

## Nowa metoda pomiaru współczynnika filtracji osadów dennych

Marek Marciniak<sup>1</sup>, Łukasz Chudziak<sup>2</sup>

**A new method of measuring the hydraulic conductivity of the bottom sediment.** Prz. Geol., 63: 919–925.

*Abstract.* Interaction of surface water and groundwater is an important element of issue in hydrogeological measurements. Surface water may infiltrate into the subsurface through the bed sediments of rivers and water reservoirs. An opposite direction of reverse water flow through these sediments is also possible with groundwater seeping into surface water. The paper presents two new measuring apparatus: a so-called "filtrometer" and a "gradientmeter". The filtrometer enables measuring the intensity of water filtration through bed sediments, both during drainage and infiltration. The gradientmeter is designed to measure the hydraulic gradient in the bed sediments. After measuring both of these parameters, it is possible to determine the in situ hydraulic conductivity of these sediments. Usability testing of the new devices was performed under field conditions. The filtrometer and the gradientmeter were used to determine the drainage conditions of a tested section of the Parsęta river. The drainage volume measured with the instruments was in good agreement accordance with the value obtained using the differential water flow method. The proposed new method way of determining the hydraulic parameters of the bed sediments extends the present scope of hydrogeological research.

**Keywords:** *filtrometer, gradientmeter, drainage, infiltration, hydraulic conductivity*

Relacja zachodząca między wodami powierzchniowymi i podziemnymi może przybierać charakter drenażu, bądź infiltracji. Zależy to od skomplikowanych warunków lokalnych, a zwłaszcza od klimatu, budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych, (Pleczyński, 1981; Pazdro & Kozerski, 1990; Winter, 2000; Macioszczyk, 2006). Podczas modelowania matematycznego procesów hydrologicznych zachodzących w obrębie koryta rzeczno- niezbędne są dane o wielkości drenażu wód podziemnych przez rzekę oraz o wielkości infiltracji wód rzecznych do warstwy wodonośnej. Parametry te mają kluczowe znaczenie przy określaniu na modelach numerycznych warunków brzegowych III rodzaju. Obecnie brakuje metod pomiarowych, które umożliwiałyby bezpośrednią ocenę ilościową zarówno procesu drenażu, jak i procesu infiltracji.

### PRZEGLĄD LITERATURY

Pionierskie badania relacji ilościowych zachodzących między wodami powierzchniowymi i podziemnymi sięgają lat 40. XX w. Israelsen & Reeve (1944) jako pierwsi podjęli próbę lokalizacji stref infiltracji wody z kanałów irygacyjnych do wód podziemnych. W badaniach wykorzystali pomiary różnicy przepływu w dwóch przekrojach hydrometrycznych. Autorzy zauważyli, że ta metoda daje uśrednione wartości procesu infiltracji wody i nie może być stosowana do lokalizacji stref o zwiększonej przepuszczalności osadów dennych. W tym celu wykorzystali w swoich badaniach przyrząd własnej konstrukcji o nazwie *seepagometer*, który umożliwia punktową charakterystykę procesu infiltracji wody.

*Seepagometer* konstrukcji Israelsena i Reeva (1944) podlegał licznym modyfikacjom, z których najbardziej znaną jest przyrząd konstrukcji Lee (1977). Za jego pomocą jest możliwy pomiar filtracji wody zarówno z rzeki czy ze zbiornika wodnego do wód podziemnych, jak i w kierunku przeciwnym. Zasadniczym elementem *seepagometera* jest metalowy cylinder, o średnicy 57 cm i wyso-

kości 15 cm, który wbija się w dno rzeki lub zbiornika wodnego. Do cylindra, za pomocą rurki, jest przymocowany plastikowy worek pomiarowy, częściowo wypełniony znaną ilością wody. Podczas infiltracji, woda z worka pomiarowego przesiąka przez osady znajdujące się wewnątrz cylindra, w kierunku wód podziemnych. Natomiast podczas drenażu wód podziemnych, worek pomiarowy zostaje napełniany wodą podsiąkającą do wód powierzchniowych. Po upływie okresu pomiarowego woda zgromadzona w worku zostaje zlaną do wyskalowanego naczynia pomiarowego. Szczegółowy opis *seepagometera* można znaleźć w pracach Sanders (1998) oraz Martinez (2010).

W literaturze można spotkać wiele przykładów wykorzystania *seepagometera* w pomiarach infiltracji i drenażu. Do najważniejszych badań należy zaliczyć wykonywane w rzekach i kanałach (Landon i in., 2001; Murdoch & Kelly, 2003; Rosenberry, 2008; Brodie i in., 2009), w jeziorach i w sztucznych zbiornikach wodnych (Downing & Peterka, 1978; Karnauskas & Anderson, 1978; Woessner & Sullivan, 1984; Cherkauer & McBride, 1988; Shaw & Prepas, 1989; Cheng & Anderson, 1993; Kobayashi, 1993; Taniguchi & Fukuo, 1993; Belanger & Kirkner, 1994; Boyle, 1994; Isiorho & Meyer, 1999; Rosenberry & Morin, 2004; Rosenberry, 2005; Simpkins, 2006) oraz na wybrzeżu morskim (Paulsen i in., 2001; Bokuniewicz i in., 2008; Mulligan & Charette, 2009).

Uzupełnieniem pomiarów prędkości infiltracji lub drenażu wykonanych *seepagometerem* jest pomiar gradientu hydraulicznego, który można zrealizować za pomocą minipiezometru konstrukcji Lee & Cherry'ego (1978, za Sanders, 1998). Minipiezometr składa się z dwóch połączonych u góry rurek: dłuższej wciskanej w osady dennie oraz krótszej zanurzonej w wodzie. Podczas zasysania powietrza z obu rurek, woda podziemna oraz woda z rzeki lub zbiornika wodnego, podnoszą się do wyskalowanych, przezroczystych fragmentów rurek, gdzie po pewnym czasie ich poziomy ulegają stabilizacji. Różnica poziomów wody w obu rurkach odniesiona do głębokości wbicia

<sup>1</sup> Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań; mmarc@amu.edu.pl.

<sup>2</sup> XVI Liceum Ogólnokształcące im. Charlesa de Gaulla w Poznaniu, ul. Tarnowska 27, 61-323 Poznań; chuudzik@op.pl.

przyrządu w osady, umożliwia obliczenie gradientu hydraulicznego. Przykłady wykorzystania minipiezometru jako przyrządu uzupełniającego pomiary infiltracji lub drenażu za pomocą *seepagemetra* można znaleźć w pracach publikowanych (Woessner & Sullivan, 1984; Landon i in., 2001; Baxter i in., 2003; Rosenberry & LaBaugh, 2008; Martinez, 2009).

W latach 80. XX w., w Przedsiębiorstwie Geologicznym w Gdańsku, powstał infiltrometr denny, przeznaczony do punktowego oznaczania natężenia filtracji wody z rzeki lub zbiornika wodnego do gruntu (Litwiński, 1986). W efekcie pojedynczego pomiaru otrzymuje się punktowe natężenia infiltracji wody. Żeby scharakteryzować ten proces przestrzennie, pomiary należy wykonać w punktach zlokalizowanych w odległościach dostosowanych do wymaganej dokładności rozpoznania hydrogeologicznego. Pomiary testowe infiltrometru dennego przeprowadzono w latach 1986–1987 na ujęciu drenażowym Reda-Pieleszewo. Celem prowadzonych badań była ocena wielkości infiltracji wód rzeki Redy do warstwy wodonośnej (Marciniak, 1987; Janik i in., 1989).

### FILTROMETR

Stosowany dotychczas w pomiarach hydrogeologicznych infiltrometr denny jest przeznaczony do punktowego oznaczania natężenia filtracji wody z rzeki lub zbiornika wodnego do gruntu (Litwiński, 1986). Konstrukcję infiltrometru ( ryc. 1A, 2) rozbudowano w taki sposób, żeby było możliwe także oznaczanie natężenia drenażu wody z warstwy wodonośnej.

Zasadniczym elementem infiltrometru ( ryc. 2) jest kłosz (1), wykonany ze stalowej rury o średnicy 34 cm i wysokości 30 cm, ze szczelnie przyspawaną elipsoidalną dennicą, do której przymocowany jest wspornik (5). Kłosz zostaje wbity na znaną głębokość, w dno rzeki lub zbiornika wodnego. Kontrolę głębokości wbicia kłosza w osady, umożliwia zamontowane w jego wnętrzu, wykonane z perforowanej blachy, sito (2), które ogranicza możliwość wbicia kłosza na głębokość większą niż pożądana. Sito dociskowe nie jest widoczne podczas wbijania kłosza w osady, z tego względu na zewnątrz kłosza, na wysokości sita, zamontowano obręcz (3), która pozwala na ocenę głębokości wbicia kłosza w osady. Do obręczy (3) może być doprowadzona woda, która wypływając pod ciśnieniem przez otworki na obwodzie obręczy, ułatwia wyjęcie infiltrometru z dna po zakończeniu pomiarów. Sito (2) jednocześnie pełni funkcję docisku, konsolidującego naruszone podczas wbijania kłosza osady. Na zewnątrz kłosza znajduje się zawór odpowietrzający (4), który podczas wbijania kłosza jest otwarty, co zapobiega wytwarzaniu nadciśnienia. Zestaw pomiarowy składa się z ruchomej tablicy (6), na niej jest zamontowany zbiornik (8), połączony za pomocą węża (7) z kłosem (1). Na tablicy znajdują się jeszcze cylinder do pomiaru infiltracji (9) oraz zbiornik do pomiaru drenażu (10). Wszystkie zbiorniki pomiarowe zostały wykonane z rur plexi, o średnicy wewnętrznej 4 cm.

Oznaczenie gęstości strumienia infiltracji  $q_i$  wody jest możliwe dzięki pomiarowi w zbiorniku (9) objętości wody  $V_i$ , przepływającej przez kłosz o znanej powierzchni  $F$ , w określonym czasie  $t_i$ .

$$q_i = \frac{V_i}{Ft_i} \quad [1]$$

Analogicznie oznaczenie gęstości strumienia drenażu  $q_d$  wody jest możliwe dzięki pomiarowi w zbiorniku (10) objętości wody  $V_d$  przepływającej przez kłosz o znanej powierzchni  $F$ , w określonym czasie  $t_d$ .

$$q_d = \frac{V_d}{Ft_d} \quad [2]$$

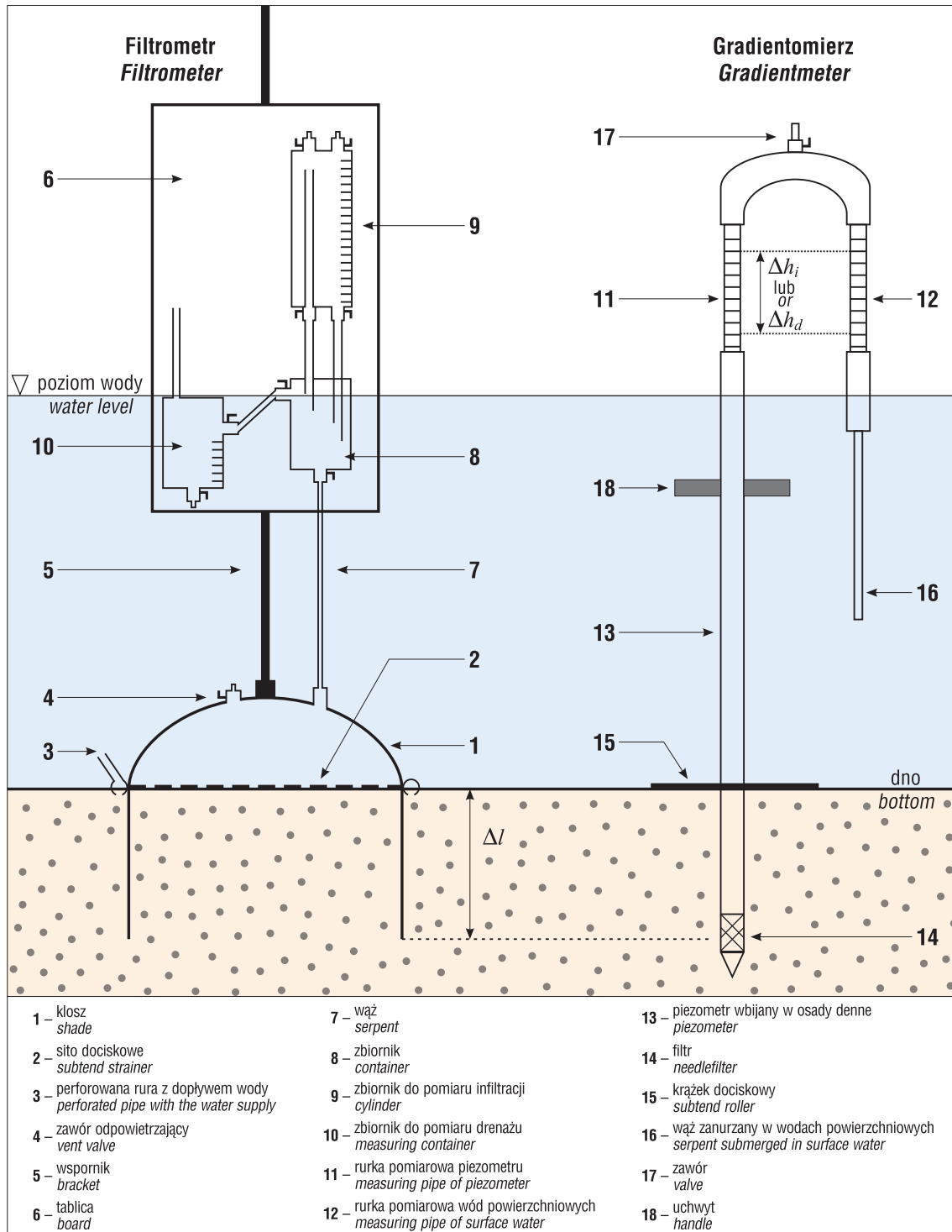
W efekcie pojedynczego pomiaru otrzymuje się punktową gęstość strumienia infiltracji lub drenażu wody. W celu rozpoznania zmienności przestrzennej procesu infiltracji lub drenażu, czynności pomiarowe należy wykonywać w profilach poprzecznych przez rzekę albo w punktach pomiarowych na dnie zbiornika wodnego, zlokalizowanych względem siebie w odległościach dostosowanych do wymaganej dokładności rozpoznania hydrogeologicznego.

### GRADIENTOMIERZ

W celu oznaczenia współczynnika filtracji osadów dennych, niezbędny jest pomiar gradientu hydraulicznego między warstwą wodonośną a wodami powierzchniowymi. Pomiar ten jest możliwy do wykonania za pomocą gradientomierza ( ryc. 1B, 2). Składa się on z dwóch, połączonych ze sobą rurek pomiarowych (11 i 12). Do rurki (11) jest zamocowany piezometr (13), wciskany w osady denne, na głębokość odpowiadającą głębokości wbicia kłosza pomiarowego infiltrometru. Dzięki znajdującemu się w jej dolnej części filtrowi (14), woda z warstwy wodonośnej swobodnie napływa



Ryc. 1. A – infiltrometr, B – gradientomierz  
Fig. 1. A – infiltrometer, B – gradientmeter



**Ryc. 2.** Schemat konstrukcyjny filtrometru i gradientomierza  
**Fig. 2.** Construction model of filtrometer and gradientmeter

do wnętrza piezometru (13). Do rurki (12) jest przymocowany wąż (16), który umieszcza się w rzece bądź zbiorniku wodnym. Żeby wykonać pomiar różnicy ciśnień hydraulicznych pomiędzy rzeką a warstwą wodonośną należy wywołać podciśnienie, zasysając powietrze przez zawór (17). Spowoduje to podnoszenie się poziomu wody aż do rurek pomiarowych (11 i 12). Po zamknięciu zaworu (17) podciśnienie utrzymuje poziom wody w rurek pomiarowych.

Podczas infiltracji, poziom wody w rurce pomiarowej wód powierzchniowych (12) znajduje się wyżej niż w rurce pomiarowej piezometru (11). Gradient hydrauliczny  $i_i$  obli-

cza się, dzieląc różnicę ciśnień  $\Delta h_i$  przez głębokość  $\Delta l$  wbicia gradientomierza w osady denne.

$$i_i = \frac{\Delta h_i}{\Delta l} \quad [3]$$

Natomiast podczas drenażu poziom wody w rurce pomiarowej wód powierzchniowych (12) znajduje się niż w rurce piezometru (11). Gradient hydrauliczny  $i_d$  oblicza się, dzieląc różnicę ciśnień  $\Delta h_d$  przez głębokość  $\Delta l$  wbicia gradientomierza w osady denne.

$$i_d = \frac{\Delta h_d}{\Delta l} \quad [4]$$

Pomiary wykonane filtrometrem i gradientomierzem umożliwiają obliczenie wartości współczynników filtracji osadów dennych według wzorów:

$$k_i = \frac{V_i}{Ft_i} \cdot \frac{\Delta l}{\Delta h_i} \quad [5]$$

$$k_d = \frac{V_d}{Ft_d} \cdot \frac{\Delta l}{\Delta h_d} \quad [6]$$

### POMIARY DRENAŻU WÓD PODZIEMNYCH PRZEZ PARSEĘ

Do pomiarów drenażu wód podziemnych przez rzekę, wytypowano odcinek Parsęty w okolicach Storkowa, o długości mierzonej w nurcie rzeki równej 1580 m. Wybrano fragment rzeki bez dopływów, w którym występują zarówno odcinki proste, jak i meandry. Na rzece wyznaczono czternaście przekrojów morfometrycznych (PM), w których wykonano pomiary drenażu za pomocą filtrometru i gradientomierza (ryc. 3).

Przekroje skrajne PM\_1 oraz PM\_14 spełniały dodatkowo funkcję przekrojów hydrometrycznych, w których wykonano pomiary natężenia przepływu za pomocą przepływomierza elektromagnetycznego firmy SEBA Hydro-metrie.

Na podstawie badań laboratoryjnych oraz testów terenowych określono, że optymalna głębokość wbicia filtrometru i gradientomierza w osady dennie powinna wynosić 20 cm. Na podstawie rozpoznawczej serii pomiarów przeprowadzonej w terenie ustalono, że prawidłowe wykonanie pomiaru wymaga stabilizacji warunków przepływu wody po wbiciu filtrometru w dno rzeki przez co najmniej 20 minut. Po tym czasie warunki drenażu wód podziemnych przez Parsęę można uznać za ustabilizowane.

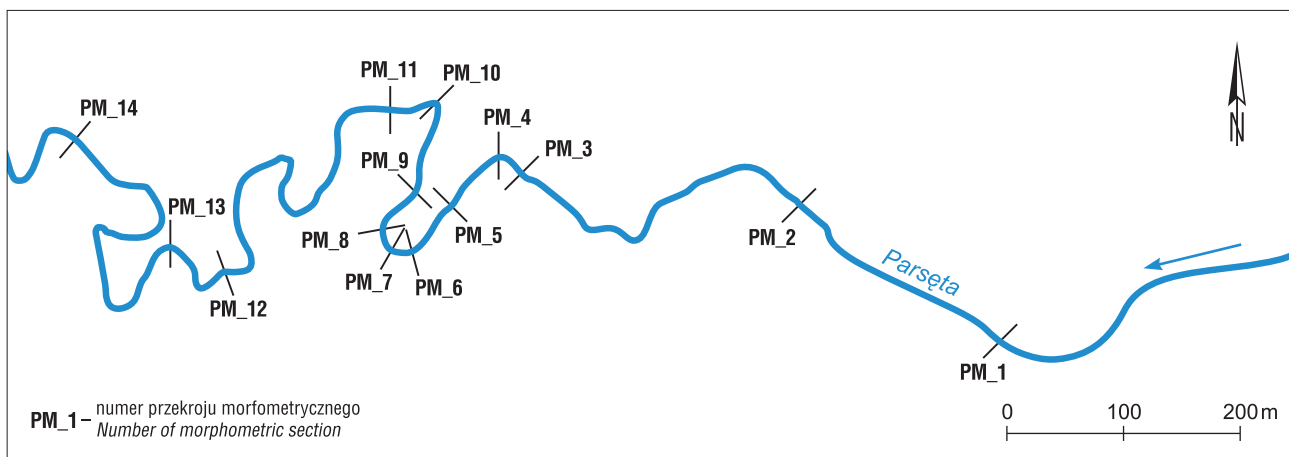
W dniach 28.04.2012–01.05.2012 wykonano trzydzieści pomiarów drenażu wód podziemnych przez Parsęę. W poszczególnych przekrojach morfometrycznych zrobiono pomiary w dwóch punktach, tylko w przekrojach PM\_8 oraz PM\_9 – trzy pomiary. Do pomiaru wybierano punkty o płaskim dnie, w których zalegały jednolite osady umożli-

wiające wbicie klosza filtrometru na żadaną głębokość (Brodie i in. 2009). W dno rzeki wbijano filtrometr oraz gradientomierz w miejsca o nienaruszonym przez obserwatora dnie rzeki (Rosenberry, Morin, 2004). Po ustabilizowaniu warunków filtracji w kloszu mierzono objętość wody  $V_d$  filtrującej przez klosz filtrometru w czasie  $t_d$ , różnicę poziomów wody  $\Delta h_d$  pomiędzy warstwą wodonośną a rzeką oraz temperaturę wody  $T$ . Ze względu na położenie geomorfologiczne każdy z punktów, w których wbijano filtrometr i gradientomierz zakwalifikowano do strefy erozji meandra, strefy akumulacji meandra lub jako prosty odcinek Parsęty. Wyniki pomiarów i obliczeń zestawiono w tabeli 1.

Należy zaznaczyć, że podczas pomiarów nie wystąpiły opady. Po zakończonej serii pomiarów drenażu wykonano pomiary natężenia przepływu wody w Parsęcie. W przekroju górnym PM\_1 uzyskano  $0,268 \text{ m}^3/\text{s}$ , natomiast w przekroju dolnym PM\_14  $0,361 \text{ m}^3/\text{s}$ . Różnica  $\Delta Q$ , która wyniosła  $0,093 \text{ m}^3/\text{s}$ , oznacza natężenie strumienia wody drenowanej przez rzekę z warstwy wodonośnej, wzdłuż odcinka pomiarowego. Zróżnicowanie zarejestrowanych parametrów przedstawiono na rycinie 4.

Dla każdej strefy (erozji meandra, akumulacji meandra lub odcinka prostego) obliczono wartości średnie przepływu jednostkowego  $q_d$ , gradientu hydraulicznego  $i_d$  oraz współczynnika filtracji  $k_{10d}$ . Otrzymane wyniki porównano z wartościami średnimi uzyskanymi ze wszystkich pomiarów. Na tej podstawie obliczono procentowy udział podziemnego zasilania Parsęty (na odcinku testowym) w zależności od lokalizacji punktu pomiarowego w jednej z trzech stref. Wyniki zestawiono w tabeli 2.

Największe zasilanie podziemne Parsęty, wyrażone przepływem jednostkowym  $q_d$  zaobserwowano w strefach erozji meandrów (ryc. 5). Wynosiło ono ponad 150% zasilania średniego. W strefach akumulacji meandrów dopływ podziemny do rzeki był zbliżony do średniej. Najniższa wartość zasilania podziemnego rzeki wystąpiła w punktach pomiarowych zlokalizowanych na odcinkach prostych. W podobny sposób przedstawia się rozkład gradientu hydraulicznego  $i_d$  (ryc. 5). W przypadku współczynników filtracji  $k_d$ , wartości najwyższe, przekraczające 100% wartości średniej, odnotowano w punktach zlokalizowanych w strefach akumulacji meandrów (ryc. 5). Wartości współczynników filtracji są ilorzem przepływu jednostkowego



Ryc. 3. Lokalizacja przekrojów morfometrycznych na odcinku pomiarowym Parsęty  
Fig. 3. Location of measuring profiles on the Parsęta river

**Tab. 1.** Wyniki pomiarów i obliczeń drenażu wód podziemnych przez Parsętę**Table 1.** The results of measurements and calculations drainage of groundwater by the Parsęta river

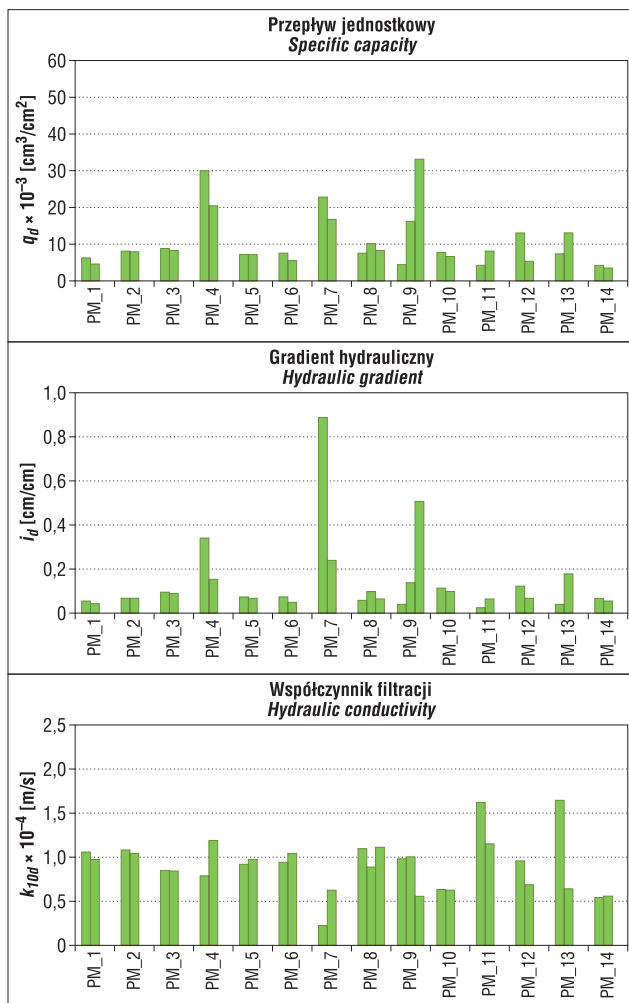
Nr No.	Przekrój <i>Morphometric section</i>	$V_d$ [cm <sup>3</sup> ]	$t_d$ [s]	$F$ [cm <sup>2</sup> ]	$Q_d$ [cm <sup>3</sup> /s]	$q_d \cdot 10^{-3}$ [cm <sup>3</sup> /s/cm <sup>2</sup> ]	$\Delta h_d$ [cm]	$\Delta l$ [cm]	$i_d$ [cm/cm]	$k_d \cdot 10^{-2}$ [cm/s]	$k_{10d} \cdot 10^{-4}$ [m/s]
1	PM_1	69,0	120	913,27	0,58	0,63	1,1	20,0	0,055	1,14	1,06
2	PM_1	52,0	120		0,43	0,47	0,9		0,045	1,05	0,97
3	PM_2	90,0	120		0,75	0,82	1,4		0,070	1,17	1,08
4	PM_2	87,0	120		0,73	0,79	1,4		0,070	1,13	1,04
5	PM_3	97,0	120		0,81	0,89	1,9		0,095	0,93	0,85
6	PM_3	91,0	120		0,76	0,83	1,8		0,090	0,92	0,84
7	PM_4	82,0	30		2,73	2,99	6,8		0,340	0,88	0,79
8	PM_4	56,0	30		1,87	2,04	3,1		0,155	1,32	1,19
9	PM_5	80,0	120		0,67	0,73	1,5		0,075	0,97	0,92
10	PM_5	79,0	120		0,66	0,72	1,4		0,070	1,03	0,97
11	PM_6	84,0	120		0,70	0,77	1,5		0,075	1,02	0,95
12	PM_6	62,0	120		0,52	0,57	1,0		0,050	1,13	1,04
13	PM_7	94,0	45		2,09	2,29	17,7		0,885	0,26	0,24
14	PM_7	69,0	45		1,53	1,68	4,8		0,240	0,70	0,63
15	PM_8	62,0	90		0,69	0,75	1,2		0,060	1,26	1,10
16	PM_8	84,0	90		0,93	1,02	2,0		0,100	1,02	0,89
17	PM_8	68,0	90		0,76	0,83	1,3		0,065	1,27	1,11
18	PM_9	50,0	120		0,42	0,46	0,8		0,040	1,14	0,98
19	PM_9	134,0	90		1,49	1,63	2,8		0,140	1,16	1,00
20	PM_9	136,0	45		3,02	3,31	10,1		0,505	0,66	0,56
21	PM_10	64,0	90		0,71	0,78	2,3		0,115	0,68	0,64
22	PM_10	55,0	90		0,61	0,67	2,0		0,100	0,67	0,63
23	PM_11	48,0	120		0,40	0,44	0,5		0,025	1,75	1,61
24	PM_11	89,0	120		0,74	0,81	1,3		0,065	1,25	1,15
25	PM_12	72,0	60		1,20	1,31	2,5		0,125	1,05	0,96
26	PM_12	44,0	90		0,49	0,54	1,4		0,070	0,77	0,70
27	PM_13	61,0	90		0,68	0,74	0,8		0,040	1,86	1,64
28	PM_13	72,0	60		1,20	1,31	3,6		0,180	0,73	0,65
29	PM_14	48,0	120		0,40	0,44	1,4		0,070	0,63	0,55
30	PM_14	39,0	120		0,33	0,36	1,1		0,055	0,65	0,57
<b>Wartości średnie / Average</b>						<b>1,05</b>			<b>0,136</b>	<b>1,01</b>	<b>0,91</b>

strefa erozji meandra <i>meander erosion zone</i>	strefa akumulacji meandra <i>meander accumulation zone</i>	strefa odcinków prostych <i>straight zone</i>
--	---	--

**Tab. 2.** Wartości średnie parametrów filtracyjnych Parsęty dla trzech grup punktów**Table 2.** The average values of the filtrations parameters in the Parsęta river for three groups of points

	$q_d \cdot 10^{-3}$ [cm <sup>3</sup> /s/cm <sup>2</sup> ]	$i_d$ [cm/cm]	$k_{10d} \cdot 10^{-4}$ [m/s]
Średnia ze wszystkich pomiarów The average of all measurements	1,05	0,136	0,91
Średnie dla stref erozji meandrów Averages meanders erosion zones	1,64	0,265	0,76
Średnie dla stref akumulacji meandrów Averages meanders accumulation zones	1,01	0,101	1,03
Średnie dla odcinków prostych Average for straights zones	0,70	0,070	0,95
% średniej ze wszystkich pomiarów % of the average of all measurements	156,2	194,9	83,0
% średniej ze wszystkich pomiarów % of the average of all measurements	96,2	74,3	113,1
% średniej ze wszystkich pomiarów % of the average of all measurements	66,5	51,5	104,1

Objaśnienia kolorów pod tab. 1 /explanations for colours see Table 1.



Ryc. 4. Wyniki parametrów drenażu wód podziemnych przez Parsętę  
 Fig. 4. The results of groundwater drainage parameters through the Parsęta river

oraz gradientu hydraulicznego. Te zaś są uzależnione od głębokości zalegania wód podziemnych, poziomu wody w rzece, ukształtowania doliny rzecznej oraz samego koryta, a także od typu osadów dennych.

Wzorcowy dopływ wody z warstwy wodonośnej do rzeki  $q_d$  obliczono, korzystając z pomierzonej między przekrojami PM\_1 oraz PM\_14 różnicy przepływu  $\Delta Q = 0,093 \text{ m}^3/\text{s}$ , a także uwzględniając długość testowego odcinka rzeki 1580 m oraz jego średnią szerokość 5,73 m. Znając średnią wartość przepływu jednostkowego  $q_d = 1,05 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^3/\text{s}/\text{cm}^2$  oraz uwzględniając powierzchnię kłosa filtrometru  $F = 907,9 \text{ cm}^2$ , obliczono średnią wartość dopływu wody z warstwy wodonośnej w kierunku rzeki, na podstawie pomiarów filtrometrem (tab. 3).

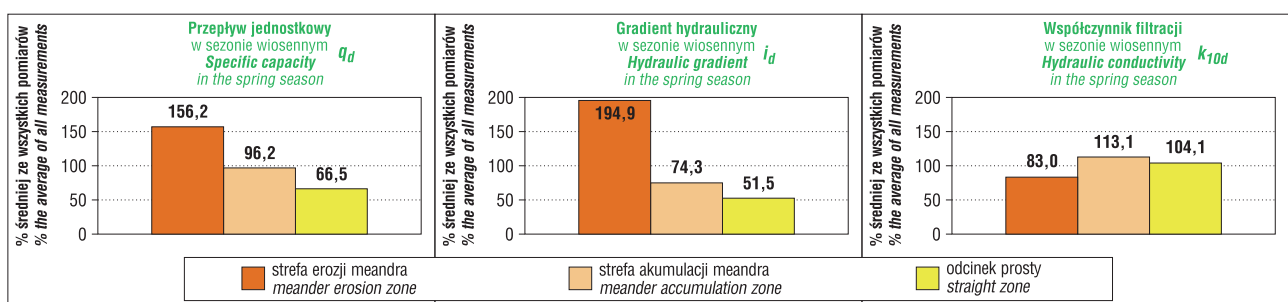
Uzyskano dobrą zgodność między dopływem podziemnym, opartą na obliczonej różnicy przepływu w dwóch przekrojach hydrometrycznych Parsęty, oraz pomiarach wykonanych za pomocą filtrometru. Drenaż wód podziemnych na badanym odcinku Parsęty oznaczony dwoma metodami różnił się o 2,7%.

Filtrometr wraz z gradientomierzem zastosowano także do rozpoznania parametrów filtracyjnych dna stawów infiltracyjnych na ujściu Dębina w Poznaniu (Chudziak & Marciniak, 2012; Chudziak, 2013). Umożliwiło to sprawdzenie przydatności nowych urządzeń pomiarowych do rozpoznania procesu infiltracji wód powierzchniowych do wód podziemnych.

**PODSUMOWANIE**

W wyniku przeprowadzonych badań opracowano nową metodę, wykorzystując nową aparaturę, która umożliwia bezpośredni pomiar parametrów hydraulicznych osadów dennych zarówno rzek, jak i zbiorników wodnych.

Pewne ograniczenia zastosowań filtrometru wiążą się z trudnościami wbicia kłosa w osady dennie. Przeszkodą mogą być: kamieniste dno, korzenie roślin wodnych lub drzew nadbrzeżnych, czy też osady muliste, organiczne,



Ryc. 5. Wartości średnie mierzonych parametrów, dla trzech stref lokalizacji  
 Fig. 5. The average values of measured parameters for three zones location

Tab. 3. Dopływ podziemny do Parsęty przez kłosa filtrometru  
 Table 3. Underground inflow into the Parsęta river through the shade of filtrometer

$q_d \cdot 10^{-3}$ [cm <sup>3</sup> /s·cm <sup>2</sup> ]		$q_d$ [dm <sup>3</sup> /h·m <sup>2</sup> ]		$q_d$ [dm <sup>3</sup> /h·kłosz]		Niepewności Uncertainties [%]
Różnica przepływu Flow difference	Filtrometr Filtrometer	Różnica przepływu Flow difference	Filtrometr Filtrometer	Różnica przepływu Flow difference	Filtrometr Filtrometer	
1,02	1,05	36,81	37,80	3,36	3,45	2,7

bądź silnie skonsolidowane. W mniejszym stopniu ograniczenia te dotyczą zastosowań gradientomierza, który łatwiej można wbić w osady denne.

Na podstawie badań drenażu wód podziemnych przez wody powierzchniowe, przeprowadzonych w rejonie Storkowa na rzece Parsęcie stwierdzono, że parametry hydrauliczne koryta rzecznej są zmienne w czasie i przestrzeni. Zależą one od: lokalizacji punktu pomiarowego w odcinkach rzeki o różnicowanych procesach, geomorfologii (strefa erozji meandra, strefa akumulacji meandra, odcinek prosty), typu osadów dennych, lokalnych zakłóceń przepływu wody w rzece, np. głazy, gałęzie, korzenie, ukształtowania doliny rzecznej.

Stwierdzono, że największy drenaż wód podziemnych odbywał się w strefach erozyjnych meandrów, gdzie osiągał 156% drenażu średniego dla badanego odcinka Parsęty. W strefach akumulacji meandrów, wartość drenażu wynosiła 96% i była zbliżona do wartości średniej. Natomiast na odcinkach prostych drenaż wód podziemnych okazał się najmniejszy i wynosił 66% drenażu średniego.

Przedstawiona w artykule metoda pomiarowa umożliwia rozpoznanie zarówno natężenia drenażu, jak i natężenia infiltracji przez osady denne. Możliwy jest bezpośredni pomiar współczynnika filtracji osadów dennych, co stanowi punkt wyjścia do oceny stopnia rozpułchnienia lub konsolidacji osadów. To z kolei decyduje o intensywności procesów korytowych i brzegowych zachodzących lokalnie w różnych strefach morfologicznych rzek lub stawów infiltracyjnych.

## LITERATURA

- BAXTER C., HAUER F.R. & WOESSNER W.W. 2003 – Measuring groundwater-stream water exchange: new techniques for installing minipiezometers and estimating hydraulic conductivity. *Tran. Am. Fish. Soc.*, 132: 493–502.
- BELANGER T.V. & KIRKNER R.A. 1994 – Groundwater/surface water interaction in a Florida Augmentation Lake. *Lake Reservoir Manage.*, 8 (2): 165–174.
- BOKUNIEWICZ H., TANIGUCHI M., ISHITOIBI T., CHARETTE M., ALLEN M. & KONTAR E.A. 2008 – Direct measures of Submarine Groundwater Discharge (SGD) over a fractured rock aquifer in Ubatuba Brazil. *Estuarine, Coastal, Shelf Sci.*, 76: 466–472.
- BOYLE D.R. 1994 – Design of a seepage meter for measuring groundwater fluxes in the nonlittoral zones of lakes – Evaluation in a boreal forest lake. *Limnol. Oceanogr.*, 39 (3): 670–681.
- BRODIE R.S., BASKARAN S., RANSLEY T. & SPRING J. 2009 – The seepage meter: progressing a simple method of directly measuring water flow between surface water and groundwater systems. *Australian J. Earth Sci.*, 56 (1): 3–11.
- CHENG X. & ANDERSON M.P. 1993 – Numerical simulation of ground-water interaction with lakes allowing for fluctuating lake levels. *Ground Water*, 31 (6): 929–933.
- CHERKAUER D.A. & MCBRIDE J.M. 1988 – A remotely operated seepage meter for use in large lakes and rivers. *Ground Water*, 26 (2): 165–171.
- CHUDZIAK Ł. 2013 – Identyfikacja parametrów filtracyjnych w strefach współdziałania wód powierzchniowych i podziemnych. Rozprawa doktorska, UAM Poznań, UAM Poznań, seria: Studia i Prace z Geografii i Geologii, 44. Bogucki, Wyd. Nauk.
- CHUDZIAK Ł. & MARCINIAK M. 2012 – Badania laboratoryjne drenażu i infiltracji wody przez osady denne na modelu fizycznym. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 451, *Hydrogeologia XIII*: 17–25.
- DOWNING J.A. & PETERKA J.J. 1978 – Relationship of rainfall and lake groundwater seepage. *Limnol. Oceanogr.*, 23 (4): 821–825.
- ISIORHO S.A. & MEYER J.H. 1999 – The effects of bag type and meter size on seepage meter measurements. *Ground Water*, 37 (3): 411–413.
- ISRAELSEN O.W. & REEVE R.C. 1944 – Canal lining experiments in the delta area, Utah. *Utah Agr. Exp. Sta. Tech. Bull.*, 313: 52.
- JANIK B., KOWALIK A. & MARCINIAK M. 1989 – Pomiary infiltrometryczne jako podstawa oceny udziału wód rzecznych w zasilaniu ujęcia drenażowego Reda-Pieleszewo. *Prz. Geol.*, 37 (10): 511–516.
- KARNAUSKAS R.J. & ANDERSON M.P. 1978 – Ground-water lake relationship and ground-water quality in the Sand Plain Province of Wisconsin – Nepco Lake. *Ground Water*, 16 (4): 273–281.
- KOBAYASHI M. 1993 – Groundwater seepage into Lake Biwa traced by pollutants. *IAHS Publication*, 215: 143–150.
- LANDON M.K., RUS D.L. & HARVEY F.E. 2001 – Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water*, 39 (6): 870–885.
- LEE D.R. 1977 – A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnol. Oceanogr.*, 22 (1): 140–147.
- LITWIŃSKI M. 1986 – Instrukcja stosowania urządzenia do pomiaru filtracji dennej. *Przeds. Geol. w Warszawie*, materiały niepublikowane. Arch. PG, Warszawa.
- MACIOSZCZYK A. (red.) 2006 – Podstawy hydrogeologii stosowanej. PWN, Warszawa.
- MARCINIAK M. 1987 – Interpretacja pomiarów infiltrometrycznych oraz ocena przesączania z Redy do warstwy wodonośnej w rejonie studni badawczej w Pieleszewie. *Mat. Symp. „Badania hydrogeologiczne ujęć infiltracyjnych” Gowidlinek. Przeds. Geol., Gdańsk*: 47–63.
- MARTINEZ Ch.J. 2009 – Mini-piezometers for measuring groundwater to surface water exchange. *University of Florida Cooperative Extension Service, AE454*, <http://edis.ifas.ufl.edu/AE454>.
- MARTINEZ Ch.J. 2010 – Seepage meters for measuring groundwater-surface water exchange. *University of Florida Cooperative Extension Service, AE465*, <http://edis.ifas.ufl.edu/AE465>.
- MULLIGAN A.E. & CHARETTE M.A. 2009 – Groundwater flow to the coastal ocean. [W:] *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, Oxford: 88–97.
- MURDOCH L.C. & KELLY S.E. 2003 – Factors affecting the performance of conventional seepage meters. *Water Resources Res.*, 39 (6): SWC 2-1–SWC 2-10.
- PAULSEN R.J., SMITH Ch.F., O’ROURKE D. & TENG-FONG WONG 2001 – Development and evaluation of an ultrasonic ground water seepage meter. *Ground Water*, 39 (6): 904–911.
- PAZDRO Z. & KOZERSKI B. 1990 – *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa.
- PLECZYŃSKI J. 1981 – *Odnawialność zasobów wód podziemnych*. Wyd. Geol., Warszawa.
- ROSENBERRY D.O. 2005 – Integrating seepage heterogeneity with the use of ganged seepage meters. *Limnol. Oceanogr.: Methods* 3: 131–142.
- ROSENBERRY D.O. 2008 – A seepage meter designed for use in flowing water. *J. Hydrol.*, 359: 118–130.
- ROSENBERRY D.O. & MORIN R.H. 2004 – Use of an electromagnetic seepage meter to investigate temporal variability in lake seepage. *Ground Water*, 42 (1): 68–77.
- ROSENBERRY D.O. & LABAUGH J.W. 2008 – Field techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water. *U.S. Geol. Surv. Techn. Methods* 4-D2.
- SANDERS L.L. 1998 – *A manual of field hydrogeology*. Prentice Hall, New Jersey.
- SHAW R.D. & PREPAS E.E. 1989 – Anomalous, short-term influx of water into seepage meters. *Limnol. Oceanogr.*, 34 (7): 1343–1351.
- SIMPKINS W.W. 2006 – A multiscale investigation of ground water flow at Clear Lake, Iowa. *Ground Water*, 44 (1): 35–46.
- TANIGUCHI M. & FUKUO Y. 1993 – Continuous measurements of ground-water seepage using an automatic seepage meter. *Ground Water*, 31 (4): 675–679.
- WINTER T.C. 2000 – Interaction of ground water and surface water. *Proceeding of the Ground-Water/Surface-Water Interactions Workshop*: 15–20.
- WOESSNER W.W. & SULLIVAN K.E. 1984 – Results of seepage meter and mini-piezometer study, Lake Mead, Nevada. *Ground Water*, 22 (5): 561–568.