

Józef SASIK

## Parowanie ze stawu rybnego w okolicach Milicza

### Abstract

**Evaporation from a fish pond situated near Milicz.** The results of the researches, which tend towards determining the evaporation from a fish pond, carp type are presented in this paper. The investigations were carried out in 1981–1994 (summer half-year), on the object of the surface of 13,4 ha and average depth 0,9 m, situated in the river Barycz basin near Milicz. There were following methods used: the water balance and evaporimetrical (evaporimeter GGI-3000 – land).

*Key words: evaporation, hydrology, water management.*

### Wstęp

Zmniejszające się zasoby wodne zlewni (pod względem ilościowym i jakościowym) zmuszają poszczególnych użytkowników do coraz dokładniejszego obliczania swojego zapotrzebowania. Jednym z takich użytkowników są gospodarstwa rybne, zlokalizowane z reguły w niewielkich zlewniach rolniczych. Największe zapotrzebowanie na wodę, dla kompleksów stawowych, występuje w okresie wczesnowiosennym (zalew stawów towarowych i kroczkowych). W okresie tym gospodarstwa stawowe nie są konkurencyjne dla rolnictwa, ponieważ

na użytkach rolnych poziom wody jest wysoki i wymagają one odwodnienia. Jednocześnie w ciekach występują znaczne przepływy i stawy rybne, które przyczyniają się do zmniejszenia fali powodziowej. Największe zapotrzebowanie na wodę do pokrycia parowania ze stawów rybnych występuje w okresie od maja do września, kiedy w ciekach zasilających występują z reguły przepływy niżówkowe, a grunty orne wymagają nawodnień. Istnieje wówczas konieczność podjęcia decyzji, któremu z użytkowników ją dostarczyć, a o wyborze powinny decydować względy ekonomiczne.

Wielkość parowania z wolnego zwierciadła wody można oszacować jedną z pięciu metod: dyfuzji turbulencyjnej pary wodnej, bilansu cieplnego, bilansu wodnego, pomierzyć za pomocą różnego typu ewaporometrów lub obliczyć za pomocą wzorów empirycznych. O złożoności lub niedocenieniu tego procesu, w odniesieniu do małych zbiorników wodnych (pod względem powierzchni i ich głębokości), świadczy fakt, że dotychczas zainteresowanie tym problemem było w naszym kraju niewielkie i ograniczało się do kilku obiektów badawczych (Szymański 1961; Drabiński 1991; Kosturkiewicz i in. 1992; Sasik 1992).

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę określenia wielkości parowania z wolnej powierzchni wody stawu rybnego metodą bilansu wodnego oraz ewaporometryczną. Na podstawie tych pomiarów przeanalizowano możliwość wykorzystania pomiarów ewaporometrycznych (GGI-3000 zainstalowanym na stacji brzegowej) do określania parowania ze stawów rybnych typu karpiego.

### Metodyka i zakres badań

W ramach programów badawczych PR-4, RR-II-20 oraz projektu badawczego KBN nr 5 0187 91 01 prowadzono w zlewni Baryczy pomiary parowania z wolnego zwierciadła wody stawu rybnego. Badania terenowe przeprowadzono w latach 1981–1994 (półrocze letnie) na terenie stawu Staś Górny, położonym w środku największego w Polsce kompleksu stawów rybnych o powierzchni 1650 ha – Stawno koło Milicza, województwo wrocławskie. Jest to staw typu karpiego (narybkowo-kroczkowy), o powierzchni zalewu 13,4 ha i średniej głębokości ok. 0,9 m, roślinność wynurzona zajmuje powierzchnię nie większą niż 2%. Do określania parowania z wolnego zwierciadła wody zastosowano metodę bilansu wodnego oraz ewaporometryczną.

Metoda bilansu wodnego, pozornie prosta, nie znalazła szerszego zastosowania w praktyce. Równanie dla zbiornika wodnego - jezioro, staw, itp. ma postać:

$$E_b + S_P + H = Q + P - (h_2 - h_1) \quad (1)$$

gdzie:  $E_b$  – parowanie z wolnego zwierciadła wody (mm);  $S_P$  – suma prześiąków w stawach rybnych: przez groble stawowe, dno i przecieki przez zamknięcia budowli wodnych (mm);  $H$  – odpływ powierzchniowy i podziemny (mm);  $Q$  – dopływ powierzchniowy i podziemny (mm);  $P$  – opad atmosferyczny (mm);  $h_1$   $h_2$  – stan wody na początku i na końcu okresu bilansowego (mm).

Największe trudności w tej metodzie stwarza prawidłowe określenie dopływu i odpływu, szczególnie podpowierzchniowego. W warunkach doświadczenia przyjęto hipotezę, że przy podobnych rzędnych piętrzenia w stawie Staś Górny i otaczających go stawach, związłym dnie pokrytym dodatkowo grubą warstwą namułu (średnio ok. 20 – 25 cm) dopływ oraz odpływ podpowierzchniowy jest niewielki (bliski zeru) i można je pominąć. Słuszność powyższej hipotezy potwierdziły pomiary filtracji przez dno stawowe, wykonane infiltrometrem, oraz obserwacje stanów wody w okresie nocnym, kiedy wilgotność powietrza wynosiła ok. 100%, a nad lustrem wody występowała cisza (prędkość wiatru ok. 0,0 m s<sup>-1</sup>).

O wyborze metody zdecydowała również znaczna zmienność temperatury wody na powierzchni stawu, co w znacznym stopniu ograniczało zastosowanie innych metod badawczych. Dla przyjętych założeń równanie (1), w okresach kiedy nie było dopływu oraz dopływu powierzchniowego oraz sąsiadujące stawy były wypełnione wodą, ma postać:

$$E_b = P - (h_2 - h_1) \quad (2)$$

Podstawiając do równania zmiany poziomów wody w stawie oraz wielkość opadu obliczono wielkość parowania z wolnego zwierciadła wody. Do pomiarów stanów wody w stawie zainstalowano łaty wodowskazowe oraz limnigrafy. Opad mierzono deszczomierzem GGI-3000 oraz deszczomierzami Hellmanna, które zainstalowano na wysokości: 2,0 m, 1,0 m (standardowy) i 0,0 m (jamowy). Ponieważ pomierzone sumy opadów różniły się znacznie, dlatego po analizie przyjęto wielkość opadu pomierzoną deszczomierzem GGI-3000, którego wartości były najbardziej zbliżone do wartości zmierzonych deszczomierzem jamowym.

Na obszarze stawu została utworzona stacja ewaporometryczna, na której znajdował się m.in. ewaporometr GGI-3000 - najczęściej stosowany w Polsce w sieci IMGW. Zbiorniki te mają głębokość 0,6 m, wykonane są z blachy stalowej o grubości 2 mm. W celu uzyskania podobnych warunków jak w zbiorniku naturalnym, były one napełniane wodą pochodzącą ze stawu rybnego i była ona wymieniana raz w miesiącu.

Chociaż sam pomiar jest prosty, to odniesienie otrzymanych wartości do naturalnego zbiornika wodnego jest niezwykle trudne (Jurak 1972), ponieważ uzależnione jest to od wielu czynników, takich jak: rozmiar, kształt, rodzaj materiału i jego barwa, odległości zwierciadła wody od krawędzi, usytuowania względem zbiornika wodnego, itp. czynników.

Najprostszym sposobem określenia parowania ze zbiornika naturalnego na podstawie pomiarów ewaporometrycznych jest uwzględnienie współczynnika

redukcyjnego. Do jego ustalenia niezbędne jest jednak określenie wielkości parowania ze zbiornika wodnego jedną z wyżej podanych metod, np. metodą bilansu wodnego, czyli

$$r_1 = E_b : E_{ew} \quad (3)$$

gdzie:  $r_1$  – współczynnik redukcyjny,  $E_b$  ( $E_{ew}$ ) – parowanie obliczone metodą bilansu wodnego, pomierzone w ewaporometrze (mm).

## Wyniki badań

Wartość współczynnika redukcyjnego ( $r_1$ ) jest zmienna w czasie i dlatego zalecane było stosowanie go dla dłuższych okresów czasowych. Na podstawie pomiarów wykonanych na obiekcie Stawno w latach 1981–1989 obliczono jego wartość dla dekadowych sum parowania z wolnego zwierciadła wody. Wartości dla półrocza letniego (V–IX) przedstawiono w tabeli 1. W zestawieniu tym nie uwzględniono października, ponieważ ze względu na prowadzoną gospodarkę wodną (zrzuty wody ze stawu Staś Górny lub przylegających do niego stawów) dysponowano zbyt małą liczbą dekad, dla których było możliwe określenie parowania metodą bilansu wodnego (przede wszystkim w 2 i 3 dekadzie). Również dla pozostałych miesięcy nie dysponowano pełną liczbą dekad. Wartości współczynnika redukcyjnego obliczono przyjmując do analizy następującą liczbę dekad: w maju – 8, czerwcu – 14, lipcu – 24, sierpniu – 23 i wrześniu – 14.

TABELA 1. Współczynniki przejścia ( $r_1$ ) od parowania z ewaporometru (GGI-3000) do parowania ze stawu

Przedział wartości	Miesiące					Okres V – IX
	V	VI	VII	VIII	IX	
Maksymalna	1,285	1,129	1,105	1,152	1,730	1,730
Średnia	1,164	1,034	1,017	1,066	1,383	1,106
Minimalna	1,084	0,900	0,908	0,905	1,079	0,900

Z przedstawionych wartości wynika, że średnie wartości współczynnika wahały się od 1,017 do 1,383. Związane jest to niewątpliwie z liczebnością próby przyjętej do analizy, ale również z odmiennym przebiegiem temperatur wody w powierzchniowej warstwie w zbiornikach naturalnych oraz ewaporometrach. Ma na to wpływ wiele czynników, takich jak: różnice w przezroczystości wody oraz barwie dna, inny rozkład prędkości wiatru, odległość zwierciadła wody od krawędzi ewaporometru lub korony grobli itp. W trakcie analizy wartości współczynnika redukcyjnego zauważono że wartości maksymalne występują z reguły w latach ciepłych i suchych, natomiast minimalne w latach mokrych i chłodnych. Miał na to znaczący wpływ wskaźnik opadu, przyjęty do obliczeń parowania metodą bilansu wodnego. W przypadku znacznych opadów mamy do czynienia z dodatkowym sływem wody z grobli i najbliższego otoczenia do powierzchni stawu, co powoduje zniżenie wartości parowania z wolnego zwierciadła wody ( $E_b$ ), a w efekcie wartości współczynnika redukcyjnego ( $r_1$ ).

W obliczonych wartościach współczynnika redukcyjnego nie jest uwzględniony odmienny przebieg temperatury wody w zbiorniku wodnym i ewaporometrze (szczególnie w powierzchniowej

warstwie) – czynnika, który w istotny sposób wpływa na intensywność oraz rozkład parowania w ciągu doby. Czynnikiem ten, wyrażony w postaci maksymalnej prężności pary wodnej w temperaturze wody, jest uwzględniony we współczynniku przyrządowym. Zalecany jest on do obliczania parowania z naturalnych zbiorników wodnych w przypadku krótszych okresów czasowych (Jurak 1972). Wzór na obliczanie parowania ze stawu rybnego na podstawie przeprowadzonych pomiarów w ewaporometrze GGI-3000 (lądowym) przedstawia się następująco:

$$E_b = r_2 \cdot [(e_o - e) : (e_{o-ew} - e)] \cdot E_{ew} \quad (4)$$

gdzie:  $r_2$  – współczynnik przyrządowy uwzględniający różnice w przebiegu temperatury wody,  $e_o$  ( $e_{ew}$ ) – średnia dobowo maksymalna prężność pary wodnej w temperaturze wody w stawie rybnym (ewaporometrze GGI-3000), w hPa;  $e$  – aktualna prężność pary wodnej na wysokości 2 m, w hPa.

W stacjach ewaporometrycznych standardowe pomiary wykonuje się o godz. 7<sup>00</sup>, w tym i pomiar temperatury wody. Kształtowanie się wartości współczynnika ( $r_2$ ) przeanalizowano na podstawie danych dla lipca z lat 1981–1989. Analizowano kształtowanie się wartości

tego współczynnika dla różnic prężności pary wodnej w ewaporometrze i stawie Staś Górny, obliczonych na podstawie: pomiarów wykonanych z godz. 7<sup>00</sup> oraz dla wartości średnich dobowych (średnia z pomiarów o godz. 7<sup>00</sup>, 13<sup>00</sup> i 19<sup>00</sup>). Wartości współczynnika  $r_2$ , obliczone jedynie na podstawie porannego terminu, wykazywały znacznie większą zmienność (stosunek wartości maksymalnej do minimalnej) niż w przypadku przyjęcia do obliczeń średnich dobowych różnic prężności pary wodnej. W tabeli 2 przedstawiono dekadowe (obliczone na podstawie danych z 24 dekad) i miesięczne (średnia z 8 miesięcy) wartości tego współczynnika dla lipca.

Z porównania wartości współczynników w lipcu wynika, że zakres zmienności współczynnika  $r_2$  (3,128) jest znacznie większy niż  $r_1$  (1,217). Dowodzi to również, że temperatura powierzchniowej warstwy wody nie jest jedynym czynnikiem decydującym o wartości współczynnika przyrządowego. Na jego wielkość oraz zmienność miały wpływ również czynniki, które zostały przedstawione powyżej, w trakcie omawiania współczynnika redukcyjnego –  $r_1$ . Uwzględnienie dodatkowych czynników spowodowałoby podniesienie kosztów pomiarów oraz utrudniłoby korzystanie z metody ewaporometrycznej przez projektantów.

W celu sprawdzenia przydatności metody ewaporometrycznej do określenia parowania ze stawu rybnego dokonano weryfikacji współczynników redukcyjnych ( $r_1$ ) oraz przyrządowych ( $r_2$ ) na materiale badawczym z lat 1991–1994. W analizie pominięto 1990 r., ponieważ na obszarze stawu przyległego do stawu Staś Górny prowadzone były prace remontowe i nie można było określić parowania ze stawu rybnego metodą bilansu wodnego. W tabeli 3 przedstawiono dekadowe i miesięczne sumy parowania obliczonego metodą bilansu wodnego ( $E_b$ ) oraz wartości pomierzonych w ewaporometrach i współczynników przedstawionych w tabeli 1.

Z przedstawionych danych wynika, że najmniejsze różnice w dekadowych sumach parowania między wartościami obliczonymi metodą bilansu wodnego a metodą określoną na podstawie pomiarów ewaporometrem GGI-3000 (ładowym) oraz współczynnika  $r_1$ , wystąpiły w lipcu i wynosiły od – 2,7 mm (2 dek. lipca 1992 r.) do + 5,6 mm (2 dek. lipca 1994 r.), natomiast największe wystąpiły w maju od – 22,5 mm (2 dek. maja 1994 r.) do + 23,2 mm (1 dek. maja 1993 r.). Na taki wynik wpłynęła niewątpliwie liczebność dekad, na podstawie których została określona wielkość współczynnika  $r_1$ . Znaczny wpływ na uzyskiwane wyniki miał przebieg czynników meteo-

TABELA 2. Dekadowe wartości współczynnika przyrządowego ( $r_2$ ) dla lipca

Przedział wartości	Dekada			Lipiec
	1	2	3	
Maksymalna	1,614	1,181	1,169	1,614
Średnia	0,823	0,793	0,934	0,881
Minimalna	0,516	0,570	0,634	0,516

TABELA 3. Dekadowe i miesięczne sumy parowania (mm) ze stawu Staś Górny w latach 1991–1994 obliczone na podstawie pomiarów ewaporometrycznych (GGI-3000) i współczynników redukcyjnych ( $r_1$ )

Mie- siąc	De- ka- da	Lata									
		1991		1992		1993		1994		1991–94	
		$E_b$	$r_1 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_1 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_1 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_1 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_1 \cdot E_{ew}$
V	1	37,8	27,2	39,6	29,8	59,1	35,9	33,8	45,2	42,6	34,5
	2	37,6	28,4	39,8	46,1	56,0	48,4	23,9	46,4	39,3	42,3
	3	45,9	41,6	48,1	57,0	40,5	48,2	37,8	45,9	43,1	48,2
	$\Sigma$	121,3	97,2	127,5	132,9	155,6	132,5	95,5	137,5	125,0	125,0
VI	1	34,6	37,0	53,5	46,7	43,7	45,5	37,4	45,7	42,3	43,7
	2	36,8	26,8	39,4	49,2	28,7	23,6	38,0	41,7	35,7	35,3
	3	45,7	44,3	49,3	43,5	27,1	31,0	44,2	54,8	41,6	43,4
	$\Sigma$	117,1	108,1	142,2	139,4	99,5	100,1	119,6	142,2	119,6	122,4
VII	1	42,5	41,2	36,4	34,6	39,0	38,0	40,4	42,5	39,6	39,1
	2	33,4	35,4	31,4	34,1	21,9	21,3	48,7	43,1	33,8	33,5
	3	38,9	40,9	48,7	47,8	44,8	44,3	51,5	46,4	46,0	44,8
	$\Sigma$	114,8	117,5	116,5	116,5	105,7	103,6	140,6	132,0	119,4	117,4
VIII	1	34,7	29,6	49,7	42,7	29,1	39,2	41,9	42,0	38,8	38,4
	2	34,6	31,0	29,9	31,7	36,4	44,2	25,8	29,5	31,7	34,1
	3	32,8	30,9	41,9	41,0	25,7	36,4	41,3	35,3	34,4	35,9
	$\Sigma$	102,1	91,5	121,5	115,4	91,2	119,8	109,0	106,8	105,9	108,4
IX	1	35,5	39,6	43,0	34,3	20,6	30,3	20,1	24,9	29,8	32,3
	2	26,8	30,8	22,0	25,7	20,0	31,4	20,5	20,6	22,3	27,1
	3	20,8	28,5	22,0	26,3	20,6	29,6	25,0	19,1	22,1	25,8
	$\Sigma$	83,1	98,9	87,0	86,3	61,2	90,9	65,6	64,6	74,2	85,2
V– –IX	$\Sigma$	538,4	513,2	594,7	590,5	513,2	546,9	530,3	583,1	544,1	558,4

rologicznych, przykładowo w maju w latach 1991–1994 średnia miesięczna temperatura powietrza wahała się od 10,8°C (prawdopodobieństwo wystąpienia  $p = 92\%$ ) do 16,8°C ( $p < 1\%$ ), niedosyt wilgotności powietrza od 4,6 hPa ( $p = 68\%$ ) do 8,5 hPa ( $p = 7\%$ ), wskaźnik opadu od 31,0 mm ( $p = 72\%$ ) do 82,7 mm ( $p = 22\%$ ), natomiast zmienność wartości średnich dekadowych dla omawianego miesiąca przedstawia się następująco: temperatur powietrza od 9,5°C do 18,7°C, niedosytów wilgotności powietrza od

3,5 hPa do 11,4 hPa, wskaźnika opadu od 4,9 mm do 38,4 mm.

Znacznie mniejsze różnice między wartościami pomierzonymi a obliczonymi występują dla wartości średnich dekadowych z lat 1991–1994 i wynoszą one: w maju od – 5,1 mm (3 dek.) do + 8,1 mm (1 dek.), a dla lipca od + 0,3 mm (2 dek.) do + 1,2 mm (3 dek.). Taki przebieg jest m.in. wynikiem uśrednienia wartości omawianych czynników meteorologicznych.

Podobna tendencja występuje również w przypadku sum okresowych (V–X) w poszczególnych latach, gdzie różnice te wynoszą: w 1991 r. + 25,2 mm (4,7%), 1992 r. + 4,2 mm (0,7%), 1993 r. – 33,7 mm (6,6%), 1994 r. – 52,8 mm (10,0%) i dla okresu 1991–1994 – 14,3 mm (2,6%). Z powyższego zestawienia wynika, że im dłuższy okres bilansowy, tym mniejsze są różnice między wartościami pomierzonymi.

Na podstawie pomiarów ewaporometrycznych oraz współczynnika przyrządowego ( $r_2$ ) obliczono parowanie z wolnego zwierciadła wody w lipcu w latach 1991–1994. Wyniki przedstawiono w tabeli 4.

Z przedstawionych danych wynika, że różnice dekadowych sum parowania między wartościami pomierzonymi ( $E_b$ ) a obliczonymi ( $r_2 \cdot E_b$ ) wynosi od – 9,7 mm (3 dek. 1991 r.) do 7,5 mm (2 dek. 1994 r.) i są one wyższe niż obliczone przy wykorzystaniu współczynnika redukcyjnego ( $r_1$ ). Również różnice sum miesięcznych parowania, przedstawione w tabeli 4, są wyższe i wynoszą one odpowiednio: od – 18,7 mm (w lipcu 1991 r.) do +4,5 mm (lipiec 1994 r.). Średnia miesięczna suma parowania z wolnego

zwierciadła wody w lipcu z lat 1991–1994, obliczona na podstawie współczynnika redukcyjnego (tabela 3), daje nieco lepsze wyniki (2,0 mm) niż przy wykorzystaniu do obliczeń współczynnika przyrządowego (–6,1 mm).

## Podsumowanie

Przeprowadzone badania w półroczu letnim (V–IX) latach 1991–1994 pozwoliły na ocenę wielkości parowania ze stawu rybnego o powierzchni 13,4 ha i średniej głębokości 0,9 m. Zastosowanie metody bilansu wodnego oraz ewaporometrycznej pozwoliło na opracowanie współczynników redukcyjnych i przyrządowych dla ewaporometru GGI-3000 (lądowego). Zostały one określone dla dekadowych, miesięcznych oraz okresowych sum parowania z wolnego zwierciadła wody na podstawie danych z lat 1981–1989, a ich weryfikację przeprowadzono na materiale badawczym z lat 1991–1994.

Wartości współczynników zmieniały się w poszczególnych miesiącach. Różnice te spowodowane były m.in. przyjęciem wskaźnika opadów do metody bi-

TABELA 4. Dekadowe i miesięczne sumy parowania (mm) ze stawu Staś Górny w lipcu, w latach 1991–1994 obliczone na podstawie pomiarów ewaporometrycznych (GGI-3000) i współczynników redukcyjnych ( $r_2$ )

Dekada	1991		1992		1993		1994		1991–94	
	$E_b$	$r_2 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_2 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_2 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_2 \cdot E_{ew}$	$E_b$	$r_2 \cdot E_{ew}$
1	42,5	46,4	36,4	32,6	39,0	40,8	40,4	40,4	39,6	40,0
2	33,4	38,5	31,4	35,6	21,9	20,8	48,7	41,2	33,8	34,0
3	38,9	48,6	48,7	56,0	44,8	47,0	51,5	54,5	46,0	51,5
$\Sigma$	114,8	133,5	116,5	124,2	105,7	108,6	140,6	136,1	119,4	125,5

lansu wodnego oraz przebiegiem takich czynników meteorologicznych, jak: temperatura powietrza, niedosyt wilgotności powietrza, prędkość wiatru i inne. Wyższe wartości współczynników występowały z reguły w latach suchych i ciepłych, natomiast niższe w latach mokrych. Z przeprowadzonych badań wynika, że im dłuższy okres bilansowy, tym mniejsze różnice między wartościami pomierzonymi a obliczonymi.

Na podstawie badań wykonanych w lipcu wynika, że w odniesieniu do płytkich zbiorników wodnych nieco lepszą zgodność między wartościami pomierzonymi a obliczonymi można uzyskać, stosując współczynnik redukcyjny niż współczynnik przyrzadowy.

## Literatura

- DRABIŃSKI A. 1991: *Wpływ gospodarowania wodą w stawach rybnych na odpływ ze zlewni rzeki Baryczy do przekroju Łąki*. Zesz. Nauk. AR Wrocław, Rozprawy 90.
- JURAK D. 1972: *Intensywność parowania z powierzchni wody w zależności od charakteru zbiornika wodnego*. Praca doktorska (maszynopis).
- KOSTURKIEWICZ A., MILER A., MURATOWA S. 1992: *Gospodarka wodna i jakość wód w małych zlewniach stawowych w regionie Wielkopolski*. Zesz. Nauk. AR Wrocław, Melioracja 40; 145–166.
- SASIK J. 1992: *Parowanie ze stawu rybnego*. Zesz. Nauk. AR Wrocław, Rozprawy 107.
- SZYMAŃSKI J. 1962: *Straty wody w stawach zlewni Baryczy na tle stosunków klimatyczno-glebowych*. Praca doktorska (maszynopis).

### Adres autora

J. Sasik  
Instytut Melioracji i Kształtowania Środowiska  
AR we Wrocławiu  
50-363 Wrocław, pl. Grunwaldzki 24