

Przemysław Tomalski

EKSTREMALNE STANY WÓD PODZIEMNYCH W ŚRODKOWEJ POLSCE W WIELOLECIU 1951–2000

*...ziemia przechowywała ją w sobie i miała jej dużo
w zbiornikach z nieprzepuszczalnej gliny
i spuszczała ją z wysokości w doliny.*

Platon (V w. p.n.e.)

WSTĘP

W hydrologii badanie rozkładów prawdopodobieństwa przepływów ekstremalnych jest standardową procedurą, bez której nie sposób wyobrazić sobie analizy szeregu czasowego. Najwcześniej próbowano aproksymować rozkłady przepływów maksymalnych, gdyż są one groźne dla człowieka i przynoszą często poważne straty gospodarcze. Nieco później zwrócono uwagę na niekorzystny wpływ, jaki na ekonomiczną działalność człowieka (kłopoty żeglugowe, wyższe stężenia zanieczyszczeń, ograniczanie poboru wody itd.) wywierają również przepływy niskie. Zainteresowanie to zaowocowało też wieloma udanymi próbami dopasowywania różnych funkcji prawdopodobieństwa do szeregów wartości minimalnych, a w efekcie pojawiły się możliwości prognozowania przepływów niskich.

W znanej autorowi literaturze hydrogeologicznej nie podjęto dotąd próby dopasowania teoretycznych funkcji prawdopodobieństwa do rozkładów ekstremalnych stanów wód podziemnych. Złożyło się na to zapewne kilka przyczyn. Po pierwsze, stany wód podziemnych są z reguły silnie wewnętrznie skorelowane, m.in. charakteryzują się wysokim poziomem inercji ciągów. W związku z tym szeregi czasowe tych zmiennych nie są w pełni losowe, co bardzo utrudnia, a często nawet wyklucza stosowanie analiz bazujących na rachunku prawdopodobieństwa (dotyczy to w szczególności ciągów obserwacji codziennych, czy też tygodniowych). Z drugiej strony, badanie rozkładów statystycznych szeregów ekstremów rocznych, choć

teoretycznie możliwe, to z uwagi na krótkie, często niejednorodne serie czasowe było bardzo utrudnione. Istotną rolę odgrywało też stosunkowo małe zainteresowanie tego rodzaju badaniami, powodowane małym zainteresowaniem ze strony praktyków i decydentów.

Obecnie, gdy ciągi wartości charakterystycznych rocznych stanów wód podziemnych (maksimów, minimów, przeciętnych) są wystarczająco długie, a problemy jednorodności serii da się rozwiązać różnymi metodami, można już pokusić się o tego rodzaju analizę. Będzie ona szczególnie wskazana i interesująca w odniesieniu do minimalnych stanów wód podziemnych, które mają przecież decydujący wpływ na rozwój suszy hydrologicznej i niżówek w rzekach. Aproksymacja teoretycznymi rozkładami prawdopodobieństwa serii ekstremalnych stanów wód podziemnych pozwoli też lepiej poznać zjawiska zachodzące w użytkowanych warstwach wodonośnych, a co za tym idzie, odpowiednio przygotować gospodarkę wodną do niekorzystnych warunków panujących w okresie suszy.

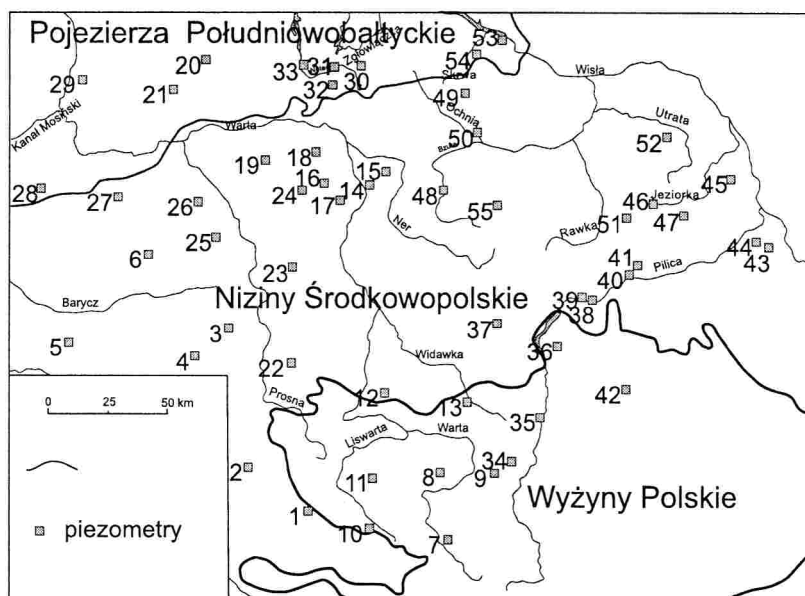
OBSZAR BADAŃ I CHARAKTERYSTYKA POSTERUNKÓW

Do badań wytypowany został obszar centralnej Polski obejmujący zlewnie: Warty po Poznań, Pilicy, Jeziorki, Bzury, Skrwy (Lewej) oraz niewielkie fragmenty zlewni sąsiadujących. Materiałem wejściowym były serie pomiarowe z posterunków stanu wód podziemnych, obserwowanych do roku 2000 przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Przed rozpoczęciem analizy wybrane zostały z tego zbioru studnie spełniające następujące warunki:

- dostępny ciąg pomiarów jest dłuższy niż 20 lat,
- braki wewnątrz ciągu nie występują bądź są niewielkie,
- seria pomiarowa jest jednorodna.

Określone wyżej warunki brzegowe spełniło tylko 49 piezometrów z nakreślonego obszaru badań. Sześć kolejnych studni spełniło te warunki po niewielkim skróceniu serii pomiarowych, koniecznym z uwagi na wymóg jednorodności. Rozmieszczenie przestrzenne wszystkich 55 otworów kontrolnych na tle makroregionów fizycznogeograficznych środkowej Polski (Kondracki 1998) przedstawia rys. 1.

Dla każdego posterunku pomiarowego zebrane zostały podstawowe charakterystyki fizycznogeograficzne otworu (np. położenie morfologiczne, wysokość nad poziomem morza). Oprócz tego, dla każdego poziomu wodonośnego ujętego przez obserwowane studnie określono jego podstawowe cechy hydrogeologiczne (rodzaj wodonośca, średnią głębokość do wody, stopień izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni).

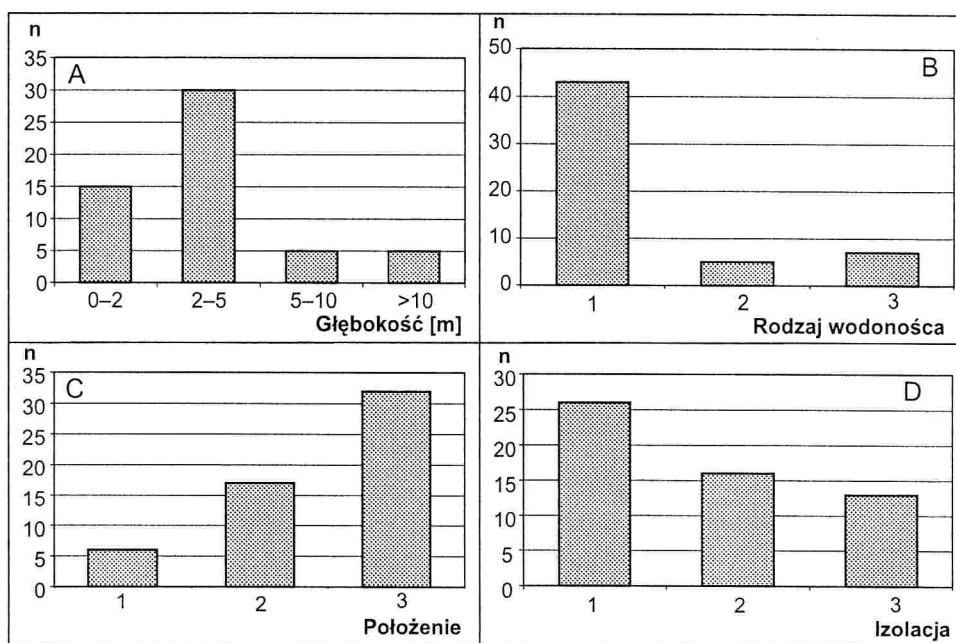


Rys. 1. Lokalizacja piezometrów. Numery zgodne z tab. 1

Fig. 1. Localization of piezometers. Numbers are compatible with tab. 1

Do wyznaczenia stopnia izolacji poziomu wodonośnego od powierzchni zastosowany został model GOD, opracowany przez Fostera w 1978 r. Przeznaczony jest on do oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia, która przecież zależy głównie od izolacji poziomów wodonośnych od powierzchni, na której powstają zwykle zanieczyszczenia. W związku z tym dopuszczalne jest, zdaniem autora, odwrócenie tej klasyfikacji w celu oceny stopnia izolacji poziomu wodonośnego (np. niska podatność na zanieczyszczenia to wysoki stopień izolacji). Procedura GOD bierze pod uwagę rodzaj utworów powierzchniowych, średnią głębokość do zwierciadła wody oraz charakter wodonośca. Pełny jej opis znaleźć można również w literaturze polskiej (np. Chęłmicki 1997).

Podstawowe charakterystyki fizycznogeograficzne otworów i ujmowanych przez nie poziomów przedstawia rys. 2. Większość studni ujmujących analizowane poziomy wodonośne położona jest w obrębie wysoczyzn. Najmniej z nich reprezentuje położenie dolinne. Wśród utworów wodonośnych dominują piaski, zdecydowanie mniej jest natomiast skał węglanowych i izolowanych poziomów w śródglinowych soczewkach piasku. Połowa spośród badanych otworów to studnie płytkie z głębokością do wody 2 do 5 m. Zdecydowanie mniej jest studni głębokich i bardzo głębokich (powyżej 10 m).



Rys. 2. Struktura próbek badanych piezometrów w świetle charakterystyk fizycznogeograficznych

A – średnia głębokość do wody; B – rodzaj wodonośca: 1 – piaski, 2 – soczewki piasków, 3 – skały węglanowe; C – położenie morfologiczne: 1 – terasa, 2 – stok, 3 – wysoczyzna; D – stopień izolacji od powierzchni: 1 – niski, 2 – umiarkowany, 3 – wysoki; n – liczba piezometrów

Fig. 2. Structure of analyzed piezometers according to geographical characteristics of studied wells

A – middle depth to groundwater table; B – type of aquifer: 1 – sands, 2 – lens of sands, 3 – carbonate rocks; C – morphological location: 1 – terrace, 2 – slope, 3 – high plain; D – degree of isolation from the surface: 1 – low, 2 – middle, 3 – high; n – number of piezometers

Badane poziomy wodonośne są w prawie połowie przypadków izolowane w stopniu wysokim. Niską izolacją charakteryzuje się co czwarty poziom z badanej próby.

METODA PRACY

Na podstawie tygodniowych pomiarów w sieci piezometrów skonstruowano odpowiednie serie maksymalnych i minimalnych rocznych stanów wody podziemnej. Wyniki pomiarów stanów wody podawane są jako głębokość do zwierciadła od znaku mierniczego, którym zazwyczaj jest krawędź cembrowiny studni. Przy takim układzie liczbowe minima stanów wody

podziemnej są wartościami pokazującymi najwyższe stany w ciągu, zaś maksima stanów – najniższe. Aby przywrócić naturalną zmienność w ciągu pomiarowym, przeliczono głębokości do wody na wysokości zwierciadła nad poziomem morza.

Do każdego ciągu liczbowego dopasowany został, metodą momentów, jeden z pięciu najczęściej stosowanych w hydrologii rozkładów prawdopodobieństwa: Gumbella (E1), Fishera–Tippetta (E3), Pearsona III (P3), logarytmiczno-normalny dwu- i trójparametryczny (LN2 i LN3). Aproksymację sprawdzano testem Kołmogorowa na poziomie istotności $\alpha = 0,05$. W przypadku gdy w dwu lub więcej rozkładach nie można było odrzucić hipotezy zerowej (o zgodności rozkładu teoretycznego z empirycznym), za najbardziej wiarygodny uznawano ten o niższej wartości statystyki D_n (Kołmogorowa).

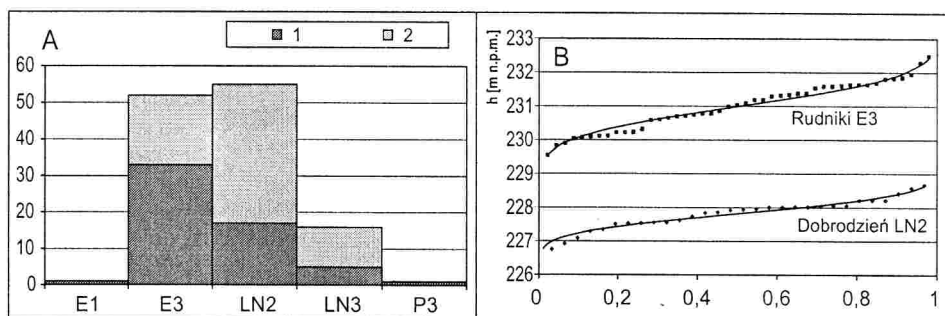
Na podstawie funkcji najlepiej aproksymujących empiryczne rozkłady rocznych ekstremalnych stanów wody obliczono stany wody podziemnej o zadanych prawdopodobieństwach przekroczenia (dla wartości maksymalnych) lub nieosiągnięcia (dla wartości minimalnych), kwantyle: $H_{50\%}$, $H_{10\%}$. Dla każdego ciągu określono także współczynniki autokorelacji R_a przy przesunięciach od 1 do 5. Ich istotność (na poziomie $\alpha = 0,05$) sprawdzono testem Boxa–Ljunga.

Dopasowane rozkłady prawdopodobieństwa zostały także zestawione w tablicach kontyngencyjnych z charakterystykami fizycznogeograficznymi i geologicznymi badanych otworów. Istnienie ewentualnych powiązań zweryfikowano testem χ^2 na trzech poziomach istotności $\alpha = (0,05; 0,10; 0,20)$.

ROZKŁADY PRAWDOPODOBIEŃSTWA I AUTOKORELACJE

Typy funkcji teoretycznych dopasowanych do ciągów minimalnych rocznych stanów wody podziemnej przedstawia rys. 3A, a ich parametry – tab. 1. Funkcją najczęściej aproksymującą był rozkład logarytmiczno-normalny dwuparametryczny (LN2). Jednak często wartość statystyki testu Kołmogorowa D_n była bliska progu odrzucenia hipotezy zerowej. W wielu przypadkach bardziej wiarygodną funkcją był ograniczony z góry rozkład Fishera–Tippetta (E3). W efekcie rozkład E3 jest najczęstszym wśród zastosowanych, a LN2 drugim w kolejności. Przykłady dystrybucyj empirycznej i teoretycznej tych dwóch rozkładów prezentuje rys. 3B.

Przestrzenne rozmieszczenie najlepiej aproksymujących rozkładów minimalnych rocznych stanów wód podziemnych nie wykazuje żadnych prawidłowości (rys. 4). Jedynie w zlewni Pilicy można zauważyć relatywnie mniejszy niż w innych rejonach udział rozkładu Fishera–Tippetta.

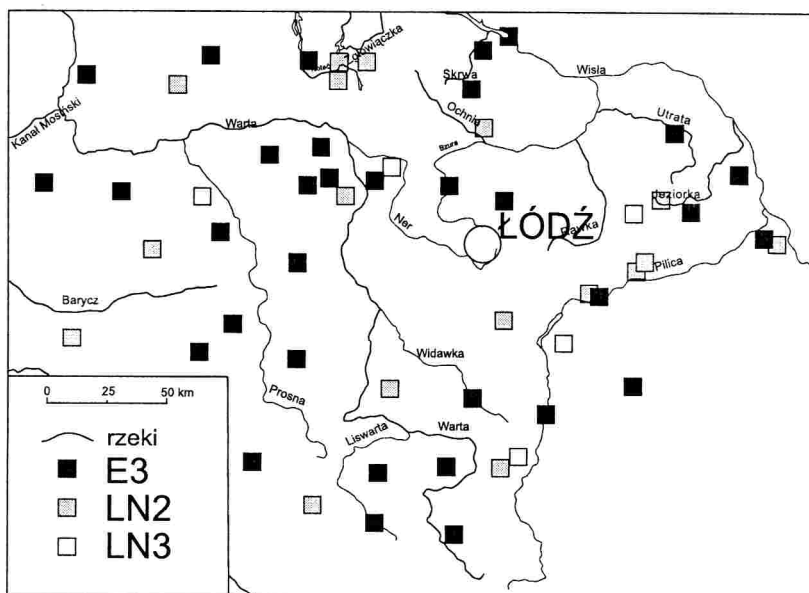


Rys. 3. Rozkłady prawdopodobieństwa minimów rocznych

A – liczba dopasowanych rozkładów, 1 – najlepiej aproksymujące, 2 – spełniające zadane kryterium aproksymacji; B – dystrybuenta najczęściej dopasowywanych rozkładów; E1 – rozkład Gumbella; E3 – rozkład Fishera-Tippetta; LN2 – rozkład logarytmiczno-normalny dwuparametryczny; LN3 – rozkład logarytmiczno-normalny trójparametryczny; P3 – rozkład Pearsona typ III

Fig. 3. Probability distributions of yearly minima

A – number of fitted distributions, 1 – the best approximate, 2 – satisfied set point criterion of approximation; B – distribution function of the most often fitted distributions; E1 – Gumbell distribution; E3 – Fisher-Tippett distribution; LN2 – log-normal two-parametric distribution; LN3 – log-normal three-parametric distribution; P3 – Pearson type III distribution



Rys. 4. Rozmieszczenie dopasowanych rozkładów minimów rocznych w środkowej Polsce
Oznaczenia jak do rys. 3

Fig. 4. Spatial distribution of fitted probability distributions of yearly minima in central Poland. See Fig. 3

Parametry rozkładów prawdopodobieństwa minimalnych rocznych stanów wody w środkowej Polsce

Parameters of probability distributions of yearly minimum water levels in central Poland

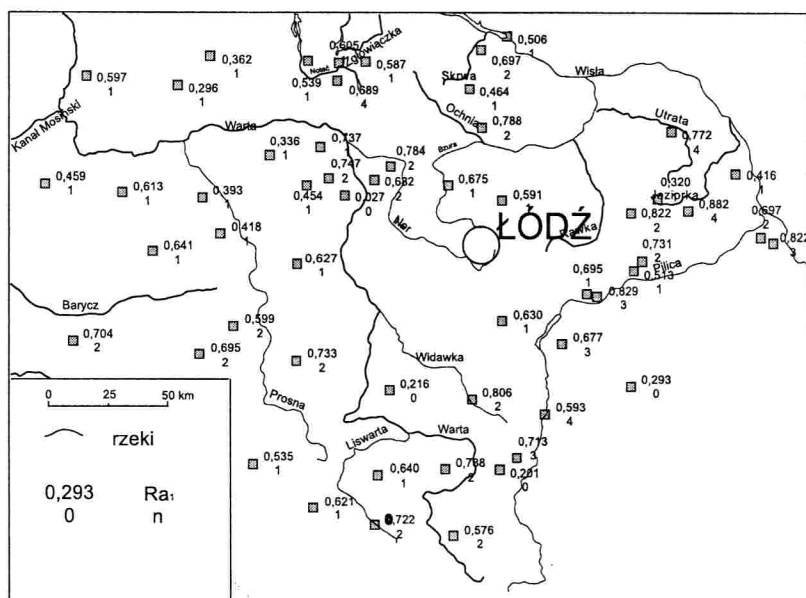
Lp.	Piezometr	Zlewnia	Długość serii	Dopasowany rozkład	Parametry rozkładów			Stan wody o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia	
					$\kappa/\mu/\mu$	$\theta/\sigma/\sigma$	$\varepsilon/-/\alpha$	50%	10%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Dobrodzień	Mała Panew	30	LN2	5,429	0,002	–	227,82	227,24
2	Dębiniec	Bogacica	50	E3	8,680	185,020	182,40	184,91	184,42
3	Ostrzeszów	Barycz	47	E3	11,946	200,330	199,39	200,30	200,17
4	Syców	Polska Woda	46	E3	7,897	166,550	163,49	166,41	165,79
5	Prusice	Sąsiedzka	48	LN2	4,712	0,004	–	111,23	110,64
6	Krotoszyn	Orla	44	LN2	4,902	0,003	–	134,55	134,09
7	Żarki	Warta	50	E3	7,464	284,190	281,72	284,08	283,55
8	Rudniki	Warta	45	E3	3,453	230,710	228,25	230,47	229,53
9	Cieletniki	Wiercica	30	LN2	5,409	0,001	–	223,45	223,18
10	Droniowice	Liswarta	49	E3	8,993	268,020	265,91	267,94	267,55
11	Truskolasy	Liswarta	44	E3	4,410	285,220	284,33	285,15	284,87
12	Siemkowice	Warta	30	LN2	5,203	0,001	–	181,90	181,60
13	Dobryszyc	Widawka	25	E3	6,149	212,380	210,78	212,29	211,89
14	Uniejów	Warta	48	E3	5,259	112,200	109,33	112,00	111,20
15	Świnice	Ner	30	LN3	1,003	0,130	100,45	103,18	102,76
16	Turkowice	Kiełbaska	45	E3	5,854	121,450	118,82	121,29	120,61
17	Dobra	Kiełbaska	43	LN2	4,766	0,002	–	117,48	117,19
18	Władysławów	Warta	23	E3	4,943	115,250	112,74	115,07	114,33
19	Rychwał	Powa	47	E3	4,245	104,790	103,47	104,68	104,25
20	Witkowo	Meszna	41	E3	88,107	111,710	91,42	111,63	111,20
21	Września	Września	50	LN2	4,640	0,004	–	103,56	103,08
22	Sokolniki	Proсна	37	E3	11,166	184,310	180,95	184,20	183,70
23	Iwanowice	Proсна	40	E3	4,761	135,850	134,31	135,74	135,27
24	Małanów	Śwędrnia	45	E3	5,961	171,100	169,93	171,04	170,74

Tabela 1 (cd.)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
25	Sobótka	Prosna	44	E3	3,729	139,880	139,17	139,81	139,56
26	Baranów	Prosna	46	LN3	1,895	0,057	116,74	123,39	122,92
27	Borek	Kan. Kościański	48	E3	11,567	119,380	114,54	119,23	118,53
28	Czerwona Wieś	Kan. Kościański	47	E3	2,899	70,249	69,59	70,17	69,89
29	Poznań-Szczepan.	Cybina	48	E3	5,954	83,533	81,52	83,41	82,90
30	Izbica Kuj.	Noteć	43	LN2	4,776	0,004	–	118,69	118,14
31	Zaryń	Noteć	50	LN2	4,578	0,002	–	97,33	97,05
32	Mostki	Noteć	45	LN2	4,561	0,005	–	95,65	95,04
33	Kalina	Noteć	45	E3	4,148	79,407	78,73	79,35	79,12
34	Silnica	Pilica	50	LN3	0,144	0,182	215,62	216,77	216,53
35	Przedbórz	Pilica	41	E3	1,686	195,650	194,05	195,34	194,47
36	Radonia	Pilica	50	LN3	2,315	0,039	186,88	197,00	196,51
37	Szydłów	Luciąża	23	LN2	5,463	0,002	–	235,88	235,41
38	Królowa Wola	Pilica	50	E3	4,502	163,780	161,61	163,61	162,93
39	Teofilów	Pilica	22	LN2	4,990	0,002	–	146,90	146,59
40	Domaniewice	Pilica	23	LN2	4,911	0,003	–	135,71	135,24
41	Bieliny	Pilica	50	LN2	4,977	0,001	–	145,00	144,73
42	Końskie-Bawaria	Drzewiczka	46	E3	9,209	253,730	249,41	253,56	252,79
43	Łekawica	Pilica	50	LN2	4,669	0,002	–	106,55	106,25
44	Grabów	Pilica	50	E3	2,014	109,570	109,19	109,51	109,32
45	Czachówek	Czarna	23	E3	1,911	108,910	108,25	108,80	108,46
46	Osuchów	Jeziorka	50	LN2	5,244	0,001	–	189,37	189,15
47	Mała Wieś	Jeziorka	50	E3	1,671	174,250	172,64	173,93	173,06
48	Bibianów	Bzura	50	E3	4,914	144,510	142,38	144,36	143,73
49	Strzelce	Ochnia	31	E3	6,734	129,440	127,81	129,36	128,98
50	Łęki Kościelne	Ochnia	23	LN2	4,623	0,008	–	101,84	100,79
51	Chrzaszczewek	Rawka	23	LN3	4,237	0,009	98,81	168,03	167,28
52	Milanówek	Utrata	47	E3	7,640	99,140	95,15	98,95	98,12
53	Krakówka	Wisła	50	E3	3,845	57,026	56,32	56,92	56,71
54	Helenów	Skrwa(łewa)	36	E3	12,057	79,089	76,15	79,00	78,59
55	Stryków	Moszczenica	45	E3	3,541	156,840	155,62	156,72	156,27

Źródło: opracowanie własne.

Współczynniki autokorelacji minimalnych rocznych stanów wód podziemnych (rys. 5), przy przesunięciu $k = 1$ (Ra_1), są zróżnicowane, jednak przeważnie (31 z 55 przypadków) większe od 0,60 – przeciętna w zbiorze jest równa 0,59. Oznacza to, że szeregi minimów rocznych posiadają dużą inercję, a więc niżówki wód podziemnych mogą przechodzić z roku na rok. Wysokie Ra_1 ($> 0,8$), które spotkać można w południowo-wschodniej części obszaru, mogą również oznaczać, że zbiorniki wód podziemnych posiadają tam dłuższy niż roczny rytm zmian napęnlienia.



Rys. 5. Współczynniki autokorelacji minimów rocznych

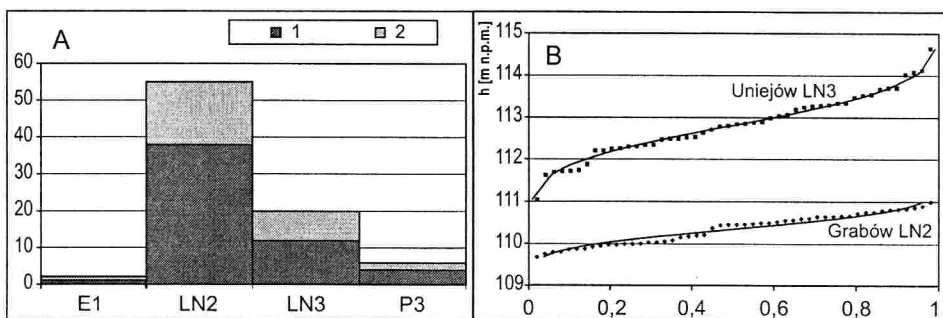
Ra_1 – współczynnik autokorelacji przy $k = 1$; n – liczba istotnych Ra

Fig. 5. Autocorrelation coefficients of yearly minima

Ra_1 – Autocorrelation coefficients at $k = 1$; n – number of statistically significant Ra

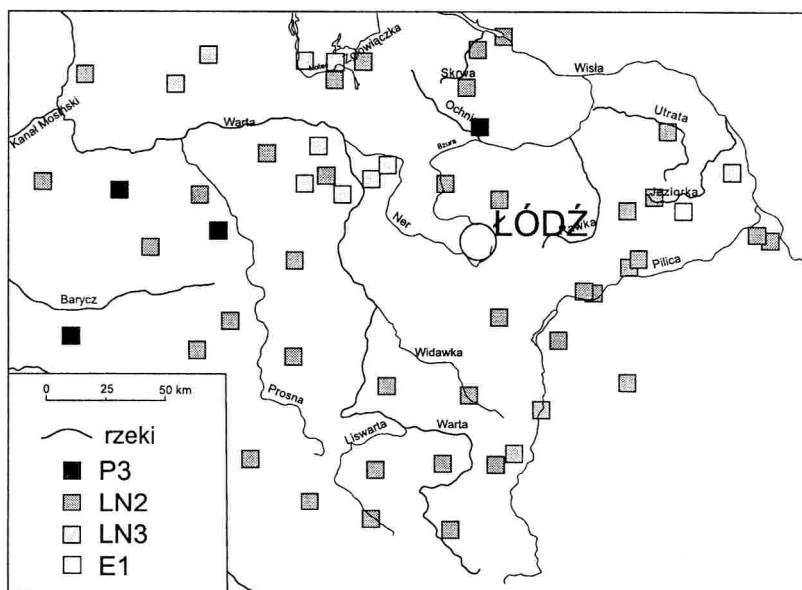
Liczba istotnych kolejnych współczynników autokorelacji waha się od 0 do 4. Warto tu zauważyć, że przeciętnie więcej istotnych Ra występuje w przypadku poziomów wodonośnych zlewni Pilicy. Poziomy na północnym zachodzie (środkowa Warta) odznaczają się dużo mniejszą inercją i są pod tym względem zdecydowanie najslabiej zróżnicowane.

Rodzaje dopasowanych rozkładów do maksymalnych rocznych stanów wody podziemnej przedstawia rys. 6A, a ich parametry – tab. 2. Najczęściej najlepszą aproksymację zapewniały funkcje logarytmiczno-normalne dwu- i trójparametryczne. W nielicznych tylko przypadkach za bardziej wiarygodne można było uznać inne rozkłady. Przykłady dystrybucji empirycznej i teoretycznej tych dwóch rozkładów prezentuje rys. 6B.



Rys. 6. Rozkłady prawdopodobieństwa maksimów rocznych
A – liczba dopasowanych rozkładów, 1 – najlepiej aproksymujące, 2 – spełniające zadane kryterium aproksymacji; B – dystrybucja najczęściej dopasowywanych rozkładów. Oznaczenia jak do rys. 3

Fig. 6. Probability distributions of yearly maxima
A – number of fitted distributions, 1 – the best approximate, 2 – satisfied set point criterion of approximation; B – distribution function of the most often fitted distributions. See Fig. 3



Rys. 7. Rozmieszczenie dopasowanych rozkładów maksimów rocznych w środkowej Polsce
Oznaczenia jak do rys. 3

Fig. 7. Spatial distribution of fitted probability distributions of yearly maxima in central Poland. See Fig. 3

Tabela 2

Parametry rozkładów prawdopodobieństwa maksymalnych rocznych stanów wody w środkowej Polsce

Parameters of probability distributions of yearly maximum water levels in central Poland

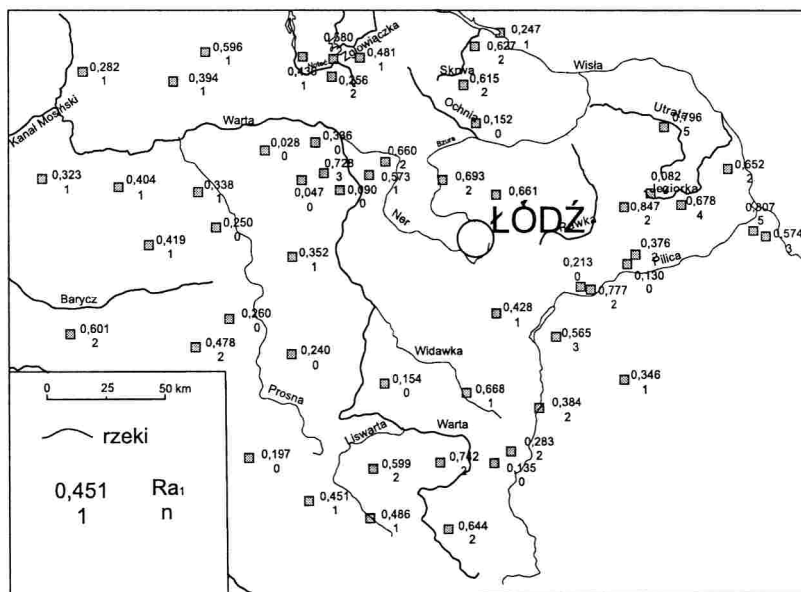
Lp.	Piezometr	Zlewnia	Długość serii	Dopasowany rozkład	Parametry rozkładów			Stan wody o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia	
					$\kappa/\mu/\mu$	$\theta/\sigma/\sigma$	$\varepsilon/-/\alpha$	50%	10%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Dobrodzień	Mała Panew	30	LN2	5,4330	0,0026	–	228,84	229,61
2	Dębiniec	Bogacica	50	LN2	5,2256	0,0020	–	185,96	186,43
3	Ostrzeszów	Barycz	50	LN2	5,3034	0,0017	–	201,01	201,45
4	Syców	Polska Woda	46	LN2	5,1230	0,0019	–	167,83	168,25
5	Prusice	Sąsiedzka	48	P3	0,1330	2,3552	111,89	112,22	112,38
6	Krotoszyn	Orla	48	LN2	4,9122	0,0046	–	135,93	136,73
7	Żarki	Warta	50	LN2	5,6515	0,0016	–	284,71	285,29
8	Rudniki	Warta	45	LN2	5,4424	0,0031	–	230,99	231,91
9	Cielętniki	Wiercica	33	LN2	5,4146	0,0017	–	224,65	225,16
10	Droniowice	Liswarta	49	LN2	5,5955	0,0012	–	269,21	269,62
11	Truskolasy	Liswarta	44	LN2	5,6543	0,0009	–	285,52	285,84
12	Siemkowice	Warta	30	LN2	5,2080	0,0003	–	182,73	182,81
13	Dobryszyc	Widawka	25	LN2	5,3595	0,0014	–	212,62	213,02
14	Uniejów	Warta	48	LN3	3,5673	0,0213	77,38	112,80	113,78
15	Świnice	Ner	30	LN3	2,0239	0,0667	96,41	103,98	104,65
16	Turkowice	Kiełbaska	45	LN2	4,8052	0,0036	–	122,14	122,71
17	Dobra	Kiełbaska	43	LN3	1,4576	0,0541	113,97	118,27	118,57
18	Władysławów	Warta	23	LN3	1,1779	0,1151	113,28	116,53	117,04
19	Rychwał	Powa	47	LN2	4,6607	0,0010	–	105,71	105,85
20	Witkowo	Meszna	40	LN3	1,3163	0,4176	111,92	112,19	112,38
21	Września	Wrześnica	49	LN3	0,7067	0,0956	102,93	104,96	105,22
22	Sokolniki	Prosna	46	LN2	5,2212	0,0013	–	185,15	185,46
23	Iwanowice	Prosna	40	LN2	4,9206	0,0060	–	137,08	138,13

Tabela 2 (cd.)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
24	Malanów	Śwędrnia	45	LN3	1,3953	0,0524	167,82	171,86	172,14
25	Sobótka	Prosna	44	P3	0,3489	1,2674	140,51	141,13	141,38
26	Baranów	Prosna	46	LN2	4,8272	0,0037	—	124,86	125,46
27	Borek	Kan. Kościański	48	P3	0,2469	2,2036	120,32	120,95	121,26
28	Czerwona Wieś	Kan. Kościański	46	LN2	4,2630	0,0079	—	71,03	71,75
29	Poznań-Szczepan.	Cybina	48	LN2	4,4403	0,0046	—	84,80	85,30
30	Izbica Kuj.	Noteć	43	LN2	4,7822	0,0039	—	119,36	119,95
31	Zaryń	Noteć	50	LN3	0,2043	0,2631	96,50	97,73	98,22
32	Mostki	Noteć	45	LN2	4,5749	0,0083	—	97,01	98,05
33	Kalina	Noteć	45	LN3	0,4632	0,1663	78,20	79,79	80,17
34	Silnica	Pilica	50	LN3	0,5387	0,1913	215,92	217,63	218,11
35	Przedbórz	Pilica	42	LN3	2,2592	0,2520	189,36	198,94	202,58
36	Radonia	Pilica	50	LN2	5,2862	0,0024	—	197,60	198,19
37	Szydłów	Luciąża	23	LN2	5,4674	0,0017	—	236,84	237,36
38	Królowa Wola	Pilica	50	LN2	5,0997	0,0030	—	163,97	164,61
39	Teofilów	Pilica	21	LN2	4,9942	0,0023	—	147,56	147,99
40	Domaniewice	Pilica	23	LN2	4,9172	0,0022	—	136,62	137,01
41	Bieliny	Pilica	50	LN2	4,9816	0,0023	—	145,71	146,15
42	Końskie-Bawaria	Drzewiczka	46	LN2	5,5411	0,0013	—	254,95	255,38
43	Łękawica	Pilica	50	LN2	4,6724	0,0027	—	106,96	107,33
44	Grabów	Pilica	50	LN2	4,7036	0,0033	—	110,34	110,82
45	Czachówek	Czarna	23	LN3	4,1955	0,0065	42,96	109,35	109,90
46	Osuchów	Jeziorka	50	LN2	5,2510	0,0014	—	190,75	191,10
47	Mała Wieś	Jeziorka	50	E1	0,9030	174,4700	—	174,88	177,19
48	Bibianów	Bzura	50	LN2	4,9783	0,0036	—	145,23	145,91
49	Strzelce	Ochnia	47	LN2	4,8702	0,0062	—	130,34	131,38
50	Łęki Kościelne	Ochnia	23	P3	0,3363	1,2495	103,35	103,83	104,04
51	Chrzaszczewek	Rawka	23	LN2	5,1260	0,0037	—	168,34	169,15
52	Milanówek	Utrata	46	LN2	4,6021	0,0069	—	99,70	100,58
53	Krakówka	Wisła	50	LN2	4,0556	0,0045	—	57,72	58,06
54	Helenów	Skrwa(lewa)	36	LN2	4,3774	0,0044	—	79,63	80,08
55	Stryków	Moszczenica	45	LN2	5,0575	0,0029	—	157,20	157,79

Źródło: opracowanie własne.

Sposób przestrzennego rozmieszczenia funkcji aproksymujących (rys. 7) wskazuje, że posterunki pomiarowe, których serie aproksymuje rozkład LN3, grupują się w północnej części obszaru. Jednocześnie na południowym wschodzie najlepszą aproksymację zapewnia rozkład logarytmiczno-normalny dwuparametryczny (LN2), podczas gdy na pozostałym obszarze zróżnicowanie jest dużo większe (4 rodzaje rozkładów), przy małej reprezentacji LN2.



Rys. 8. Współczynniki autokorelacji maksimów rocznych
 Ra_1 – współczynnik autokorelacji przy $k = 1$; n – liczba istotnych Ra

Fig. 8. Autocorrelation coefficients of yearly maxima
 Ra_1 – Autocorrelation coefficients at $k = 1$; n – number of statistically significant Ra

Współczynniki autokorelacji maksymalnych rocznych stanów wód podziemnych (rys. 8), przy przesunięciu $k = 1$, są dość zróżnicowane. W większości (39 z 55 przypadków) są jednak mniejsze od 0,6 (przeciętna w próbce – 0,44). Szeregi maksymalnych stanów wód podziemnych cechują się zatem dużo mniejszą inercją niż ciągi wartości minimalnych. W przestrzennym ich rozmieszczeniu zauważyć można, że wysokie Ra_1 ($> 0,8$) występują na tym samym terenie, choć niekoniecznie w tych samych studniach, co w przypadku minimów. Niskie wartości Ra_1 ($< 0,2$) są zaś rozmieszczone względnie równomiernie.

Także „pamięć” o poprzednich stanach w szeregach maksimów rocznych jest „krótsza”, niż w odniesieniu do minimów. Liczba istotnych współczynników autokorelacji waha się od 0 do 5. W rozkładzie przestrzennym zwraca uwagę relatywnie większa inercja zmian stanów wody w poziomach wodonośnych w południowo-wschodniej części obszaru.

Aproksymowane rozkłady prawdopodobieństwa zestawione zostały w tablicach kontyngencyjnych z charakterystykami poszczególnych poziomów wodonośnych. Badanie istotności statystycznej współzależności przeprowadzone zostało na trzech poziomach istotności $\alpha = (0,05; 0,10; 0,20)$. Przyjęto też odpowiednie poziomy siły współzależności: istotna, słaba, bardzo słaba. Wyniki zestawiono w tab. 3.

Tabela 3

Statystyczna istotność powiązań typów rozkładów z charakterystykami poziomów wodonośnych

Statistic significance of the connections between distributions types and aquifers characteristics

	Stany minimalne	Stany maksymalne
Położenie geomorfologiczne	–	–
Rodzaj wodonośca	$\alpha = 0,10$	–
Stopień izolacji od powierzchni (wg GOD)	$\alpha = 0,20$	–
Średnia głębokość zwierciadła	$\alpha = 0,20$	$\alpha = 0,10$

Źródło: opracowanie własne.

W przypadku minimów rocznych istnieje słaby związek typu dopasowanego rozkładu teoretycznego z rodzajem wodonośca. Dla wodonośców piaszczystych najlepsze dopasowanie zapewniał rozkład Fishera–Tippetta, zaś dla węglanowych logarytmiczno-normalny trójparymetryczny. Wśród maksimów rocznych istnieje słaba zależność charakteru dopasowanego rozkładu od średniej głębokości do wody w danym poziomie wodonośnym. Rozkład Pearsona typu III stosunkowo najlepiej aproksymuje empiryczne rozkłady maksimów w studniach najpłytszych (do 2 m), podczas gdy rozkłady empiryczne studni nieco głębszych lepiej aproksymuje funkcja logarytmiczno-normalna dwuparymetryczna. Z badań wynika także, iż stopień izolacji mierzony charakterystyką GOD oraz położenie morfologiczne otworu nie mają żadnego wpływu na charakter rozkładów minimów i maksimów rocznych.

Podsumowując tę część rozważań, można zauważyć pewną odmiennność reżimu wód podziemnych poziomów występujących w południowo-wschodniej części obszaru. Jest to zapewne skutkiem dość silnych związków hydraulicznych wód z osadów czwartorzędowych z relatywnie niezbyt głęboko na tym

terenach położonymi poziomami wodonośnymi w skałach węglanowych (wapieniach, marglach) jury i kredy. W niektórych głębszych studniach utwory te można nawet spotkać w spągach wodonośców. Na pozostałym obszarze skały te zalegają głęboko, a wody w nich występujące są najczęściej izolowane od powierzchni. Na podobne różnice w przebiegu wahań zwierciadła wody podziemnej w środkowej Polsce zwracano uwagę we wcześniejszych pracach (Jeż 1986, Tomalski 2002, Jokiel 2004). Są nawet podstawy do wydzielenia w tej części Polski dziedzin płytkich wód podziemnych charakteryzujących się odmiennym reżimem wahań zwierciadła (Tomalski 2002).

EKSTREMALNE STANY WÓD PODZIEMNYCH W WIELOLECIU 1951–2000

Interesującym zagadnieniem jest również czasowa zmienność występowania ekstremalnych stanów wód podziemnych w badanym wieloleciu. W zbadaniu tego zjawiska pomocne mogą być oszacowane stany wody o zadanym prawdopodobieństwie nieosiągnięcia (stany niżówkowe) lub przekroczenia (stany wezbraniowe). W odniesieniu do okresów niskich stanów wody podziemnej wyróżnić można (Strzebońska-Ratomska 1994) suszę wód podziemnych (górną granicą jest $H_{50\%}$) i niżówkę wód podziemnych (górną granicą jest $H_{10\%}$). Zachowując ww. poziomy odniesienia, w opracowaniu przyjęto jednak inne terminy, w ocenie autora lepiej oddające charakter zjawiska: niżówkę wód podziemnych ($H_{50\%}$) oraz głęboką niżówkę wód podziemnych ($H_{10\%}$). W przypadku wysokich stanów przyjęto analogiczne granice oraz terminy: wezbranie wód podziemnych (dolną granicą wezbrania jest $H_{50\%}$) oraz wysokie wezbranie wód podziemnych (dolną granicą wysokiego wezbrania jest $H_{10\%}$).

W odniesieniu do stanów niżówkowych $H_{50\%}$ oznacza stan wody o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 50%, czyli jest to mediana z wartości rozkładu teoretycznego. Natomiast $H_{10\%}$ oznacza stan wody, który tylko w 10% przypadków został nieosiągnięty. Wartości tych kwantyli podane są w tab. 1. Analogicznie dla stanów wezbraniowych, $H_{50\%}$ to stan wody o prawdopodobieństwie przekroczenia 50% (mediana), a $H_{10\%}$ – stan wody, który tylko w 10% przypadków został przekroczony (tab. 2).

Posiadając tak określone graniczne stany wód podziemnych, można dla każdego posterunku policzyć roczne częstości tygodniowych pomiarów stanów wody przekraczających te wartości (w przypadku wezbrań) lub ich nie osiągających (w przypadku niżówek). Sumując, dla danego roku, częstości ze wszystkich posterunków i dzieląc je przez skumulowaną liczbę pomiarów

we wszystkich studniach posiadających pomiary w tym okresie, otrzymamy roczną częstotliwość stanów ekstremalnych w całym regionie. Procedurę tę można przedstawić wzorami:

$$\left. \begin{aligned} k_{r,50\%}^w &= \frac{\sum_{i=1}^{52} n_{50\%}}{N}; H_n > H_{50\%} \\ k_{r,10\%}^w &= \frac{\sum_{i=1}^{52} n_{10\%}}{N}; H_n > H_{10\%} \end{aligned} \right\} \text{dla wezbrań}$$

$$\left. \begin{aligned} k_{r,50\%}^n &= \frac{\sum_{i=1}^{52} m_{50\%}}{N}; H_m < H_{50\%} \\ k_{r,10\%}^n &= \frac{\sum_{i=1}^{52} m_{10\%}}{N}; H_m < H_{10\%} \end{aligned} \right\} \text{dla niżówek}$$

$k_{r,50\%}^w, k_{r,10\%}^w, k_{r,50\%}^n, k_{r,10\%}^n$ – roczna częstotliwość stanów ekstremalnych (w – wezbrań, n – niżówek) o zadanym prawdopodobieństwie,

$n_{50\%}, n_{10\%}$ – częstość tygodniowych pomiarów stanów wody przekraczających wartości graniczne dla wezbrań (50%) i wysokich wezbrań (10%),

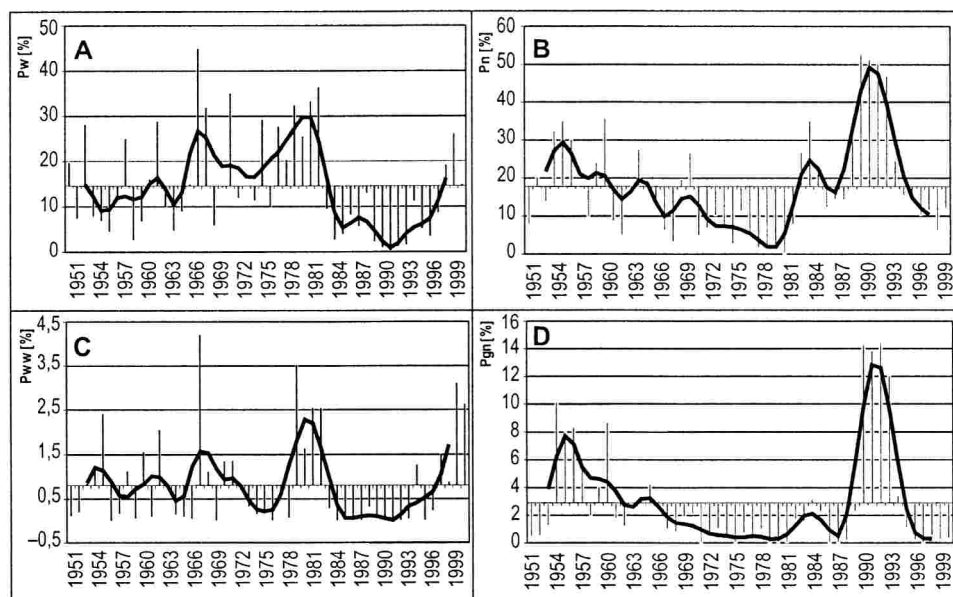
$m_{50\%}, m_{10\%}$ – częstość tygodniowych pomiarów stanów wody nie osiągających wartości granicznych dla niżówek (50%) i głębokich niżówek (10%),

N – skumulowana liczba pomiarów ze wszystkich piezometrów w danym roku,

H_n, H_m – stan wody zmierzony w piezometrze (tygodniowy).

Obliczanie częstotliwości stanów ekstremalnych w danym roku pozwala na porównywanie kolejnych lat w szeregu czasowym. Używanie tu prostej częstości byłoby niewłaściwe ze względu na różną długość ciągów pomiarowych, a co za tym idzie, różną liczbę skumulowanych pomiarów w poszczególnych latach.

Na rys. 9 przedstawione są częstotliwości wezbrań i niżówek wód podziemnych w poszczególnych latach w badanym regionie. Pokazane są one tutaj jako odchylenia od wartości średniej, a dla uwypuklenia ich przebiegu czasowego wyrównane zostały dodatkowo pięcioclementową centrowaną średnią ruchomą.



Rys. 9. Względna częstotliwość wysokich i niskich stanów w wieloletnim okresie. Odchylenia od średniej A – wezbrania wód podziemnych (prawdopodobieństwo przekroczenia 50%), Pw – udział stanów wezbraniowych; B – niżówki wód podziemnych (prawdopodobieństwo nieosiągnięcia 50%), Pn – udział stanów niżówkowych; C – wysokie wezbrania wód podziemnych (prawdopodobieństwo przekroczenia 10%), Pww – udział stanów wysokich wezbrań; D – głębokie niżówki wód podziemnych (prawdopodobieństwo nieosiągnięcia 10%), Pgn – udział stanów głębokich niżówek. Wartości wyrównane pięcioelementową, centrowaną średnią ruchomą

Fig. 9. Relative frequency of high and low groundwater levels in many-year period. Mean deviations

A – high level of groundwater (probability of achieving 50%), Pw – share of high level of groundwater; B – low level of groundwater (probability of not achieving 50%), Pn – share of low level of groundwater; C – very high of groundwater (probability of achieving 10%), Pww – share of low level of groundwater; D – very low level of groundwater (probability of not achieving 10%), Pgn – share of very high level of groundwater. Values were equalized by center movable mean five elements

Lata 50. i początek 60. to okres, w którym częstotliwość stanów wezbraniowych (rys. 9A) kształtowała się na poziomie nieco niższym niż przeciętny. Od połowy lat 60. do połowy lat 80. wyraźnie się ona zwiększyła (z wyjątkowo dużą liczbą „stanów wezbraniowych” w roku 1967, 1971 i 1982). Równocześnie, w latach 70. zdarzały się pojedyncze lata z udziałem stanów wezbraniowych poniżej przeciętnej. Od roku 1983 widać wyraźną zmianę w dynamice zwierciadła zbiorników wód podziemnych i znaczące zmniejszenie częstotliwości występowania wysokich stanów. Przeciętny udział w roku tygodni wezbraniowych osiągnięty został ponownie dopiero pod koniec okresu badawczego.

Wysokie wezbrania wód podziemnych (rys. 9C) do końca lat 60. występowały nierównomiernie ponad i poniżej średniej częstotliwości. Szczególnie duża ich liczba wystąpiła w roku 1967. W późniejszym okresie wyraźnie zmniejsza się udział bardzo wysokich stanów wód podziemnych. Na tym tle wyróżniają się jednak lata 1979–1982 z częstotliwością powyżej średniej. Kolejny taki okres nastąpił dopiero w końcu lat 90.

W przebiegu czasowym stanów niżówkowych (rys. 9B) widać wyraźną tendencję do zmniejszania się częstotliwości ich występowania od początku okresu badawczego aż do początku lat 80. Podobnie jak w przypadku wezbrań, po roku 1983 następuje wyraźna zmiana i wzrost udziału stanów niżówkowych w poszczególnych latach. Szczególny charakter mają lata 1990–1992, w których udział stanów niżówkowych przekracza 50%. Ostatnie pięć lat okresu badawczego to czas uzupełniania zasobów wód podziemnych i spadek udziału stanów niżówkowych.

Zmiany częstości głębokich niżówek w wieloleciu (rys. 9D) wykazuje te same tendencje, co przebieg niżówek. Odstępstwo od tej reguły można zaobserwować w latach 80., kiedy to głębokie niżówki, w porównaniu z niżówkami, występowały bardzo rzadko. Oznacza to, że w początkowej fazie okresu suchego zasobne poziomy wód podziemnych łagodziły skutki zmniejszonego zasilania. Efekt ten nie wystąpił natomiast w początkach lat 90., kiedy to zanotowano okres z największym udziałem stanów bardzo niskich (lata 1990–1993; powyżej 12%).

Analizując diagramy częstotliwości stanów wezbraniowych czy niżówkowych w odniesieniu do wód podziemnych środkowej Polski, zauważyć można wyraźną zmianę ustroju poziomów wód podziemnych, jaka wystąpiła w okolicy roku 1983. Tego rodzaju zmiana widoczna jest nie tylko w przypadku wód podziemnych. Zwrócili na nią uwagę również inni autorzy badający stosunki wodne środkowej Polski w tym okresie, np. w odniesieniu do odpływu rzeczno (Jokiel, Bartnik 2001). Zmiana ta jest oczywiście pochodną warunków pogodowych w tym okresie. Wypełnienie poziomów wód podziemnych zależy jest od zasilania opadami atmosferycznymi, a te były po roku 1982 wyraźnie niższe niż w poprzednim dziesięcioleciu. W latach 80. i na początku lat 90. występowały wyraźne niedobory opadów (Kozuchowski 2004a), dochodzące nawet do 300 mm w stosunku do średniej wieloletniej (1951–2003). Istotnych zmian nie zanotowano natomiast w temperaturze powietrza. W tym przypadku notowany jest systematyczny i istotny statystycznie wzrost średniej temperatury powietrza w wieloleciu 1951–2000 (o 0,2°C/rok dla Łodzi), przy czym najlepiej jest on widoczny w sezonie chłodnym (Kozuchowski 2004b). Sytuacja taka spowodowała wystąpienie niedostatków opadu w stosunku do ewapotranspiracji potencjalnej (ujemny klimatyczny bilans wodny), a w efekcie zmniejszanie zasobów wód podziemnych. Dodatkowym skutkiem tego było również wyraźne zmniejszenie się współczynników odpływu całkowitego i podziemnego w następnych latach (Jokiel 2004).

PODSUMOWANIE

Aproksymacja teoretycznymi funkcjami prawdopodobieństwa empirycznych rozkładów stanów wód podziemnych jest dosyć trudna i może budzić pewne wątpliwości z uwagi na istotną inercję szeregów czasowych. Jednak przeprowadzona próba na wartościach ekstremów rocznych dała, zdaniem autora, obiecujące rezultaty. Określone na podstawie rozkładów rzędne zwierciadła o zadanym prawdopodobieństwie wnoszą nową informację o funkcjonowaniu poziomów wód podziemnych w sytuacjach ekstremalnych. Znajomość rozkładów pozwala również, w ograniczonym stopniu, na szacowanie położenia zwierciadła w przypadkach jeszcze bardziej skrajnych (np. $H_{1\%}$). Zarysowane powiązania rodzaju aproksymowanego rozkładu z charakterystykami poziomów wód podziemnych są słabe i jest kwestią otwartą, czy przy większej próbie analizowanych poziomów potwierdziłaby się ich istotność.

W odniesieniu do częstości występowania ekstremalnych stanów wód podziemnych w wieloleciu zarysowuje się jednak ciekawa i wyraźna prawidłowość. Po stosunkowo suchych latach 50. następuje uzupełnienie zasobów wód podziemnych i rozpoczyna się dość długi okres wilgotny (od końca lat 60. do początku 80.). Kolejne lata to ponownie okres suchy z apogeum w latach 1990–1993. Po nim notuje się krótką fazę uzupełniania zasobów w poziomach wodonośnych i początek występowania stanów wysokich u progu nowego tysiąclecia. Rytm, który się tu pojawia, ma oczywiście zmienną amplitudę i fazę, ale jest na tyle wyraźny, że nie sposób go nie skojarzyć z podobnymi prawidłowościami zanotowanymi w szeregach wielu innych charakterystyk hydrometeorologicznych notowanych w środkowej Polsce. Zbieżność ta nie jest zapewne przypadkowa i wskazuje, że pomimo silnej antropopresji nadal czynnikiem decydującym o stanie zasobów wód podziemnych są fluktuacje klimatu.

LITERATURA

- Chełmicki W., 1997, *Degradacja i ochrona wód*, cz. I, *Jakość*, Wyd. IG UJ, Kraków.
- Jeż G., 1986, *Próba oceny wieloletniej zmienności zwierciadła wód podziemnych w regionie łódzkim*, Ogólnopolska Konferencja Hydrograf. UAM Poznań, 15–17 IX 1986 r.
- Jokić P., 2004, *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*, Wyd. UŁ, Łódź.
- Jokić P., Bartnik A., 2001, *Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w środkowej Polsce w wieloleciu 1951–1998*, Wiad. IMGW, XXIV, 2.
- Kondracki J., 1998, *Geografia regionalna Polski*, Wyd. PWN, Warszawa.
- Kożuchowski K., 2004a, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w XX i XXI wieku*, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Wyd. Biblioteka, Łódź.

- Kożuchowski K., 2004b, *Skala i tendencje współczesnych zmian temperatury powietrza w Polsce*, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Wyd. Biblioteka, Łódź.
- Strzebońska-Ratomska B., 1994, *Metodyka oceny intensywności i zasięgu suszy hydrologicznej*, cz. I, *Susza hydrologiczna na Podkarpaciu w latach 1961–1990*, Wiad. IMGW, XVII, 4.
- Tomalski P., 2002, *Dynamika stanów wód podziemnych w środkowej Polsce w wieloletniu 1951–1998*, mpis pracy magisterskiej w Zakł. Hydrol. i Gosp. Wodnej UŁ, Łódź.

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej
Uniwersytetu Łódzkiego

Przemysław Tomalski

EXTREME GROUNDWATER LEVELS IN CENTRAL POLAND IN 1951–2000

The aim of this study is to present an analysis of sequence of extreme annual groundwater levels in central part of Poland. Data were obtained from 55 groundwater levels (Fig. 1), which were monitored in Institute of Meteorology and Water Management. Every sequence has its own theoretically fitted distribution, counted autocorrelation and the number of statistically significant, subsequent coefficients (with shifts from 1 to 5).

Annual minima are best approximated (Fig. 3) by Fisher's-Tippet's distribution (E3). Furthermore, in some cases log-normal, two- and three-parametric distributions (LN2 and LN3) were fitted. It is clearly seen in spatial distribution (Fig. 4) in Pilica river basin that the participation of Fisher's-Tippet's distribution is relatively smaller in this region than in the others. Mean autocorrelation of annual minima (Fig. 5) is equal to 0.59, which means that the levels have big inertia. Annual maxima are best approximated by (Fig. 6) log-normal, two-parametric distribution (LN2). Except this one, in some cases: Gumbell (E1), three-parametric log-normal (LN3) and Pearson type III distribution (P3) are fitted. On the north of the investigated area in the spatial arrangement the concentration of LN3 distribution can be clearly seen. The sequences of maximum groundwater levels are characterized by much smaller inertia than sequences of minimum values. Looking at their spatial arrangements (Fig. 8) it cannot be omitted that high R_{s1} values (>0.8) concern the same region, but not the same wells as in case of minima. Low R_{s1} values (<0.2) are rather evenly distributed.

Basing on the approximated distributions, water levels of given probability (of 50% and 10%) of exceeding (for maximum values) and unreachables (for minimum values) were calculated. It allowed to create diagrams (Fig. 9) of the frequency of week-long floods and low flows during the long lasting period. After slightly dry 50s the shortages were supplemented and wet years began (late 60s to the beginning of 80s). Following years belong to a dry period with its apogee in 1990–1993. Afterwards we observe some years of supplementation of aquifers and the beginning of floody period just before the beginning of a new millennium. As in case of other hydrometeorological characteristics we can observe its cyclic nature.