywnej $k$ [m/h]	Uśredniony współczynnik filtracji strefy aktywnej dla grup piezometrów $k$ [m/h]
P01	2,65	2,22
P02	0,87	
P03	5,73	
P05	0,81	
P07	1,04	
P08	0,61	1,43
P09	0,42	
P10	2,15	
P11	1,62	
P12	0,84	
P13	2,30	1,72
P14	2,10	
P16	3,54	
P17	0,73	
P18	0,90	
P19	1,72	4,00
P20	0,86	
P21	1,35	
P22	9,80	

wód podziemnych. Średnie wartości współczynników filtracji oznaczonych w latach 2007 i 2008 zestawiono w tabeli 1.

Dane meteorologiczne rejestrowano podczas lata polarnego 2007 w trzech automatycznych stacjach. Stację pierwszą zlokalizowano w pobliżu domku myśliwskiego Skottehytta (SMS) na wysokości 5 m n.p.m. Druga stacja była zainstalowana na wzgórzu Wordiekammen (WMS) na

wysokości 460 m n.p.m., natomiast stację trzecią umieszczono na lodowcu Ebba (EMS) na wysokości około 300 m n.p.m. (fig. 1). Każda z wymienionych stacji rejestrowała automatycznie następujący zestaw parametrów meteorologicznych: temperaturę powietrza, wilgotność powietrza, prędkość i kierunek wiatru, ciśnienie barometryczne oraz opad atmosferyczny.

## UZYSKANE WYNIKI I ICH DYSKUSJA

Rzeka Ebba wypływa z lodowców Ebba oraz Bertram i płynie przez dolinę na odcinku około 5 km. Początkowy fragment rzeki ma charakter roztokowy (warkoczowy), a po około 1,5 km, rzeka płynie w korycie, które ma bardzo dynamiczny przekrój. Przyjęto schemat zasilania przepływu w Ebbie ( $Q_{Ebba}$ ), którego głównymi składnikami przepływu były (fig. 2):

- wody z topniejących lodowców Ebba oraz Bertram  $Q_{gl}$ ,
- spływ powierzchniowy  $Q_{su}$ , który obejmował dopływy z kilkunastu strumieni bocznych oraz spływ stokowy,
- dopływ podziemny  $Q_{gw}$ .

$$Q_{Ebba} = Q_{gl} + Q_{su} + Q_{gw} \quad [1]$$

W ciągu całego lata polarnego na stacji przy Skottehytta (SMS) zanotowano 3,8 mm opadu, a na wzgórzu Wordiekammen (WMS) 4,8 mm. Jednocześnie wartości parowania są wysokie, ze względu na silne wiatry oraz duży niedosyt wilgotności powietrza. Z powyższych względów uznano, że zasilanie wodami meteorycznymi można pominąć. Bardzo niska infiltracja efektywna opadów atmosferycznych była też udokumentowana przy użyciu danych hydrochemicznych (Dragon, Marciniak, 2010).

Wyniki obliczeń przepływów zestawiono w tabeli 2 i przedstawiono na figurze 8.

Przepływ podziemny  $Q_{gw}$  obliczono metodą siatek hydrodynamicznych na podstawie obserwacji terenowych przeprowadzonych w 22 piezometrach zlokalizowanych w czterech grupach PG1–PG4 (fig. 1). Były to obserwacje stanów wody oraz pomiary współczynnika filtracji strefy aktywnej.

Piezometry zlokalizowano na stokach doliny Ebby wzdłuż biegu rzeki. Każda z czterech grup posiadała kilka piezometrów położonych niżej, w pobliżu rzeki i przynajmniej jeden piezometr położony wyżej w odległości  $L$  od tych, które były w pobliżu rzeki. W każdym piezometrze oznaczono współczynnik filtracji  $k$  strefy aktywnej. Ponadto wyznaczono średnie wartości rzędnych zwierciadła wód podziemnych w piezometrach górnych  $H_g$  oraz dolnych  $H_d$ . Miąższość strefy aktywnej  $H_0$  wyznaczono jako wysokość zwierciadła wody powyżej zmarzliny. Szerokość frontu zasilania podziemnego  $b$  wyznaczono dla każdej z grup piezometrów osobno, jako odległość dwóch skrajnie odległych piezometrów zlokalizowanych wzdłuż brzegu rzeki. Wielkość dopływu podziemnego

$Q_{gw}$  obliczano dla każdego z hydrowęzłów na podstawie prawa Darcy'ego (objaśnienia symboli w tekście oraz w tabeli 3):

$$Q_{gw} = kbH_0 \frac{H_g - H_d}{L} = kbmJ \quad [2]$$

Obserwacje położenia zwierciadła wód podziemnych w piezometrach  $H_g$  oraz  $H_d$  prowadzono w tych samych terminach co pomiary przepływu wody w Ebbie  $Q_{Ebba}$ . Umożli-

Tabela 2

### Przepływy w rzece Ebbie podczas sezonu letniego 2007

The runoff of the Ebba River during summer season of 2007

Date	$Q_I$ [m <sup>3</sup> /s] Przekrój H1	$Q_{II}$ [m <sup>3</sup> /s] Przekrój H2	$Q_{III}$ [m <sup>3</sup> /s] Przekrój H3
2007-07-04	3,03	3,73	3,86
2007-07-20	2,19	2,87	3,00
2007-08-07	9,72	11,90	12,09
2007-08-10	6,88	8,40	9,02
2007-08-18	0,83	0,91	1,05

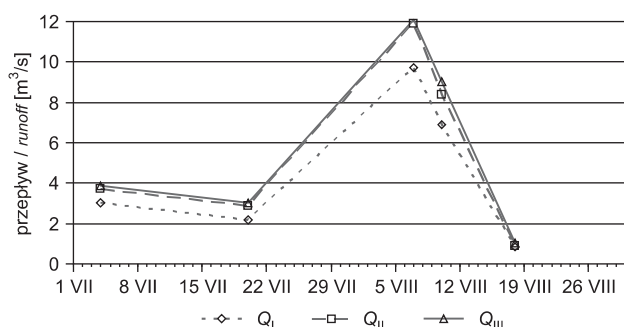


Fig. 8. Przepływy w rzece Ebba podczas sezonu letniego 2007 ( $Q_I$ ,  $Q_{II}$  oraz  $Q_{III}$  – przepływy, które zmierzono na przekrojach hydrometrycznych H1, H2 oraz H3)

The runoff of the Ebba River during summer season of 2007 ( $Q_I$ ,  $Q_{II}$  and  $Q_{III}$  were measured at H1, H2 and H3 hydrometric stations)

Tabela 3

**Przykład obliczeń dopływu podziemnego na podstawie wyników pomiarów terenowych wykonanych 08.08.2007 r.**

The example calculation of groundwater flow performed for data measured in the field 08.08.2007

2007-08-08	$J$ [-]	$H_0$ [m]	$b$ [m]	$k$ [m/h]	$q$ [m <sup>3</sup> /h/m]	$q$ [m <sup>3</sup> /s/m]	$q_{sr}$ [m <sup>3</sup> /s/m]	$L_{Ebba}$ [m]	$Q_{gw}$ [m <sup>3</sup> /s]
Grupa 1	0,057	0,54	78	2,22	0,068	0,0000189	0,0000231	4765	0,22
Grupa 2	0,055	0,31	47	1,43	0,024	0,0000067			
Grupa 3	0,054	0,12	36	1,72	0,011	0,0000032			
Grupa 4	0,088	0,65	40	4,00	0,230	0,0000638			

Objaśnienia (wszystkie parametry były obliczane na podstawie danych pomierzonych w terenie podczas jednego dnia)

$J$  – gradient hydrauliczny,

$H_0$  – miąższość strefy aktywnej,

$b$  – szerokość frontu zasilania wodami podziemnymi,

$k$  – współczynnik filtracji (wartość średnia dla każdej grupy piezometrów),

$q$  – zasilanie jednostkowe (wartość średnia dla każdej grupy piezometrów),

$q_{sr}$  – zasilanie jednostkowe w zlewni,

$L_{Ebba}$  – długość rzeki Ebby, ba River (szerokość frontu zasilania wodami podziemnymi),

$Q_{gw}$  – dopływ podziemny do rzeki Ebby.

Explanations (all parameters was estimated using data from measurement performed during one day):

$J$  – hydraulic gradient,

$H_0$  – thickness of the active layer,

$b$  – the width of the groundwater flow (measured for each groups of piezometers),

$k$  – hydraulic conductivity (average for each groups of piezometers),

$q$  – specific discharge (average for each groups of piezometers),

$q_{sr}$  – specific discharge in catchment,

$L_{Ebba}$  – the length of Ebba River (the width of the recharge from groundwater),

$Q_{gw}$  – total groundwater runoff.

wiło to wyliczenie zasilania podziemnego Ebby  $Q_{gw}$ , a następnie obliczenie spływu stokowego  $Q_{su}$ .

Przykładowe obliczenia dopływu podziemnego z dnia 08.08.2007 r., dla poszczególnych grup piezometrów, zestawiono w tabeli 3.

Przyjęto, że różnica przepływów na przekrojach hydro-metrycznych dolnym  $Q_{III}$  oraz górnym  $Q_I$  (fig. 8) wynika z zasilania poprzez wody powierzchniowe  $Q_{su}$  (dopływy Ebby oraz spływ powierzchniowy) oraz poprzez dopływ podziemny  $Q_{gw}$ , czyli

$$Q_{III} - Q_I = Q_{su} + Q_{gw} \quad [3]$$

a stąd

$$Q_{su} = Q_{III} - Q_I - Q_{gw} \quad [4]$$

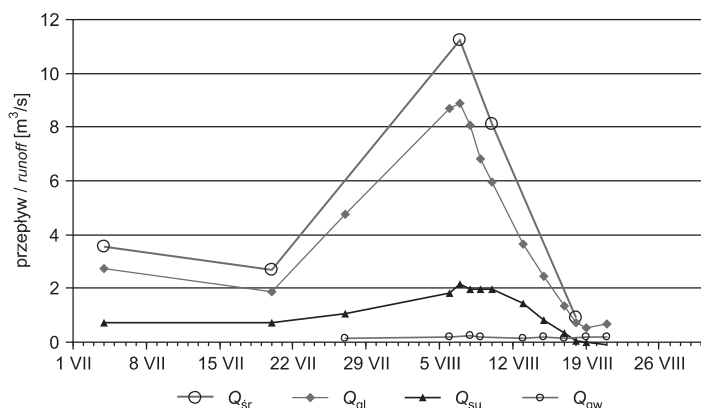
Z pomiarów terenowych znane były przepływy Ebby w przekrojach hydrometrycznych dolnym  $Q_{III}$  oraz górnym  $Q_I$ . Ponadto na podstawie obserwacji hydrogeologicznych możliwe było wyznaczenie wielkości zasilania podziemnego  $Q_{gw}$ .

Zasilanie Ebby dopływem wód z lodowców  $Q_{gl}$  obliczono jako różnicę pomiędzy przepływem w Ebby  $Q_{Ebba}$  a spływem powierzchniowym  $Q_{su}$  oraz dopływem podziemnym  $Q_{gw}$ . Uwzględniając wzory [1] oraz [3] można zapisać:

$$Q_{gl} = Q_{Ebba} - Q_{su} - Q_{gw} \quad [5]$$

Przeprowadzono obliczenia wielkości poszczególnych składowych bilansu wodnego w zlewni rzeki Ebby. Do obliczeń wykorzystano metodykę prezentowaną w pracy Marciniaka i Dragona (2010). Wyniki pomiarów i obliczeń zestawiono w tabeli 4 oraz przedstawiono na wykresie (fig. 9).

Głównym składnikiem zasilania rzeki Ebby były wody wytapiane z lodowców, które stanowiły około 76% prze-



**Fig. 9. Przepływ całkowity w rzece Ebby oraz składniki zasilania rzeki (objaśnienia w tekście)**

The total runoff of Ebba River and components of Ebba River recharge (explanation in text)



Tabela 4

**Wartości średnie przepływu w rzece Ebbie oraz składniki zasilania przepływu podczas sezonu letniego 2007 (objaśnienia w tekście)**

The average total runoff of the Ebba River and components of Ebba River recharge during summer melting season of 2007 (explanations in text)

Date	$Q_{sr}$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_{gl}$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_{su}$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_{gw}$ [m <sup>3</sup> /s]
2007-07-04	3,54	2,72	0,72	0,10
2007-07-20	2,69	1,88	0,71	0,10
2007-08-07	11,24	8,87	2,17	0,20
2007-08-10	8,10	5,95	1,95	0,20
2007-08-18	0,93	0,70	0,03	0,20
Maximum	11,24	8,87	2,17	0,20
<b>Średnia</b>	<b>5,30</b>	<b>4,02</b>	<b>1,12</b>	<b>0,16</b>
Minimum	0,93	0,70	0,03	0,10
<b>Procent</b>	<b>100,00%</b>	<b>75,92%</b>	<b>21,07%</b>	<b>3,02%</b>

przepływu w rzece. Spływ powierzchniowy związany z topnieniem śniegu w dolinie i wyższych partiach zlewni stanowił 21% zasilania rzeki. Natomiast zasilanie podziemne wynosiło średnio 3% przepływu w rzece. Są to wartości porównywalne z obliczeniami wykonanymi dla danych z 2008 roku (Marciniak, Dragon, 2010). W 2008 zaobserwowano jednak dużo mniejszy udział zasilania wodami powierzchniowymi (dopływy Ebby i spływ powierzchniowy), który wynosił 13% całkowitego przepływu Elby. Może to być związane z odmiennymi warunkami meteorologicznymi w sezonach badawczych 2007 i 2008. W roku 2007 obserwowano całko-

wity zanik pokrywy śnieżnej w masywach górskich otaczających dolinę Ebby. Natomiast w 2008 roku pokrywa śnieżna w szczytowych partiach gór występowała praktycznie przez cały okres lata (fig. 2).

Badania terenowe przeprowadzono w lipcu i sierpniu 2007, czyli w środku lata polarnego. W rejonie doliny Ebby brakuje natomiast całorocznych pomiarów meteorologicznych. Na figurze 10 pokazano wartości przepływu średniego w Ebbie na tle temperatury powietrza w stacji meteorologicznej Adventdalen, położonej na Spitsbergenie w odległości kilkudziesięciu kilometrów od doliny Ebby. Pozwała to

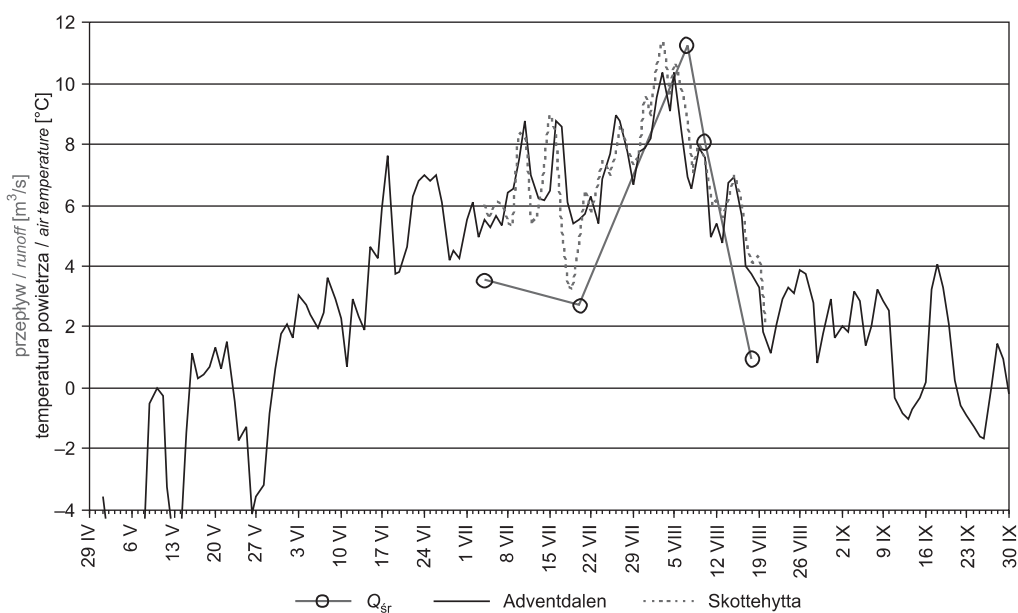


Fig. 7. Przepływ w rzece Ebbie na tle temperatury powietrza mierzonej w sezonowej stacji Skottehytta oraz w całorocznej stacji meteorologicznej zlokalizowanej w Adventdalen w okolicy Longyearbyen (na podstawie: www.unis.no)

Ebba River runoff and air temperature measured at seasonal station Skottehytta and yearlong Meteorological Station located in Adventdalen near Longyearbyen (based on: www.unis.no)

na przybliżone zobrazowanie wpływu warunków meteorologicznych na przepływ w Ebbe podczas całego lata polarnego. Na podstawie analizy temperatury można wnioskować, że rozmarzanie strefy aktywnej w roku 2007 rozpoczęło się na przełomie maja i czerwca wraz ze stałym wzrostem temperatury powyżej 0°C. Od tego momentu spodziewać się należy rów-

nież wzrostu wartości przepływu w rzece. Począwszy od 5–6 sierpnia obserwuje się natomiast stały spadek przepływu. Z końcem września wraz ze stałym spadkiem temperatury poniżej 0°C nastąpiło najprawdopodobniej stopniowe zamarzanie strefy aktywnej, skutkujące zatrzymaniem przepływu podziemnego. Następował także stopniowy zanik przepływu w Ebbe.

## WNIOSKI

W artykule przedstawiono fragment badań zrealizowanych w latach 2007–2009 w zlewni rzeki zlodowaczonej Ebba na Środkowym Spitsbergenie. Zaprezentowano badania, wykonane w roku 2007, dotyczące rozpoznania wielkości zasilania podziemnego Ebby.

Przedstawiono metodykę badań hydrogeologicznych, polegających na tworzeniu sieci monitoringu wód podziemnych, złożonej z 22 piezometrów zlokalizowanych w strefie polarnej. Zrealizowano pomiary hydrogeologiczne w sieci piezometrów: pomiary położenia zwierciadła i temperatury wód podziemnych, polowe oznaczenie współczynnika filtracji oraz miąższości strefy aktywnej. Na podstawie zebranych obserwacji terenowych obliczono wielkość przepływu podziemnego.

Zasilanie podziemne rzeki zlodowaczonej wynosiło średnio 3% przepływu w rzece. Ponieważ badania wykonano pod koniec lata polarnego, to można przypuszczać, że we wcześniejszych miesiącach aktywności hydrologicznej rzeki zlodowaczonej zasilanie podziemne będzie mniejsze. Spływ powierzchniowy związany był głównie z topnieniem śniegu w dolinie i wyższych partiach zlewni. Średnia wartość na

poziomie 21% przepływu w rzece nie oddaje zmienności w czasie tego składnika. Zmienność czasowa spływu powierzchniowego była proporcjonalna do zmienności całkowitego przepływu wody w Ebbe. Głównym składnikiem zasilania rzeki były wody wytapiane z lodowców, które stanowiły około 76% przepływu w rzece. Zbliżony udział poszczególnych składników zasilania zaobserwowano w sezonie letnim 2008 roku. Zaobserwowano jednak znacznie mniejszy udział spływu powierzchniowego, co wiązać należy z odmiennymi warunkami meteorologicznymi w sezonach 2007 i 2008.

**Podziękowania.** Autorzy składają podziękowanie kierownikowi naukowemu XII Poznańskiej Ekspedycji Polarnej „Spitsbergen 2007”, prof. dr hab. Andrzejowi Kostrzewskiemu oraz wszystkim uczestnikom tej ekspedycji za nieocenioną pomoc logistyczną i wspianą atmosferę.

*Badania wykonano w ramach grantów NN 3505/P01/2007/32 oraz NN 305 0988 35 finansowanych przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.*

## LITERATURA

- COOPER R.J., WADHAM J.L., TRANTER M., HODKINS R., PETERS N.E., 2002 — Groundwater hydrochemistry in the active layer of the proglacial zone, Finsterwalderbreen, Svalbard. *J. Hydrol.*, **269**: 208–223.
- DALLMANN W.K., PIEPJOHN K., BLOMEIER D., 2004 — Geological map of Billefjorden, Central Spitsbergen, Svalbard, with geological excursion guide. Norsk Polarinstittutt.
- DRAGON K., MARCINIAK M., 2010 — Chemical composition of groundwater and surface water in the Arctic environment (Petuniabukta region, central Spitsbergen). *J. Hydrol.*, **386**: 160–172.
- HAGEN J.O., LAFAUCCONNIER B., 1995 — Reconstructed runoff from the high Arctic Basin Bayelva based on mass-balance measurements. *Nordic Hydrol.*, **26**: 285–296.
- HALDORSEN S., HEIM N., 1999 — An Arctic groundwater system and its dependence upon climatic change: an example from Svalbard. *Permafrost and Periglac. Proces.*, **10**: 137–149.
- KILLINGVEIT A., PETTERSSON L., SAND K., 2003 — Water balance investigation in Svalbard. *Polar Res.*, **22**, 2: 161–171.
- MARCINIAK M., 1999 — Identyfikacja parametrów hydrogeologicznych na podstawie zmiany potencjału hydraulicznego. Metoda PARAMEX. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- MARCINIAK M., 2002 — Metoda oceny stanu technicznego piezometrów na potrzeby monitoringu wód podziemnych. Wyd. Naukowe Bogucki, Poznań.
- MARCINIAK M., DRAGON K., 2010 — The influence of groundwater discharge on the runoff of an Arctic stream (Ebba River, Central Spitsbergen). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **441**: 93–100.
- MARCINIAK M., DRAGON K., SZCZUCIŃSKA A., 2007 — Measurement of selected water balance components in Ebbaelva catchments, Svalbard—pilot study. *Landform Analysis*, **5**: 51–54.
- RACHLEWICZ G., SZCZUCIŃSKI W., 2008 — Changes in thermal structure of permafrost active layer in a dry polar climate, Petuniabukta, Svalbard. *Pol. Polar Res.*, **29**, 3: 261–278.

- RACHLEWICZ G., SZCZUCIŃSKI W., EWERTOWSKI M., 2007 — Post-„Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. *Pol. Polar Res.*, 28, 3: 159–186.
- SHUR Y., HINKEL K.M., NELSON F.E., 2005 — The transient layer: Implications for geocryology and climate-change science. *Permafrost and Periglac. Proces.*, 16: 5–17.

## SUMMARY

The article presents the recognition of groundwater occurrence in the Arctic region (Ebba River valley, Central Spitsbergen). The methodology of constructing a net of piezometers is presented. These piezometers form a local monitoring network located in the polar region. The piezometers' depth varies from 46 to 100 cm and depends on the thickness of the active layer. The drillings were performed in the middle of summer 2007 (between 25 and 30 July), at the period of the maximum thickness of the active layer. After the installation of the piezometers, the elevation (m a.s.l.) of each of them was estimated (with accuracy of 3 cm).

The measurements of the hydrogeological parameters (thickness of the active layer, hydraulic conductivity) were performed in all piezometers. The hydraulic conductivity was estimated in the field with use of the modified PARAMEX method. Moreover, in all piezometers systematic measurements (performed every 5 days) of the groundwater level and the temperature fluctuations were performed during the melting season of 2007.

For the estimation of the Ebba River recharge components, the meteorological data from three seasonal meteorological stations were used (called Scotte, Wordie and Ebba). For the characterization of the Ebba River runoff yearlong data were used from the Meteorological Station located in Adventdalen near Longyearbyen. Special emphasis was put on the field recognition of the recharge of the Ebba River caused by groundwater flow. This component of the water

balance in the catchment is the most unique in the Arctic regions, because usually it is estimated indirectly, assessed or even omitted in water balance calculations.

The data obtained from the field characterizes a shallow aquifer. It was recognized that groundwater occurs in the Ebba River valley seasonally in the summer melting season, when the melting of active layer take place and enables the flow of groundwater. Using Darcy's law, the specific discharge was calculated for each group of piezometers. This calculation enables to assess the amount of groundwater that recharges the Ebba River. This calculation enabled a more precise estimation of other components of the Ebba River recharge (surface and overland water inflow, recharge from glaciers).

It was calculated that the amount of groundwater that recharges the Ebba River is 3% of the total runoff. The amount of water originating from the Ebba tributaries and overland flow is 21% of the total runoff. The most important component of the Ebba recharge is the flow of water from glaciers (76% of the total runoff).

The calculation of groundwater flow has the most unique character. The direct field investigation of groundwater flow allows the other recharge components to be estimated more precisely. What is the most important – the field investigation of groundwater occurrence eliminates the speculations about the possibility of groundwater flow within active layer.

